

بررسی سنگ‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی دربرگیرنده‌ی کانسار مس ابری (شمال غرب بردسکن)

فرج الله فردوست*، افسانه سلطانی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

(دریافت مقاله: ۹۵/۱۲/۲۷، نسخه نهایی: ۹۶/۳/۲۰)

چکیده: در ۵۰ کیلومتری شمال غرب بردسکن، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن، به عنوان نوار ماگمایی شمال پهنه‌ی ساختاری ایران مرکزی میزبان کانسار مس ابری هستند. سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب غالب آندزیت، بازالت و آندزیت بازالت-پورفیری هستند و به صورت روانه‌های گدازه‌ای زیر آبی یا گدازه‌های برشی‌شده در حضور آب (آگلومرا)، یا خاکسترها و قطعات سنگی آتشفشانی (توفیت‌ها) تظاهر پیدا کرده‌اند و با سنگ‌های رسوبی با طیف ترکیبی آهک (نومولیت‌دار)، مارن، شیل و ... همراهند. آندزیت‌ها و آندزیت‌های بازالتی به سری‌های ماگمایی آهکی-قلیایی با پتاسیم متوسط تا بالا تعلق دارند. تغییرات عناصر فرعی و الگوی عناصر خاکی نادر، غنی شده از عناصر LREE نسبت به HREE، به همراه غنی‌شدگی در LILE و تهی‌شدگی بعضی عناصر HFSE بیانگر وابستگی آنها به مناطق فرورانش است و تهی‌شدگی از Nb و تا حدودی Ti و تمرکز بالای Ba، Pb، K و Th بیانگر آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده این سنگ‌ها می‌باشد. شواهد ژئوشیمیایی بیانگر آنست که ماگمای سازنده این سنگ‌ها، از ذوب‌بخشی گوه گشته‌ای تا حدودی دگرنهادی شده به وسیله‌ی سیالات سرچشمه گرفته از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی دگرگون‌شده در رخساره آمفیبولیت و رسوبات فروورونده همراه آن، حاصل شده‌است. با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه‌ای، فرورانش رو به شمال ورقه اقیانوسی نئوتتیس سبزواری (شاخه درونه) به زیر حاشیه جنوبی ورقه توران، به تشکیل سنگ‌های آتشفشانی کمان قاره‌ای شمال غرب بردسکن منجر شده است.

واژه‌های کلیدی: آندزیت؛ کمان آتشفشانی؛ حاشیه فعال قاره‌ای؛ آرایش ماگمایی؛ بردسکن.

مقدمه

سرزمین ایران به عنوان بخشی از نواحی مرکزی- غربی سامانه کوهرزایی آلپ- هیمالیا به دلیل تحمل زمین ساخت خاص نواحی همگرایی صفحات [۱] جولانگاه فعالیت‌های ماگمایی (آتشفشانی و نفوذی) گسترده‌ای، به ویژه در دوران سنوزوئیک، بوده است [۲]. نقشه‌های زمین‌شناسی [۳] و ماگمایی ایران [۴] اهمیت این رخداد را به خوبی بازتاب داده‌اند. همراه با همگرایی مداوم صفحه‌ی اوراسیا- عربستان و ضخیم و کوتاه شدن پوسته‌ی قاره‌ای ایران فعالیت‌های ماگمایی از اوایل دوران سوم تا زمان حال در ایران مرکزی و البرز ادامه داشته است

[۵]. نوار آتشفشانی- نفوذی شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی، در لبه‌ی شمال شرقی منطقه‌ی ساختاری ایران مرکزی، از شمال سمنان در غرب تا خواف در شرق و شمال شرقی ایران ادامه دارد [۶]. در بخش شمالی ایران مرکزی که منطقه ابری بخش از آن است رویدادهای ماگمایی به صورت سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی رسوبی و توده‌های آذرین نیمه عمیق در آن دیده می‌شوند [۷]. این نوار آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی در نقاط زیادی به وسیله‌ی توده‌های آذرین نیمه عمیق (به صورت سیل، دایک، گنبد و توده‌های نفوذی کوچک) با طیف ترکیبی متنوع، قطع شده‌اند [۶] و می‌توان گفت فرورانش

نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ درونه، ۱۰۰ نمونه از واحدهای سنگی منطقه به منظور شناسایی ترکیب سنگ‌شناسی و روابط بافتی تهیه شدند و مورد بررسی قرار گرفتند. تعداد ده نمونه از سنگ‌های منطقه به عنوان نماینده برای بررسی عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP پس از تلفیق ۰/۲ گرم از پودر سنگ با ۱/۵ گرم LiBO_2 و انحلال در ۱۰۰ میلی‌لیتر ۵٪ HNO_3 و افت گرما (LOI) با خشک کردن نمونه‌ها در ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد مورد بررسی و عناصر خاکی نادر به روش ICP-MS در آزمایشگاه کانسار بینالود انجام گرفت. حد تشخیص حدود ۰/۱-۰/۱ ppm برای اکسیدهای اصلی و ۰/۱-۱۰ ppm برای عناصر کمیاب و ۰/۵-۰/۱ ppm برای عناصر خاکی نادر بوده‌اند.

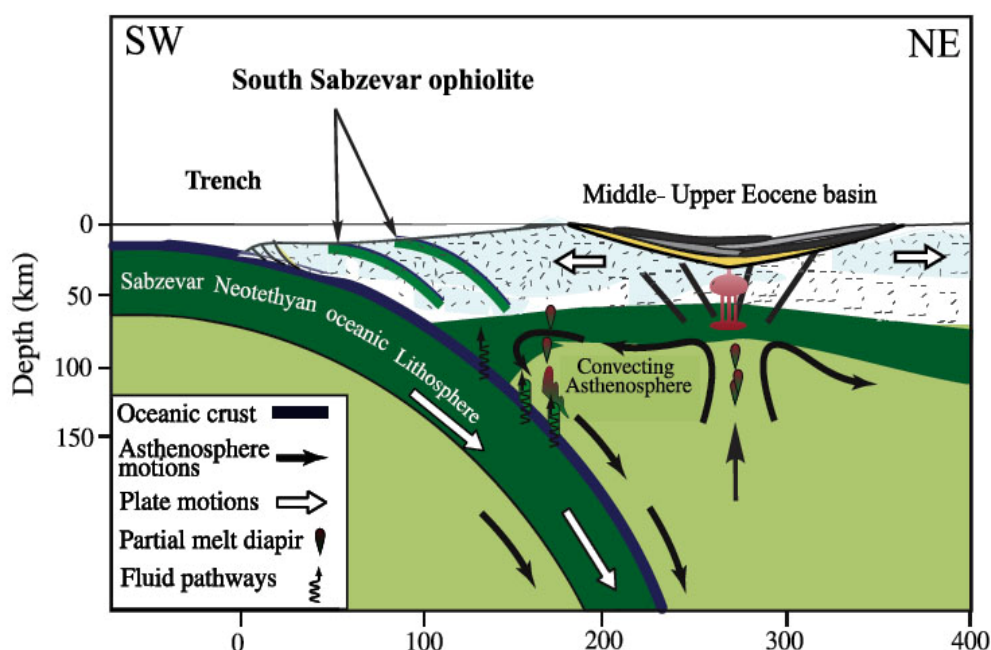
زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری سنگ‌های دربرگیرنده کانسار

مس ابری در بخش شمالی پهنه ساختاری- رسوبی ایران مرکزی، زیر پهنه سبزوار و در گستره نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ درونه [۹] قرار گرفته است. گستره مورد بررسی بین دو گسل بزرگ درونه در جنوب و گسل بینالود در شمال، محصور شده‌اند و عموماً از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی با سن ائوسن [۸] تشکیل شده است. واحدهای سنگی رخنمون یافته در گستره کانسار مس ابری در نقشه‌ی زمین‌شناسی گستره- ی معدنی (شکل ۲) نشان داده شده‌اند.

