

ژئوشیمی توده ساب ولکانیک تلخ‌رود، آتشفشان دماوند

رویا علی‌اکبری، امیرعلی طباح شعبانی*، شهریار محمودی

دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین

پذیرش ۹۸/۰۹/۰۴

دریافت ۹۷/۰۳/۲۷

چکیده

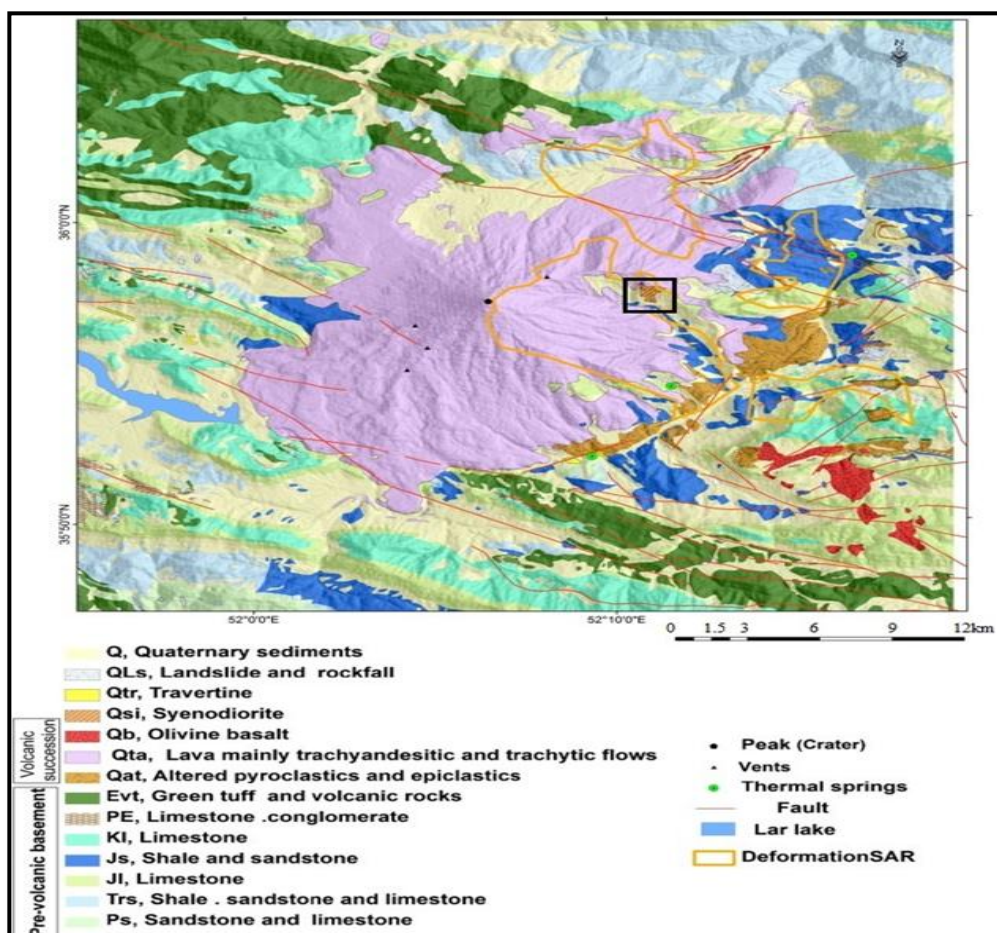
محدوده‌ای در امتداد دره تلخ‌رود در دامنه شمال‌شرق آتشفشان دماوند توده‌ای ساب ولکانیک شامل سینودیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت رخمون دارد. این توده ساب ولکانیک با بافت پورفیری دارای فلدسپارهای پلاژیوکلاز و قلیایی، فلوگوپیت، آمفیبول، کلینوپیروکسن، آپاتیت و تیتانومگنتیت است. شواهد نامتعادل نظیر زونینگ و بافت غربالی در پلاژیوکلاز و آپاسیتی شدن بلورهای فلوگوپیت می‌تواند ناشی از تغییرات فشار بخار آب در حین صعود ماگما باشد. این توده از نظر خصوصیات ژئوشیمیایی، متآلومین، آلكال و شوشونیتی است و به لحاظ جای‌گاه تکتونیکی در محیط آتشفشان‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرد. نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده با کندریت و گوشته اولیه غنی‌شدگی عناصر LREE و LILE و تهی‌شدگی HREE و HFSE مانند Ti, Nb را نشان می‌دهند. مقایسه این سنگ‌ها با معادل‌های خروجی آن‌ها یعنی تراکی آندزیت‌ها و تراکیت‌های دماوند نشان می‌دهد که تفاوت ژئوشیمی و کانی‌شناسی محسوسی بین آنها وجود ندارد.

واژه‌های کلیدی: آتشفشان دماوند، تلخ رود، ساب ولکانیک، آلكال، شوشونیتی.

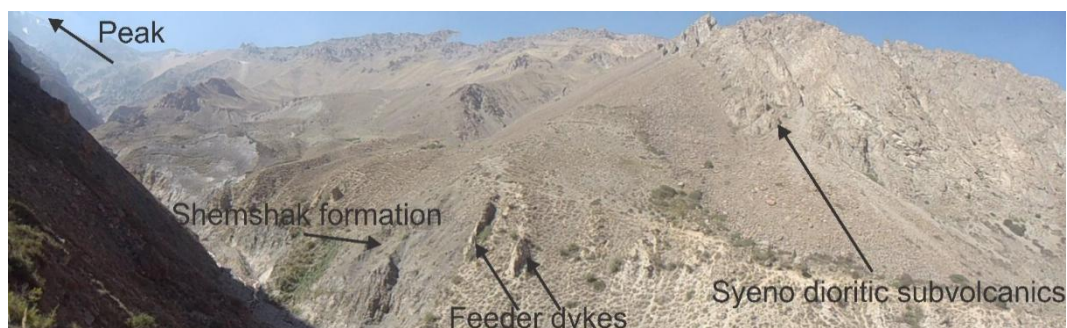
مقدمه

آتشفشان دماوند به‌عنوان بلندترین قله آتشفشانی ایران و خاورمیانه در فاصله ۵۰ کیلومتری شمال‌شرقی تهران، به لحاظ ساختاری در زون البرز مرکزی قرار دارد و اکنون در مرحله فعالیت فومرولی است. دره تلخ‌رود در بخش شرقی و شمال‌شرقی قله دماوند قرار دارد که از طریق جاده آسفالت هراز و جاده فرعی گزانه قابل دسترسی است. این منطقه دارای مختصات طول جغرافیایی ۵۰°۰′ تا ۵۰°۱۰′ شرقی و عرض جغرافیایی ۳۶°۰′ تا ۳۶°۵۰′ شمالی است (شکل ۱). بر پایه بررسی‌های صحرایی [۱]، [۲]، [۳] که در این دره و دره گزانه انجام گرفته، به‌حضور یک توده ساب ولکانیک با ترکیب سینودیوریتی اشاره شده که نشان از فرسایش شدید و حمل مواد در دوره‌ای از نبود فعالیت آتشفشانی است. مرز بین رسوبات ولکانوکلاستیک با سازند شمشک و مرز بین نهشته‌های پیروکلاستیک با گدازه‌های جوان‌رویی در امتداد دره گزانه قابل مشاهده است (شکل ۲). مطالعه و بررسی تفصیلی از دیدگاه پترولوژی روی این توده ساب ولکانیک انجام نشده که هدف این پژوهش است. در ضمن کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های توده ساب ولکانیک تلخ‌رود با نمونه‌های ولکانیک هم‌ارز یعنی تراکی آندزیت‌های مربوط به دماوند قدیم (۸۰۰-۱۸۰۰ هزار سال) و دماوند جوان (۶۰-۱۵۰ هزار سال)، [۴] مقایسه شده است. موقعیت و وضعیت توده سینودیوریتی تلخ‌رود در صحرا نسبت به سنگ‌های در برگیرنده نشان از ساب ولکانیک و نفوذی بودن آن دارد که باشکوه [۱] و اسکندری و همکاران [۲]، [۳] به آن اذعان کرده‌اند. در واقع داده‌های ایزوتوپی انتشار نیافته (گفتگوی شفاهی با دکتر اسکندری) نشان داده این توده

نفوذی نیمه عمیق بخشی از ماگماتیسم دماوند است. دره تلخ رود روی مواد آتشفشانی قلّه دماوند اعم از گدازه و مواد پیروکلاستیک تشکیل شده و فاقد گسل های معکوس، راندگی و چین های برگشته است. مشاهدات صحرایی انجام شده [۱] نشان می دهد که مجموعه های مذکور بازمانده یک آتشفشان تراکی آندزیتی قدیمی (دماوند قدیم) هستند که به صورت دگرشیب زیر گدازه های تراکی آندزیتی جوان (دماوند جدید) قرار گرفته اند.



شکل ۱. نقشه زمین شناسی آتشفشان دماوند ساده شده از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ آمل، بلده و شرق تهران، سازمان زمین شناسی کشور، اقتباس محدوده بررسی شده روی نقشه با مستطیل مشخص شده است [۲].



شکل ۲. نمایی از دره گزنه و واحدهای تشکیل دهنده دیواره شمالی

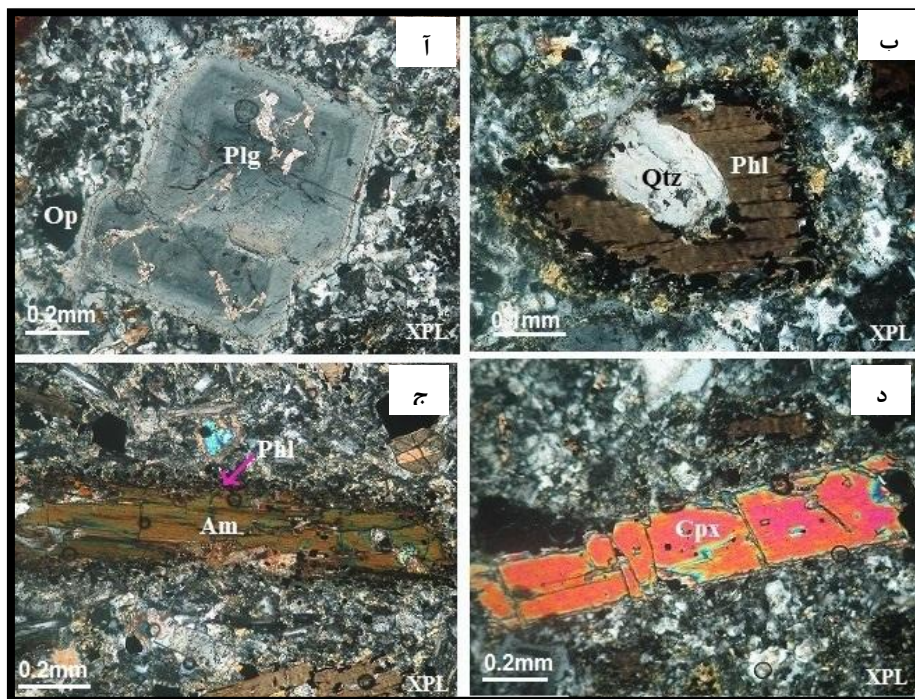
روش‌های آزمایشگاهی

به‌منظور دستیابی به اهداف این پژوهش طی عملیات صحرایی، تعداد ۲۶ نمونه سنگی برداشت و از آن‌ها مقاطع نازک تهیه شد. پس از بررسی میکروسکوپی مقاطع، ۶ نمونه متنوع که کمترین دگرسانی را داشت برای بررسی ژئوشیمیایی انتخاب شد و در دانشگاه دامغان با دستگاه (BRUKER axa-S4 EXPLORER) تجزیه XRF شد و در شرکت زر آزما تجزیه ICP-MS انجام شد که نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در جدول ۱ و نتایج محاسبه نورم CIPW نمونه‌های توده ساب ولکانیک تلخ‌رود نیز در جدول ۲ ارائه شده است.

بررسی‌های پتروگرافی

نتایج حاصل از بررسی‌های میکروسکوپی روی نمونه‌های جمع‌آوری شده از منطقه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای ترکیب سینودیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت است. این سنگ‌ها در نمونه دستی به‌رنگ خاکستری روشن و در آن‌ها فنوکریست‌های فلوگوپیت و پلاژیوکلاز قابل مشاهده هستند. در زیر میکروسکوپ سینودیوریت و مونزونیت شبیه هم هستند و بافت پورفیری دارند که حضور میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی، فلوگوپیت، آمفیبول، کلینوپیروکسن در یک زمینه کاملاً متبلور ریز دانه عمدتاً فلسیک، دلالت بر ماهیت ساب ولکانیک‌شان دارد. آن‌چه که در ادامه در مورد ترکیب یا نوع کانی بیان می‌شود از طریق تجزیه الکترون میکروپروب تأیید شده است [۱۲]. پلاژیوکلازها با ترکیب الیگوکلاز-آندزین فراوان‌ترین فنوکریست این سنگ‌ها است که منطقه‌بندی نیز نشان می‌دهند (شکل ۳ آ). حواشی برخی از پلاژیوکلازها خورده‌شدگی از خود نشان می‌دهند که باعث شده شکل اولیه خود را تا حدودی از دست بدهند. منطقه‌بندی و بافت‌های انحلالی در پاسخ به تغییرات شیمیایی و فیزیکی ماگما رخ می‌دهد. از جمله فرایندهای فیزیکی که موجب تشکیل منطقه‌بندی می‌شوند، تبلور غیرتعادلی [۶]، افت فشار [۷]، تزریق متناوب ماگمای مافیک [۸]، [۹] و همرفت ماگمایی [۱۰] هستند. از کانی‌های شاخص در مقاطع میکروسکوپی، می‌توان به میکروفنوکریست‌های میکای قهوه‌ای یا فلوگوپیت با حاشیه واکنشی که بر اثر افت فشار و از دست دادن مواد فرار رخ می‌دهد اشاره کرد [۱۱] (شکل ۳ ب). دیگر کانی فرومنیزین موجود در مقاطع آمفیبول است که به‌صورت نیمه شکل‌دار و با پلی‌کروئیسزم سبز تا قهوه‌ای دیده می‌شود. این نوع آمفیبول غنی از تیتان و از نوع کرسوتیت است [۱۲]. در اطراف آمفیبول‌ها علاوه بر اپاسیته‌شدگی، حاشیه واکنشی فلوگوپیت نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳ ج). به‌عبارتی حاشیه یا هاله واکنشی اطراف میکروفنوکریست‌های آمفیبول شامل مجموعه فلوگوپیت و بلورهای ریز تیتانومگنیت می‌شود. حواشی واکنشی فلوگوپیت و آمفیبول نشانه فرایندهای سیستم باز است [۱۱] و می‌تواند در پیوند با صعود آهسته ماگما [۱۱] یا افزایش آب باقی‌مانده از تبلور کانی‌ها یا افزایش مجدد دمای ماگما به‌واسطه ورود مذاب مافیک‌تر باشد. کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید و اغلب نیمه‌شکل‌دار هستند (شکل ۳ د). از کانی‌های فرعی مشاهده شده در این سنگ‌ها، می‌توان به تیتانومگنیت، آپاتیت و زیرکن اشاره کرد.

کوارتز مونزونیت (نمونه‌های ۳۱۰-۳۱۱) در حاشیه جنوبی توده رخنمون دارد. فنوکریست‌های تشکیل‌دهنده تنها محدود به پلاژیوکلازهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با بافت غربالی و فلوگوپیت‌های با حاشیه اپاسیته ضعیف و کوارتزهای آنهدرال می‌شود. ویژگی این نوع سنگ نبود کانی‌های پیروکسن و اوپاک است. کلسیت و کلریت از کانی‌های ثانویه‌اند که قابل مشاهده است.



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی (XPL) از سینودیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت با بافت پورفیری که ویژگی‌های میکروفنوکریست‌های آن شامل: (آ) زونینگ در پلاژیوکلاز، (ب) بلور فلوگوپیت با حاشیه واکنشی انحلال یافته و به وسیله کوارتز پر شده است، (ج) بلور آمفیبول با حاشیه واکنشی فلوگوپیت، (د) بلور کلینوپیروکسن. (Pl=پلاژیوکلاز، Phl=فلوگوپیت، Cpx=کلینوپیروکسن، Am=آمفیبول، Op=اپاک). علائم اختصاری کانی‌ها از کرتز [۱۳] گرفته شده است.