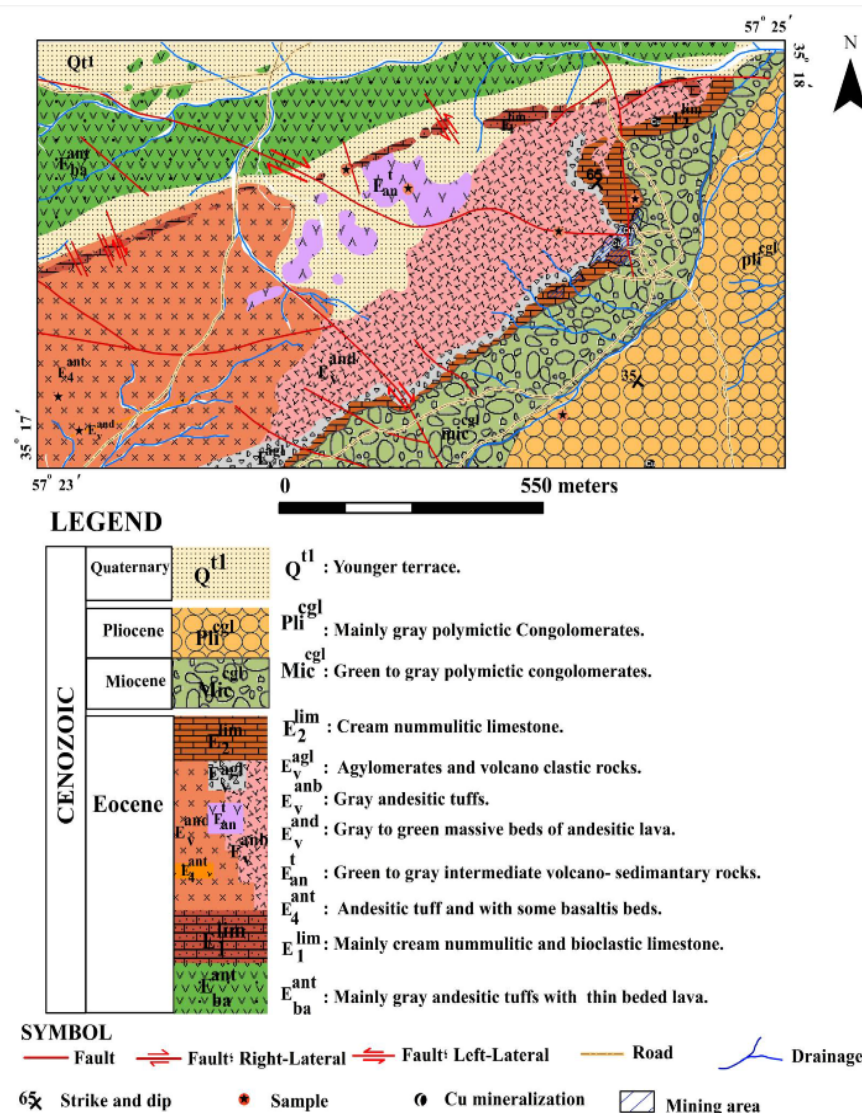
رو به شمال ورقه‌ی اقیانوسی نئوتتیس سبزوار (شاخه درونه) به زیر حاشیه جنوبی ورقه توران، به تشکیل سنگ‌های آتشفشانی کمان قاره‌ای شمال غرب بردسکن منجر شده است [۸]، (شکل ۱). اوج فعالیت‌های آتشفشانی در ائوسن میانی- بالایی بوده و در نئوژن و کواترنر در بسیاری از بخش‌های ایران مرکزی و سبزوار ادامه داشته اما ظاهراً از شدت آنها کاسته شده است. دنباله‌های ائوسن بیشتر متشکل از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی و رسوباتی است که بر روی سنگ‌های افیولیتی کرتاسه بالایی قرار گرفته‌اند [۸]. منطقه‌ی مورد بررسی در استان خراسان رضوی، در ۵۰ کیلومتری شمال غرب بردسکن، در ۲۰ کیلومتری شمال روستای درونه، بین عرض- های جغرافیایی $35^{\circ}17'42''$ تا $35^{\circ}18'32''$ شمالی و طول- های جغرافیایی $57^{\circ}23'43''$ تا $57^{\circ}25'11''$ شرقی، که بخشی از نوار ماگمایی شمال پهنه ایران مرکزی است. در این بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌شناسی و جایگاه زمین- ساختی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میزبان کانسار مس ابری مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