ژئوشیمی

توده ساب ولکانیک تلخ‌رود با توجه به طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی [۱۴] دارای ترکیب سنگ‌شناسی سینودیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت است (شکل ۴). سری ماگمایی نمونه سنگ‌های منطقه در محدوده آلکالن [۱۶] و مشابه سایر سنگ‌های ولکانیک دماوند [۴] در محدوده شوشونیتی قرار گرفته است [۱۶] (شکل ۵ الف، ب). بر پایه نمودار تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 اکسیدهای K_2O , P_2O_5 , CaO , Al_2O_3 , FeO , MgO , TiO_2 با افزایش SiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهند. روند کاهشی اکسیدهای FeO , MgO , TiO_2 را نسبت به SiO_2 در سنگ‌های ساب ولکانیک تلخ‌رود می‌توان به تفکیک کانی‌های فرومنیزین نظیر کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و آمفیبول نسبت داد و کاهش CaO و Al_2O_3 به دلیل مشارکت آن‌ها در ساختمان پلاژیوکلازها است. اما در کوارتز مونزونیت‌ها مقدار Al_2O_3 به نسبت زیاد است (جدول ۱) که می‌توان به حضور فلوگوپیت نسبت داد زیرا میکاها میزبان آلومینیم اضافی موجود در سنگ میزبان خود هستند [۱۸]. همین روند در نمونه‌های ولکانیک دماوند (قدیمی و جوان) مشاهده می‌شود یعنی با افزایش SiO_2 مقدار Al_2O_3 ابتدا یک روند افزایشی و سپس روندی کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۶). تغییرات P_2O_5 نیز تابع تغییرات CaO است زیرا عنصر فسفر در سنگ‌های ماگمایی رابطه نزدیکی با کلسیم دارد و این دو عنصر در ساختمان آپاتیت شرکت دارند. چنان‌که در شکل ۶ ملاحظه می‌شود مقادیر CaO و P_2O_5 نمونه‌های بررسی شده نسبت به معادل‌های ولکانیک خود کم‌تر است که این ویژگی را می‌توان به تفريق نسبت داد به گونه‌ای که در نمونه‌های ولکانیک آپاتیت به صورت میکروفنوکریست شکل‌دار (تا ۵ میلی‌متر) مشاهده می‌شود [۴] در حالی که در

نمونه‌های ساب ولکانیک تلخ‌رود در ابعاد بسیار کوچک‌تر و به مقدار کم‌تر مشاهده می‌شود. مقادیر کم‌تر MgO ، FeO و CaO در کوارتز مونزونیت (نمونه ۳۱۰) را می‌توان به تفریق کانی پیروکسن نسبت داد که با مشاهدات پتروگرافی و محاسبات نورماتیو مبنی بر نبود پیروکسن هم‌خوانی دارد (جدول ۲). هم‌چنین، تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 روند کاهشی محسوسی دارد در صورتی که در نمونه‌های دماوند (قدیمی و جوان) روندی افزایشی مشاهده می‌شود (شکل ۶). تغییرات نشان‌دهنده تبلوربخشی و تفریق آلکالی فلدسپارها است، به عبارتی دیگر به واسطه تبلور آلکالی فلدسپار (سانیدین) در مراحل انتهایی تکامل ماگمایی با افزایش K_2O روبرو هستیم. Na_2O با افزایش سیلیس یک روند کاهشی نشان می‌دهد اما در کوارتز مونزونیت‌ها میزان Na_2O با افزایش سیلیس روندی افزایشی را نشان می‌دهد که حاکی از ورود این عنصر در طی تفریق و انجماد ماگما در ساختمان پلاژیوکلازهای سدیک و آمفیبول است. در نمونه‌های دماوند (قدیمی و جوان) با افزایش سیلیس مقدار Na_2O روندی کاهشی محسوسی را نشان می‌دهد (شکل ۶). گدازه‌های دماوند طبق بررسی عده‌ای از محققان دارای ترکیبی از آلکالن سدیک، شامل بازالت الیوین‌دار، تراکی بازالت، تراکی آندزیت و تراکیت است و در نتیجه بیان‌گر انجام روند تفریق در ماگمای اولیه خود هستند [۱۹]، [۲۰]. در مقابل، برخی دیگر از محققان به ماهیت پتاسیک این سنگ‌ها اشاره کرده و چون در سری شوشونیتی قرار می‌گیرند از واژه‌های آبساروکیت و باناکیت به جای آلکالی الیوین بازالت و تراکی آندزیت استفاده کرده‌اند [۲۱]، [۲۲]، [۲۳]. چنان‌که در شکل ۷ ملاحظه می‌شود اکثر سنگ‌های آتشفشانی دماوند قدیم و جدید [۴] در محدوده سدیک و توده ساب ولکانیک تلخ‌رود در محدوده پتاسیک قرار گرفته‌اند.

در این بخش الگوی توزیع عناصر نادر خاکی توده ساب ولکانیک تلخ‌رود را با الگوی این عناصر برای دماوند قدیم و جوان [۴] و آبساروکیت (بازالت‌های پتاسیم‌دار یا آلکالی الیوین بازالت) و باناکیت (تراکی آندزیت‌های پتاسیم‌دار) [۲۲] که به کندریت [۲۴] نرمالیز شده مقایسه کردیم (شکل ۸). چنان‌که در شکل ۸ ملاحظه می‌شود شباهت زیادی بین توده ساب ولکانیک تلخ‌رود و باناکیت‌های دماوند (تراکی آندزیت‌ها) [۲۲] وجود دارد. در نمودار توزیع عناصر نادر خاکی سنگ‌های آتشفشانی دماوند غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE وجود دارد. عنصر EU آنومالی مثبت نشان می‌دهد که این آنومالی مثبت Eu نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلازهای کلسیک به عنوان عامل کنترل کننده تحول ماگما در نظر گرفته می‌شود و نبود آن نیز می‌تواند نشانه فوگاسیته بالای اکسیژن باشد که در این حالت Eu^{2+} به Eu^{3+} تبدیل شده و نمی‌تواند وارد شبکه پلاژیوکلازهای کلسیک شود و بنابراین در مایعات تفریق یافته بعدی متمرکز خواهد شد و ارتباط منطقی خود را با درصد CaO ماگما از دست می‌دهد [۲۵].

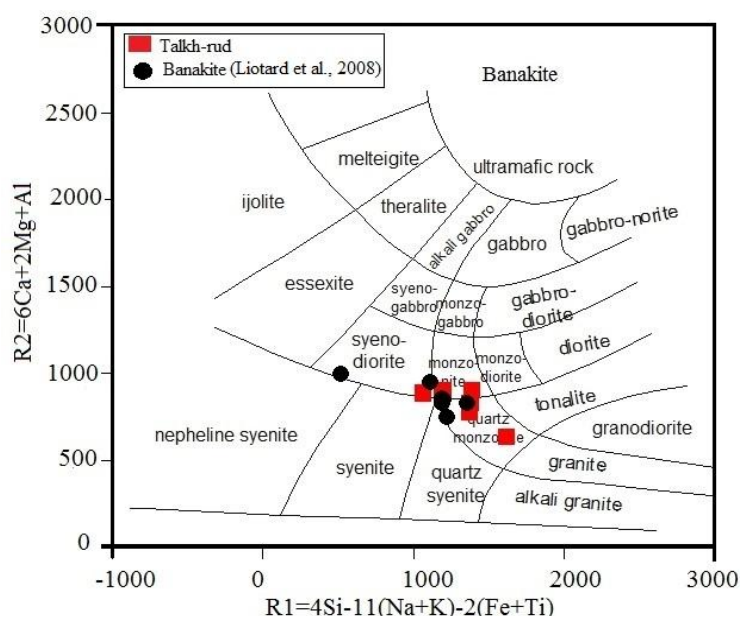
نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب نرمالیز شده به گوشته اولیه [۲۶] برای سنگ‌های آتشفشانی دماوند در شکل ۹ نشان داده شده است. بررسی الگوی عناصر کمیاب در نمودار عنکبوتی تقریباً سیری نزولی از عناصر سبک (LILE) به سنگین (HFSE) را نشان می‌دهد. غنی‌شدگی در عناصر ناسازگار و عناصر LILE مانند Ba, Rb در نمونه‌های بررسی شده احتمالاً در نتیجه آلودگی مذاب با پوسته قاره‌ای است که این ماگما در مسیر صعود به سطوح بالای پوسته دچار این حادثه شده است [۲۷]. آنومالی‌های منفی Nb, Ti, Ta در نتیجه ذوب‌بخشی یک لیتوسفر زیر قاره‌ای متاسوماتیسم شده در یک محیط فروانش می‌تواند باشد [۲۲]، [۲۳]. آنومالی مثبت Pb در نتیجه تفریق سری‌های ماگمایی، یک فرایند آلودگی پوسته‌ای مهم مرتبط با حضور یک حجره ماگمایی کم عمق را نشان می‌دهد [۲۲].

جدول ۱. نتایج تجزیه‌های شیمیایی اکسیدهای اصلی (بر حسب درصد وزنی) به روش XRF و عناصر کمیاب و نادر خاکی (بر حسب PPM) به روش ICP-MS

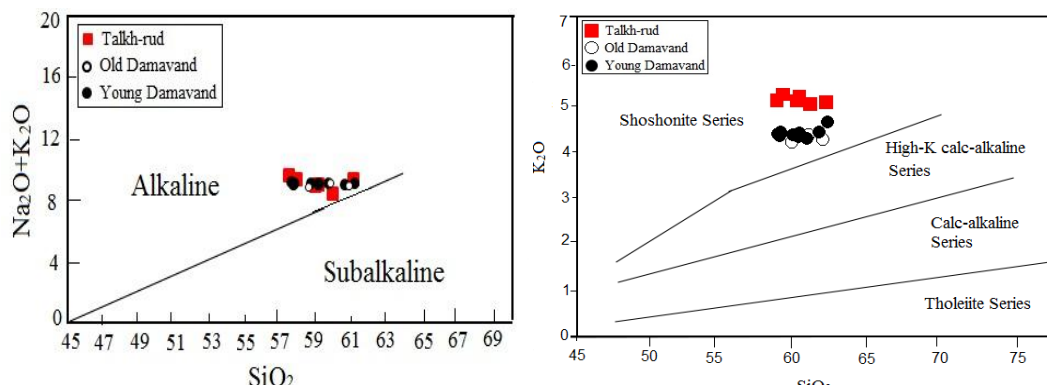
Sample	DM300	DM307	DM308	DM310	DM311	DM312
SiO ₂	۶۰٫۶۶	۶۰٫۵	۵۹٫۰۸	۶۱٫۴۳	۶۲٫۵۴	۵۹٫۵۱
TiO ₂	۰٫۸۱	۰٫۸۷	۰٫۸۸	۱٫۰۲۳	۰٫۹۳	۰٫۹۹
Al ₂ O ₃	۱۵٫۰۴	۱۵٫۰۳	۱۵٫۷۱	۱۷٫۵۶	۱۵٫۳۷	۱۵٫۴۳
FeO	۲٫۹۲	۳٫۱	۳٫۳۳	۲٫۸۵	۳٫۲۱	۳٫۴
MnO	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۶
MgO	۲٫۴۶	۲٫۴۵	۳٫۵۱	۱٫۶۹	۲٫۸	۳٫۵
CaO	۳٫۸۶	۴٫۵۴	۳٫۷۷	۱٫۹۱	۳٫۱۲	۳٫۹۶
Na ₂ O	۴٫۰۶	۴٫۰۴	۴٫۶۸	۳٫۵۹	۴٫۴۸	۴٫۳۱
K ₂ O	۵٫۰۵	۴٫۹۷	۴٫۹۷	۴٫۹۱	۴٫۹۴	۵٫۰۸
P ₂ O ₅	۰٫۴۳	۰٫۴۸	۰٫۶۴	۰٫۳۱	۰٫۵	۰٫۶۳
Cr ₂ O ₃	۰٫۱۱	DL<	DL<	DL<	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۹
SrO	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۲۱	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۷
Cl	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۶
L.O.I	۳٫۰۴	۲٫۲۷	۱٫۵۲	۳٫۱	۰٫۳۶	۱٫۲۷
Total	۹۸٫۷۲	۹۸٫۵۱	۹۸٫۴۳	۹۸٫۵۵	۹۸٫۴۹	۹۸٫۳۷
Rb	۱۱۴	۱۰۱	۹۳	۱۰۶	۱۰۶	۹۶
Sr	۵۴۴	۴۶۹	۷۸۰	۴۰۸	۴۵۲	۵۶۳
Y	۱۲٫۸	۱۰٫۴	۱۲٫۳	۲۸٫۳	۹٫۳	۱۱٫۴
Zr	۲۸۸٫۷۱	۳۰۳٫۵۲	۲۹۶٫۱۲	۳۲۵٫۷۳	۳۱۸٫۳۲	۳۰۳٫۵۲
Nb	۴۲٫۳	۴۳٫۹	۴۲٫۱	۴۲٫۵	۴۰٫۶	۴۲٫۳
Ba	۱۰۰۲	۱۰۳۳	۱۱۶۳	۱۰۶۹	۹۸۷	۱۱۷۹
La	۷۳	۶۷	۹۱	۵۳	۶۵	۷۰
Ce	۱۱۰	۱۰۳	۱۲۷	۸۹	۱۰۱	۱۰۹
Nd	۴۸٫۷	۴۲٫۴	۶۱٫۷	۵۰٫۶	۴۳٫۳	۴۷٫۹
Sm	۶٫۲۹	۵٫۴۶	۷٫۶۲	۱۰٫۳۷	۵٫۶۸	۶٫۲۷
Eu	۲	۱٫۸۱	۲٫۴۴	۳٫۵۴	۱٫۸	۲٫۰۲
Gd	۴٫۲۶	۳٫۴۹	۴٫۹	۱۰٫۱۷	۳٫۵۴	۳٫۹۴
Tb	۰٫۵۶	۰٫۵	۰٫۵۹	۱٫۴۳	۰٫۴۹	۰٫۵۳
Lu	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۳	<0.1	۰٫۱
Hf	۲٫۱۶	۱٫۷۳	۱٫۵۲	۱٫۵۳	۳٫۱۹	۲٫۸۳
Dy	۲٫۶۵	۲٫۲۷	۲٫۸۲	۲۸٫۰۹	۲٫۲۶	۲٫۴۹
Er	۱٫۱۲	۰٫۹۲	۱٫۰۶	۳٫۳۷	۰٫۸۴	۰٫۹۷
Tm	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۴۵	۰٫۱۵	۰٫۱۷
Ta	۳٫۰۸	۲٫۴۹	۲٫۷۲	۲٫۲۶	۲٫۳۲	۲٫۴۷
Yb	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۶	۱٫۹	۰٫۴	۰٫۵
Ti	۴۸۷۳	۵۲۴۵	۵۳۰۵	۶۱۳۲	۵۶۱۱	۵۹۴۱
Pb	۲۰	۱۱	۱۴	۸	۴	۸
Th	۲۳٫۴۹	۱۹٫۳۹	۱۹٫۳۹	۱۵٫۵۸	۱۴٫۳۹	۱۷٫۰۵
U	۵٫۶	۴٫۴	۳٫۷	۳	۳٫۸	۳٫۸

جدول ۲. نتایج محاسبهٔ نرم CIPW نمونه‌های تودهٔ ساب ولکانیک تلخ‌رود

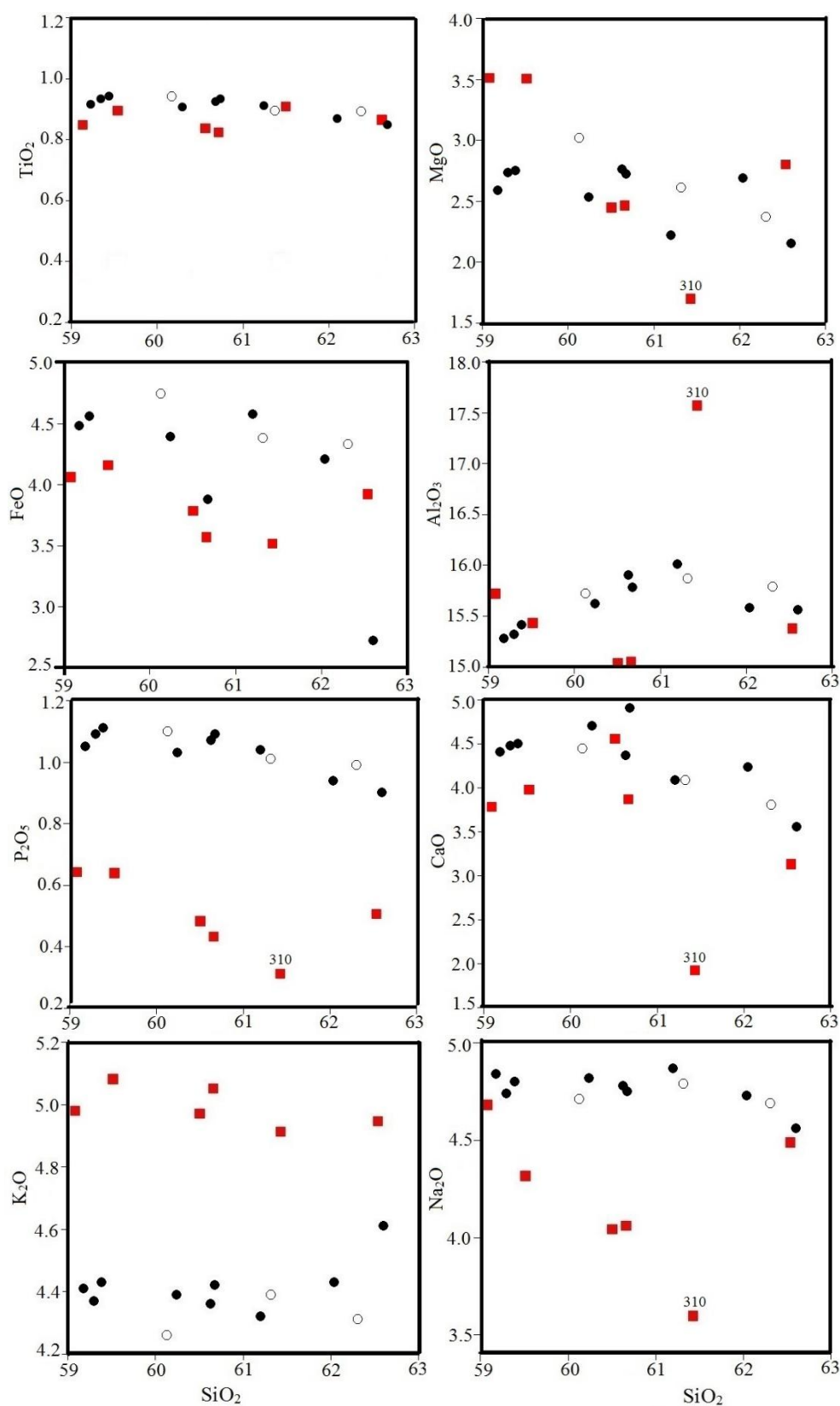
نمونه	۳۰۰	۳۰۷	۳۰۸	۳۱۰	۳۱۱	۳۱۲
کوارتز	۷,۴۳	۶,۸۱	۰,۹۶	۱۵,۱۳	۷,۴۵	۲,۸۷
ارتوکلاز	۳۱,۰۸	۳۰,۳۶	۳۰,۲۱	۳۰,۲۴	۲۹,۶۲	۳۰,۷۴
آلبیت	۳۵,۰۷	۳۵,۲۸	۴۰,۵۸	۳۱,۵۶	۳۸,۳۹	۳۷,۳۲
آنورتیت	۸,۱۹	۸,۴۳	۷,۳۱	۷,۹۸	۷,۲۵	۷,۸۵
کرنندوم	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۳,۶۵	۰,۰۰	۰,۰۰
دیوپسید	۷,۴۰	۹,۷۲	۶,۴۰	۰,۰۰	۴,۸	۶,۸۳
هیپرستن	۲,۳۹	۲,۰۷	۳,۲۱	۰,۰۰	۳,۱	۳,۰۹
مگنتیت	۱,۰۹	۱,۱۴	۱,۲	۱,۱۲	۱,۱۶	۱,۲۵
ایلمینیت	۱,۶۱	۱,۷۱	۱,۷۲	۲,۰۲	۱,۸	۱,۹۳
آپاتیت	۰,۹۸	۱,۰۹	۱,۴۴	۰,۷۱	۱,۱۲	۱,۴۲