روش بررسی

در این پژوهش، پس از تهیه‌ی نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ منطقه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و پیمایش صحرایی و



شکل ۱ مدل نموداری بر گرفته از بررسی‌های قاسمی و رضایی [۸]، فرورانش رو به شمال ورقه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار (شاخه درونه) به زیر حاشیه جنوبی ورقه توران، به تشکیل سنگ‌های آتشفشانی کمان قاره‌ای شمال غرب بردسکن منجر شده است.

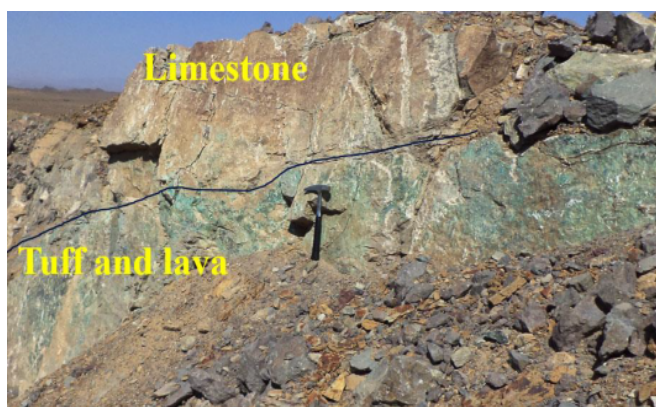


شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ منطقه ابری بر مبنای تصاویر ماهواره‌ای و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ درونه.