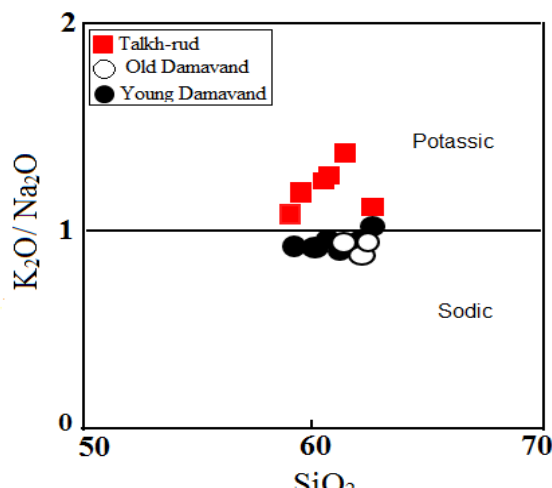
شکل ۴. نمودار R1-R2 برای طبقه‌بندی سنگ‌های ساب ولکانیک تلخ‌رود. نمونه‌های باناکیت (تراکی آندزیت) برای مقایسهٔ ترسیم شده‌اند [۱۴].



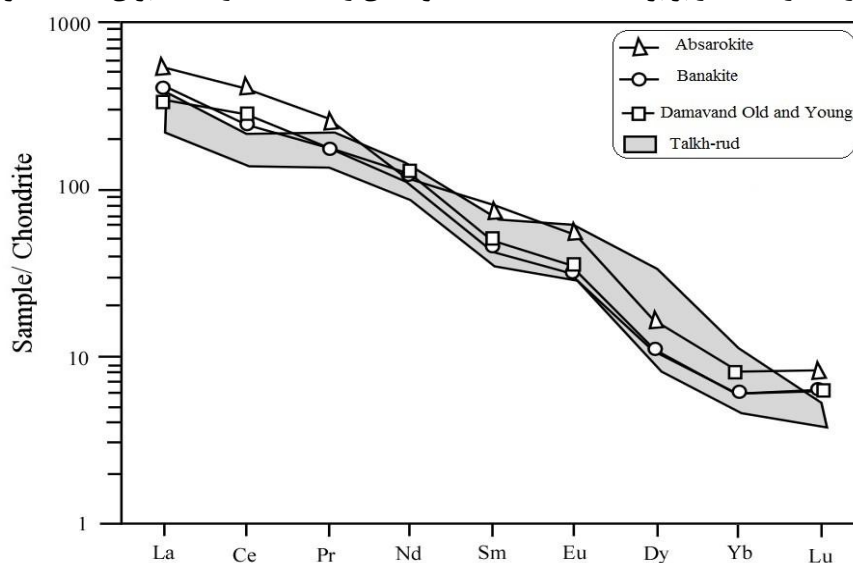
شکل ۵. تعیین سری ماگمایی نمونه‌های بررسی شده در نمودار ابروین و باراکار [۱۵]، (ب) و در نمودار [۱۵]. نمونه‌های ولکانیک دماوند [۴] برای مقایسه ترسیم شده‌اند.



شکل ۶. تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر SiO_2 ، نمونه‌های شماره ۳۱۰ و ۳۱۱ در برخی اکسید عناصر رفتاری متفاوت با بقیه نمونه‌ها دارند. نمونه‌های ولکانیک دماوند [۴] برای مقایسه ترسیم شده‌اند.



شکل ۷. نمودار مقدار SiO_2 در برابر $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [۲۷]، نمونه‌های ولکانیک دماوند [۴] برای مقایسه ترسیم شده‌اند.

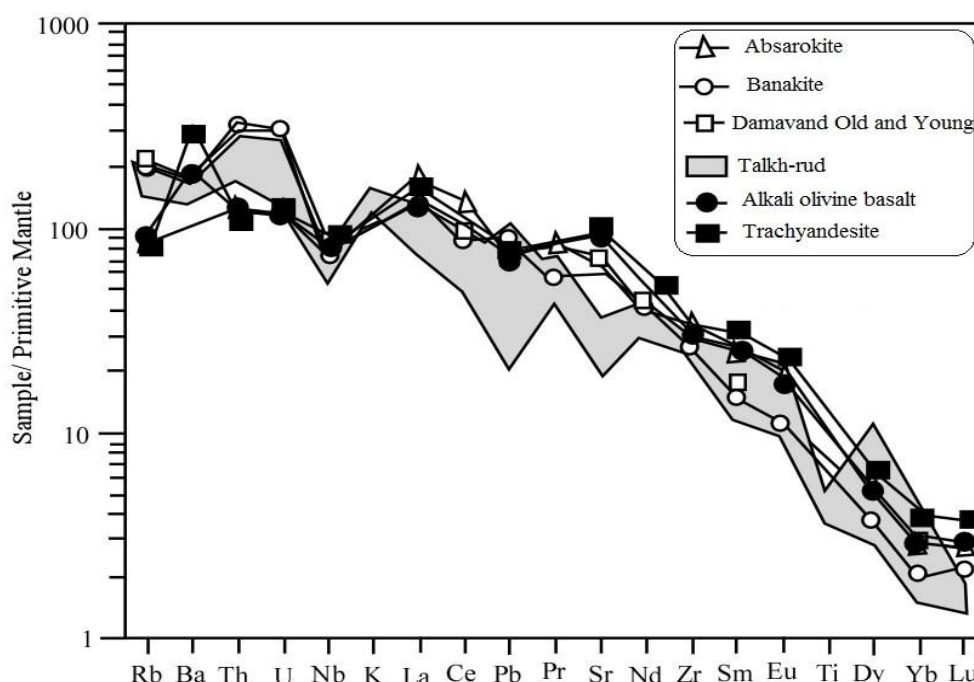


شکل ۸. الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده با کندریت [۲۳] برای توده ساب ولکانیک تلخ‌رود و سنگ‌های آتشفشانی دماوند. آبساروکیت و باناکیت دماوند برگرفته از لیوتار و همکاران [۲۱] و دماوند قدیمی و جوان برگرفته از دیویدسون و همکاران [۴]

بحث

برای تعیین خاستگاه توده ساب ولکانیک تلخ‌رود از تغییرات نسبت Sm/Yb می‌توان به‌حضور و یا نبود گارنت در خاستگاه گوشته‌ای پی برد [۲۹]. در این نمودار نسبت $\text{Sm}/\text{Yb} = 2/5$ معیار تفکیک دو محدوده بود و نبود گارنت است. با توجه به شکل ۱۰، موقعیت سنگ‌های بررسی شده در محدوده‌ای با مقدار Sm/Yb بیش از ۲/۵ قرار گرفته که نشان‌دهنده تعادل مذاب با سنگ‌های گوشته‌ای گارنت‌دار (گارنت لرزولیت) است.

از مقایسه ترکیب توده ساب ولکانیک تلخ‌رود با ترکیب مذاب‌های منشأ گرفته از ذوب لرزولیت اسپینل یا گارنت‌دار، می‌توان به درجه ذوب‌بخشی و ماهیت گوشته منشأ آن‌ها پی برد. چنان‌که در نمودار La در برابر La/Sm [۳۰] شکل (۱۱) مشاهده می‌شود موقعیت سنگ‌های ساب ولکانیک تلخ‌رود در محدوده گوشته غنی‌شده یا متاسوماتیزه قرار دارند و با روند ذوب‌بخشی گارنت لرزولیت منطبق هستند.



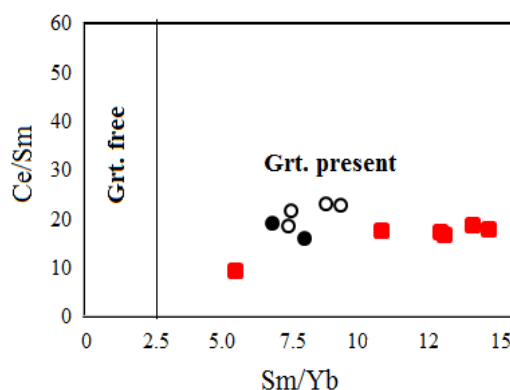
شکل ۹. نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب توده ساب ولکانیک تلخ‌رود و سنگ‌های آتشفشانی دماوند بر پایه داده‌های گوشته اولیه [۲۵]. آبساروکیت و باناکیت دماوند برگرفته از [۲۱] و دماوند قدیمی و جوان برگرفته از [۴]. نمونه‌های ولکانیک دماوند، آلکالی الیوین بازالت و تراکی آندزیت [۲۸] برای مقایسه ترسیم شده‌اند.

نمودار Ba/Rb در برابر Rb/Sr را فارمن و گراهام [۳۱] برای بازالت‌های ریف‌ شرق آفریقا ارائه کردند (شکل ۱۲). موقعیت گوشته اولیه نیز به عنوان مبنا به نمودار اضافه شده است. فارمن و گراهام [۳۱] مشخصه منبع گوشته لیتوسفری فلوگوپیت و آمفیبول دار را دارا بودن $Rb/Sr > 0.1$ ، $Ba/Rb < 20$ (منبع فلوگوپیت دار) و $K_2O/Na_2O < 0.75$ ، $Rb/Sr < 0.06$ (منبع آمفیبول دار) می‌دانند. مذابی که در تعادل با فلوگوپیت است نسبت Rb/Sr بیشتر و نسبت Ba/Rb کم‌تری نسبت به مذابی که در تعادل با آمفیبول است، نشان می‌دهند. بر اساس مطالب مطرح شده مذکور، می‌توان احتمال داد که سنگ منشأ مذاب‌های تولیدکننده توده ساب ولکانیک تلخ‌رود با نسبت Rb/Sr زیاد و Ba/Rb اندک فلوگوپیت دارد. در حالی که زیاد بودن نسبت Ba/Rb نسبت به Rb/Sr در آلکالی الیوین بازالت‌های [۲۸] و آبساروکیت‌های [۲۱] می‌تواند بیانگر ذوب آمفیبول در گوشته لیتوسفری باشد (شکل ۱۳).

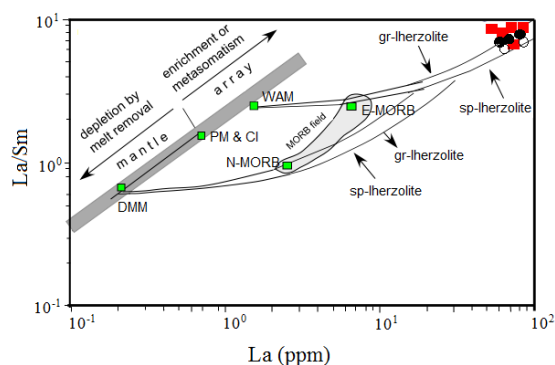
حضور فلوگوپیت می‌تواند نشان‌دهنده منشأ نسبتاً عمیق مذاب باشد که با لیتوسفر ضخیم شده حواشی قاره‌ای فعال نسبت دارد. از نمودار Nb/Rb در برابر Rb/Y برای تشخیص غنی‌شدگی به وسیله سیالات در زون فرورائش یا آلودگی پوسته‌ای و غنی‌شدگی در موقعیت درون صفحه‌ای می‌توان استفاده کرد. روند عمودی در این نمودار در نتیجه غنی‌شدگی در زون فرورائش یا آلودگی پوسته‌ای بوجود می‌آید و بدین ترتیب میزان Rb در نسبت Rb/Y افزایش می‌یابد. در صورتی که در موقعیت غنی‌شدگی درون صفحه‌ای روندی مثبت بین Rb و Nb نشان داده می‌شود که در آن نسبت Nb/Y برابر ۱ باشد [۳۲]. موقعیت سنگ‌های بررسی شده روی این نمودار روند عمودی به وضوح نشان می‌دهد (شکل ۱۳). یعنی غنی‌شدگی به وسیله محلول‌های فرورائشی یا آلودگی پوسته‌ای را از خود بروز می‌دهد.

در نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت (شکل ۸)، دیده می‌شود که LREEها نسبت به HREEها غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. LREEها به دلیل درشتی یون‌ها ناسازگارتر از HREEها هستند، بنابراین در

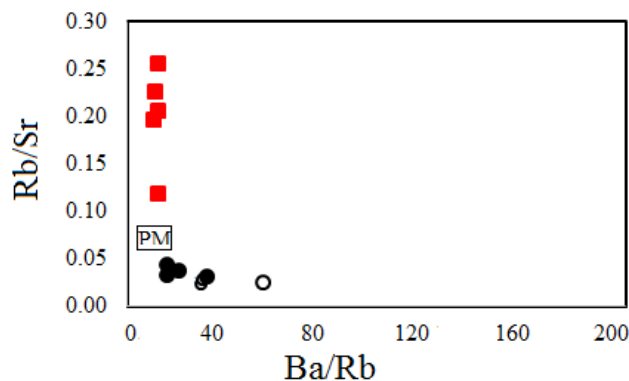
مذاب باقی‌مانده غلظتی بیش‌تر از عناصر سنگین دارند [۳۳]. احتمال این که غلظت کم HREE نسبت به LREE نیز ناشی از گارنت بر جای‌مانده در منشأ باشد نیز قابل توجه است. هم‌چنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های ساب ولکانیک تلخ‌رود از جمله مقادیر زیاد برخی عناصر LILE برای مثال (Rb, Ba) و آنومالی منفی Nb, Ti, Ta در نمودار عناصر کمیاب نرمالیز شده به گوشته اولیه (شکل ۸)، مقادیر به نسبت کم HREE و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت (شکل ۸)، باعث شده است که ماگمای پدید آورنده این سنگ‌ها مشابه با ماگمای ایجاد شده در مناطق وابسته به فروران‌ش باشد به‌طوری‌که مهدی‌زاده و همکاران [۲۲] و لیوتار و همکاران [۲۱] اظهار کرده‌اند غنی‌شدگی LIL همراه با تهی‌شدگی Nb, Ti, Ta می‌تواند مربوط به متاسوماتیسم گوشته لیتوسفری در محیط فروران‌ش باشد. این ویژگی‌ها در پوسته قاره‌ای بالایی هم دیده می‌شود و از طرفی مقدار زیاد عناصر Pb, U نیز از ویژگی‌های پوسته قاره‌ای بالایی است [۳۵]. محاسبات نشان داده است که آلکالی الیوین بازالت‌های دماوند (ماگمای مادر) حدود ۶ تا ۷ درصد دچار آلودگی با گرانیوتوئیدهای پوسته فوقانی شده‌اند که منتهی به تولید ماگمایی با ترکیب ایزوتوپی Sr, Nd و Pb مشابه با تراکی آندزیت‌های دماوند شده است [۲۱]. از طرف دیگر چنان‌که در نمودار شکل ۱۴ مشاهده می‌شود الگوی توزیع یا فراوانی عناصر LILE و LREE در سینودیوریت تلخ‌رود نسبت به پوسته بالایی بیش‌تر است بنابراین آلودگی پوسته نمی‌تواند تأثیر مهمی در ترکیب شیمی ماگما داشته باشد. میرنژاد و همکاران [۲۸] معتقدند که آنومالی منفی Nb, Ti, Ta و Zr می‌تواند در ارتباط با باقی‌ماندن فازهای تیتانیوم‌دار در منبع گوشته‌ای یا واکنش اندک ماگما با مواد پوسته‌ای باشد که هر دو ارتباطی به ماگماتیسم فروران‌ش ندارد.