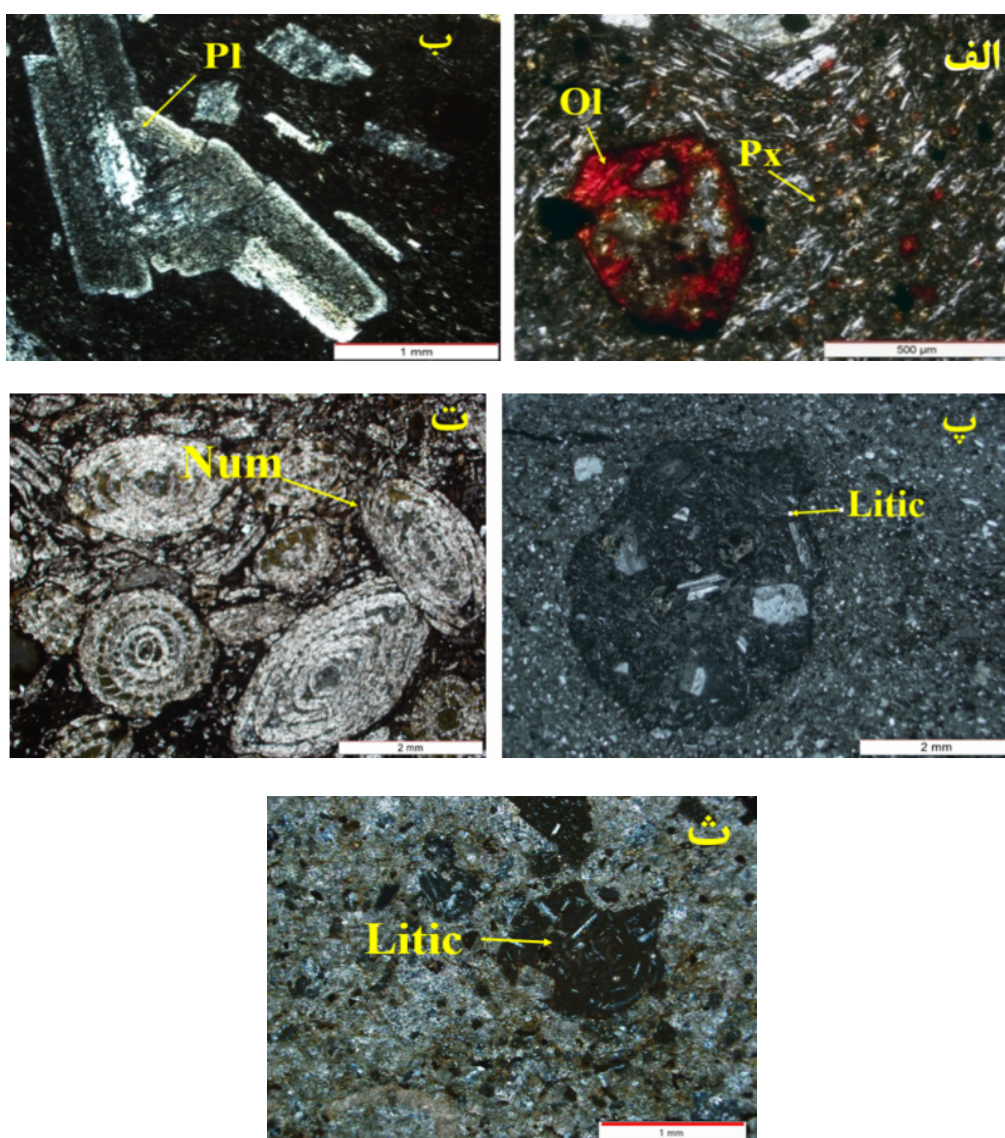
ساختار کلی لایه‌ای، همشیب و همروند با واحدهای رسوبی رخنمون دارند (شکل ۳). ساخت و بافت پورفیری حاصل از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه ریزدانه متشکل از شیشه و ریزبلورهای پلاژیوکلاز (در واحد آندزیت و آندزیت بازالت) و پیروکسن و الیوین ایدنگزیتی شده، در زمینه-ی ریزدانه و میکرولیتی (در واحد آندزیت-بازالت) در مقیاس میکروسکوپی مشاهده می‌شوند. (شکل ۴ الف). اغلب فنوکریست‌ها به کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت و کلریت، دگرسان شده‌اند. بافت‌های جریان، غربالی و گلومروپورفیری در واحد آندزیتی و آندزیت بازالتی نیز قابل مشاهده‌اند (شکل ۴ ب). کانه‌زایی اکسیدی و سولفوری مس در این واحد بصورت پرکننده درزه‌ها، شکستگی‌ها و گسل‌ها مشاهده می‌شوند.

براساس بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی انجام گرفت، واحدهای سنگی گستره کانسار مس ابری عبارتند از: (۱) مجموعه گدازه‌های زیردریایی با طیف ترکیبی آندزیت، بازالت و آندزیت بازالت پورفیری، (۲) مجموعه آذرآواری شامل توف، بلوری‌توف، لیتیک‌توف، و آگلومرا، (۳) مجموعه رسوبی متشکل از آهک نومولیت‌دار، مارن، شیل، سیلتستون و کنگلومرا. کانه‌های مس‌دار با ترکیب کانی‌شناسی مالاکیت، کالکوسیت، کوولین و کالکوپریت ماده معدنی به صورت رگه‌ای و رگچه‌ای به صورت همروند با طبقات گدازه‌ها، توفیت‌ها و سنگ‌های رسوبی تشکیل شده است (شکل ۳).