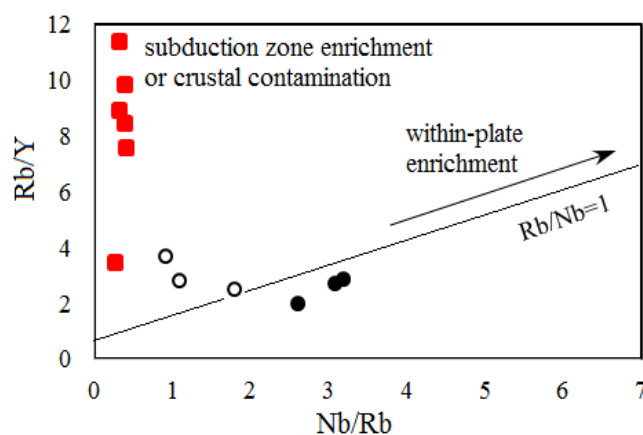
شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های تلخ‌رود در نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm [۲۹]



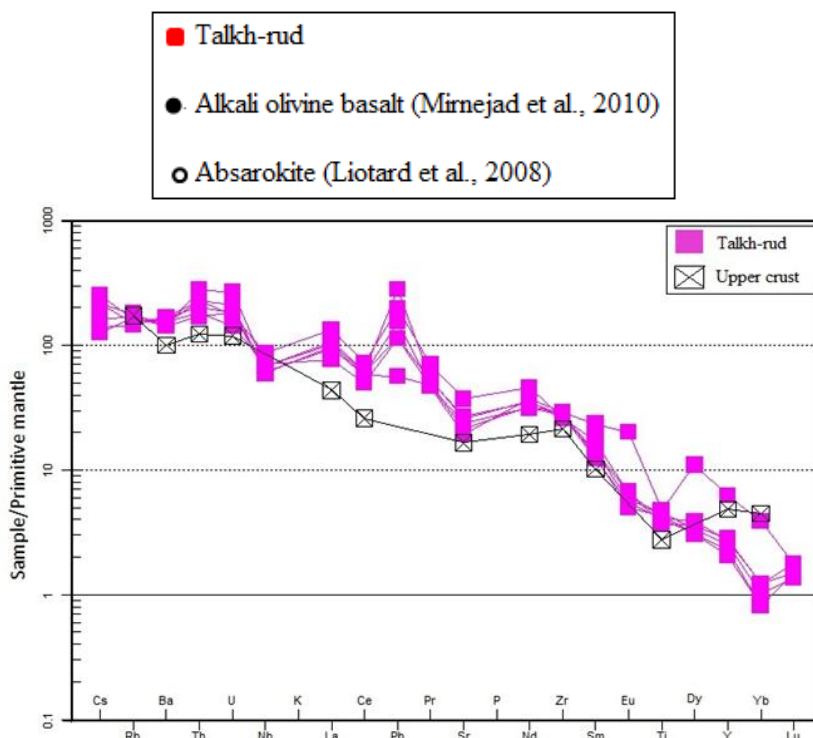
شکل ۱۱. نمودار La در برابر La/Sm برگرفته از [۳۰]. سنگ‌های ولکانیک دماوند برای مقایسه لحاظ شده‌اند.



شکل ۱۲. نمودار Ba/Rb در برابر Rb/Sr [۳۱]



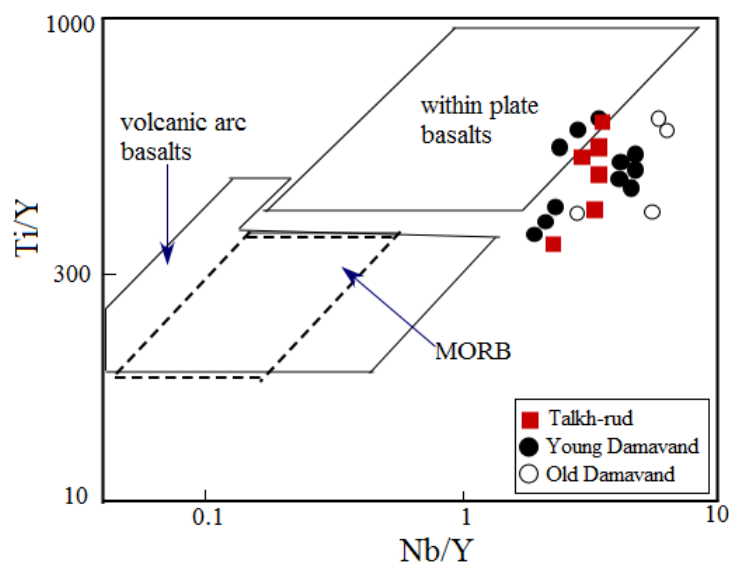
شکل ۱۳. نمودار Nb/Rb در برابر Rb/Y [۳۲]. سنگ‌های ولکانیک دماوند برای مقایسه لحاظ شده‌اند.



شکل ۱۴. مقایسه الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به گوشتۀ اولیه [۲۵] نمونه‌های ساب ولکانیک تلخ‌رود با ترکیب پوسته بالایی [۳۵]. چنانکه در نمودار مشخص است تقریباً فراوانی تمام عناصر نسبت به ترکیب پوسته بالایی بیش‌تر است.

محیط تکتونیکی

از مناسب‌ترین روش‌ها برای تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی تشکیل ماگما، استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی است که در این میان نمودارهایی که بر پایه عناصر کمیاب غیرمتحرک بنا شده‌اند، بیش‌ترین کاربرد را دارند. برای مثال، در نمودار لگاریتمی Nb/Y در برابر [۳۶] Ti/Y سنگ‌های دماوند (قدیم و جوان) و توده ساب ولکانیک تلخ‌رود در محدوده آتشفشان‌های درون صفحه‌ای (WPB) قرار می‌گیرند (شکل ۱۵). بنابر بررسی‌های دیویدسون و همکاران [۴] تراکی آندزیت‌های دماوند نزدیک به محدوده ماگماتیسیم درون صفحه‌ای هستند و با سنگ‌های کمان آتشفشانی هم‌پوشانی ندارند. این نمودار برای سنگ‌های بازالتی مطرح شده است از آن‌جاکه سنگ‌های منطقه بررسی شده حدواسط هستند برخی از نمونه‌ها خارج از محدوده قرار گرفته‌اند. علاوه بر این، سینودیوریت‌های تلخ‌رود مانند معادل‌های ولکانیک خود بیش از ۴۰ ppm Nb دارند که بیش از مقدار این عنصر در ماگماهای مرتبط با فرورانش است (جدول ۱) [۴].



شکل ۱۵. نمودار تغییرات لگاریتمی Zr در برابر [۳۶] Ti، برای تعیین محیط تکتونیکی نمونه‌های بررسی شده. سنگ‌های ولکانیک دماوند برای مقایسه لحاظ شده‌اند [۴].

به‌طورکلی بر اساس پژوهش‌هایی که محققان مختلف تاکنون روی آتشفشان دماوند انجام داده‌اند، ۴ جایگاه تکتونیکی متفاوت را برای ماگماتیسیم دماوند مطرح کرده‌اند، که عبارتند از:

۱. ماگماتیسیم آلکالن درون قاره‌ای در مراحل آخر کوهزایی [۳۷].
۲. فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران [۲۱]، [۲۲]، [۳۷]، [۳۸]، [۳۹].
۳. نقطه داغ درون صفحه‌ای [۴].
۴. بالاآمدگی گوشته^۲ و جداشدن و فرو افتادن بخش تحتانی لیتوسفر به درون آستنسفر^۳ [۲۸]، [۴۰].

با توجه به بررسی‌های آگارد و همکاران [۴۲] و عمرانی و همکاران [۴۳] مبنی بر این‌که فعالیت‌های ماگمایی پلیو کوآترنری در شمال کمربند ماگمایی ارومیه-دختر در ارتباط با فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران

1. Hot Spot
2. Mantle upwelling
3. Lithospheric delamination

نیست. دیویدسون و همکاران [۴] و میرنژاد و همکاران [۲۸] نیز بر پایه ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ماگماتیسیم دماوند را در ارتباط با نقطه داغ یا پلوم مرتبط با دلامیناسیون لیتوسفری در نظر می‌گیرند. بر پایه داده‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم سنگ‌های ولکانیک دماوند و الگوی عناصر کمیاب الکالی الیوین بازالت‌های دماوند شباهت زیادی به بازالت‌های جزیره اقیانوسی (OIB) نشان می‌دهند. اخیراً اسکندری [۳] نیز اشاره کرده است که آلکالی الیوین بازالت‌های دماوند مشابه با عضو نهایی گوشته غنی‌شده EMI است و ویژگی‌های بینابین OIB و مرتبط با فرورائش را نشان می‌دهند. بنابراین میرنژاد و همکاران [۲۸] غنی‌شدگی LILE و آنومالی منفی Nb-Ta را به ذوب‌بخشی کم منبع گوشته شبیه به جزیره اقیانوسی^۴ همراه با آلودگی اندک پوسته فوقانی نسبت می‌دهند و آن را در ارتباط با دلامیناسیون لیتوسفر زیر قاره در پاسخ به کوتاه‌شدگی پوسته می‌دانند.

نتیجه‌گیری

بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهند که تلخ‌رود یک توده ساب ولکانیک با ترکیب سینودوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت و به لحاظ شیمیایی آلکالن (شوشونیتی) است. این توده به احتمال مجرا یا مجاری تغذیه کننده‌بخشی از فعالیت‌های ولکانیک دماوند است که بر اثر فرسایش در دره تلخ‌رود رخمون پیدا کرده است و بافت میکروپریری نشان می‌دهد که بر خلاف نمونه‌های ولکانیک دارای زمینه تمام بلورین ریزدانه است. این سنگ‌های ساب ولکانیک به لحاظ کانی‌شناسی و ژئوشیمی در مقایسه با نمونه‌های هم ارز ولکانیک (تراکی آندزیت و تراکیت) دماوند تفاوت محسوسی نشان نمی‌دهند به استثنای کوارتز مونزونیت که به دلیل تفریق پیروکسن، آپاتیت و کانی‌های تیره ترکیب کانی‌شناسی و ژئوشیمی آن کمی متفاوت است. چنان‌که پیش‌تر ملاحظه شد تفاوت‌هایی نه چندان مهم به لحاظ ژئوشیمی و سنگ‌شناسی در گدازه‌ها از جمله توده ساب ولکانیک وجود دارد که به احتمال ناشی از تحولات ماگمایی در مخازن متعدد است.

منابع

۱. باشکوه بهروز، "دگرسانی گرمابی در شرق یخچال یخار و جایگاه آن در تاریخچه تکوین آتشفشان دماوند"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۸۱).
2. Eskandari A., De Rosa R., Amini A., "Remote sensing of Damavand volcano (Iran) using landsat imagery", Implications for the volcano dynamics Journal of Volcanology and Geothermal Research 306 (2015) 41-57.
۳. اسکندری امیر، "بررسی تحولات ماگمایی گدازه‌های آتشفشان دماوند با تکیه بر ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی"، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه خوارزمی (۱۳۹۵).
4. Davidson J., Hassanzadeh J., Berzins R., Stockli D. F., Bashukooh B., Turrin B., Pandamouz A., "The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran. Geol. و Soc. Am. Bull. 116 (1-2) (2004) 16-29.

4. OIB-like mantle source

5. Allenbach, P., "Geologie und petrography des Damovand und seiner geurg (Zentral-Elburz)", Iran, Geologisches, Mitteilung No. 63 (1966) 72-78.
6. Shelley D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman & Hall, University Press, Cambridge", Great Britain, 445 (1993).
7. Nelson S. T. and Montana A., "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", American Mineralogist 77 (1992) 1242-1249.
8. Zellmer G. F., Hawkesworth C. J., Sparks R. S. J., Thomas L. E., Harford C. L., Brewer T.S., Loughlin S. C., "Geochemical evolution of the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, Lesser Antilles volcanic arc", Journal of Petrology, 44 (2003) 1349-1374.
9. Humphreys M. C. S., Blundy J. D., Sparks R. S. J., "Magma evolution and open-system processes at Shiveluch volcano", insights from phenocryst zoning, Journal of Petrology, 47 (2006) 2303-2334.
10. Singer B. S., Dungan M. A., Layne G. D., "Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers", American Mineralogist 80 (1995) 776-798.
11. Rutherford M. J., Hill P. M., "Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions", Journal of Geophysical Research-Solid-Earth 98 (1993) 19667-19685.
۱۲. علی‌اکبری، رویا، "پترولوژی و ژئوشیمی توده ساب ولکانیک تلخ‌رود (آتشفشان دماوند)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی (۱۳۹۶).
13. Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist, 68(1-2) (1983) 279-277.
14. De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M., "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses-its relationships with current nomenclature", Chemical Geology 29 (1980) 183-210.
15. Irvine T. N., Baragar W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences 8 (1971) 523-548.
16. Peccerillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976) 63-81.

17. Shabani A. A. T., Lalonde A. E., Whalen J. B., "Composition of biotite from granite rocks of the Canadian Appalachian orogeny", a potential tectonomagmatic indicator. *Can. Mineral.* 41 (2003) 1381-1396
۱۸. امامی محمد هاشم، "آتشفشان دماوند و بررسی فعالیت احتمالی آن"، گزارش سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۶۸) ۹۹.
۱۹. ایران نژادی محمدرضا، "مطالعه پترولوژی و ولکانولوژی آتشفشان دماوند"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۱).
۲۰. معین‌وزیری حسین، "دیبچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، (۱۳۷۷) ۴۴۰.
21. Liotard j. M., Dautria j. M., Bisch D., Condmines j., Mehdizade H., Ritz F., "Origin of the absarokite–banakite association of the Damavand volcano (Iran)": trace elements and Sr, Nd, Pb isotope constraints", *International Journal of Earth Sciences*, 97 (2008) 89-102.
22. Mehdizadeh H., Liotard J. M., Dautria J. M., "Geochemical characteristics of an intracontinental shoshonitic association: the example of the Damavand volcano, Iran", *Comptes Rendus Geoscience* 334 (2002) 111-117.
23. Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38 (1974) 757-775.
24. Rollinson H., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Longman scientific technical (1993).
25. Sun S. S., Mc Donough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", In: Saunders, AD. And Norry, M.J.(eds), *Magmatism in oceanic basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub, 42 (1989) 313-345.
26. Riecker R. E., Zimmerman C., Kudo A., "Geochemistry of andesites and related rocks, Rio Grande Rift, New Mexico", American Geophysical Union, New Mexico, 438 (2013).
27. Wilson M., Patterson R., "Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle", Evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe. *Geological Society of American Special paper*, 325 (2001) 37-58.
28. Mirnejad H., Hassanzadeh J., Cousens B. L., Taylor B. E., "Geochemical evidence for deep mantle melting and lithospheric delamination as the origin of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198 (2010) 288-296.

29. Coban H., "Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces", A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews* 80 (2007) 219-238.
30. Aldanmaz E., Köprübaşı N., Güner Ö.F., Kaymakçı N., Gourgaud A., "Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey", implications for mantle sources and melting processes. *Lithos*, 86 (1) (2006) 50-76.
31. Furman T., Graham D., "Erosion of lithospheric mantle beneath the African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province", *Lithos* 48 (1999) 237-262.
32. Temel A., Gondogdu M. N., Gourgaud A., "Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1998) 357-372.
33. Krauskopf K. B., Bird D. K., "Introduction to geochemistry, McGrawhill", Inc. 674 (1995).
34. Rudnick R. L., Gao S., "Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust*", Treatise in Geochemistry, volume 3. Elsevier-Pergamon, Oxford (2002) 1-64.
35. Taylor S. R., McLennan S. M., "The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks", *Phil. Trans. R. Soc.*, A301 (1981) 381-399.
36. Pearce J. A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries", In: Thorpe R.S. (ed.) *Andesites*: Chichester, New York, John Wiley and Son (1982) 525-547.
۳۷. امامی محمد هاشم، ایران نژادی، محمدرضا، "مطالعه پترولوژی و ولکانولوژی آتشفشان دماوند، مجله علوم زمین، شماره ۷، سال دوم (۱۳۷۲).
38. Aftabi A., Atapour H., "Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran", *Episodes* 23 (2002) 119-125.
39. Brousse R., Moine Vaziri H., "La association shoshonitique du Damavand (Iran). Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau", Band 71 (1982) 687-699 .
40. Jung D., Kuersten M. O. C., Tarkian M., "Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian Plate", In: Pilger, A., Roesler, A. (Eds.), *Afar between Continental and Oceanic Rifting*, 2 (1976) 175-181.
41. Dewey J. F., Sengor A. M. C., "Aegean and Surrounding regions: Complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone", *Geological Society America Bulletin*, 90 (1979) 84-92.

42. Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", *International Journal of Earth Sciences*, 94(3) (2005) 401-419.
43. Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences", *Lithos*, 106(3) (2008) 380-398.