گدازه‌های زیردریایی: این مجموعه با ترکیب آندزیت، بازالت و آندزیت بازالت به رنگ‌های خاکستری تیره، سبز و سرخ، با



شکل ۳ کانه‌زایی مس، به صورت همشیب و همروند با طبقات دربرگیرنده، در مرز واحد آهکی با سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌ای دیده می‌شود.



شکل ۴ الف) پیروکسن و الیوین ایدنگزیتی شده، در زمینه دانه‌ریز و میکرولیتی آندزیت بازالت‌ها. ب) پلاژیوکلازها با بافت‌های غربالی و گلومروپورفیری در واحد آندزیتی پ) کریستال توف و لیتیک توف با ترکیب آندزیت. ت) حضور فسیل نومولیت در داخل واحد آهک. ث) حضور قطعات سنگی با ترکیب آندزیت در داخل واحد آهک. Px: پیروکسن، Ol: الیوین، Litic: قطعات سنگی، Num: فسیل نومولیت.

مجموعه آذرآواری: روی گدازه‌ها، یک واحد آذرآواری با سبترای حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر و در پاره‌ای نقاط تا ۵۰۰ متر به صورت همشیب و هم‌روند با آن‌ها قرار می‌گیرد. براساس رده‌بندی فیشر و اشمینک [۱۰] این سنگ‌ها در رده توف، بلوری‌توف، لیتیک‌توف و آگلومرا قرار می‌گیرند. قطعات آتشفشانی در حد خاکستر، بلور و قطعه سنگ با ترکیب آندزیت، بازالت و بازالت آندزیتی سازنده‌ی این سنگ‌ها هستند (شکل ۴ پ) این سنگ‌ها در مشاهدات صحرایی به رنگ خاکستری متمایل به سبز و سرخ ظاهر می‌شوند. دگرسانی شدیدی از نوع کلریتی، سربستی، آرژیلیتی و زئولیتی بر این سنگ‌ها تحمیل شده‌اند. کانی‌زایی مس بیشتر در فضای خالی بین دانه‌ای در مجموعه آذرآواری صورت گرفته است.

واحد رسوبی: این واحد شامل آهک نومولیت‌دار (شکل ۴ ت)، آهک مارنی، شیل و کنگلومرا هستند و با سبترای ۳۰ تا ۵۰ متر، به صورت همشیب روی واحد آذرآواری قرار گرفته است. حضور قطعات سنگی با ترکیب بازالت و آندزیت بازالتی در درون سنگ‌های آهکی، تأییدی بر هم‌زمانی فوران آتشفشانی با رسوب‌گذاری است (شکل ۴ ث). بخشی از کانه‌زایی مس داخل فضاهای خالی و شکستگی‌های موجود در آهک و بیشتر در مرز آن با توف‌ها صورت گرفته است. سنگ‌های آهکی در فرایند کانه‌زایی مس نقش فیلتر ژئوشیمیایی را بازی کرده‌اند.

ژئوشیمی

به منظور بررسی سنگ‌زایی، تعیین جایگاه زمین‌ساختی و نامگذاری سنگ‌های دربرگیرنده کانسار، از نتایج آنالیز شیمیایی ۱۱ نمونه سنگ مورد بررسی (جدول‌های ۱ و ۲) استفاده شد. فرایندهای مختلفی نظیر تبلور جدایشی، ذوب‌بخشی، اختلاط ماگمایی و آلیش و هضم پوسته‌ای در رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب تأثیر می‌گذارند [۱۱]. بر اساس نمودار تغییرات (Na_2O+K_2O) در مقابل SiO_2 [۱۲]، سنگ‌های آتشفشانی دربرگیرنده‌ی کانسار بیشتر در گستره آندزیت و آندزیت‌بازالتی قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف). با توجه به گستردگی دگرسانی در سنگ‌های مورد بررسی، سعی شد نمونه‌های دارای کمترین دگرسانی برداشت شوند، با این حال از آنجا که تحرک عناصر

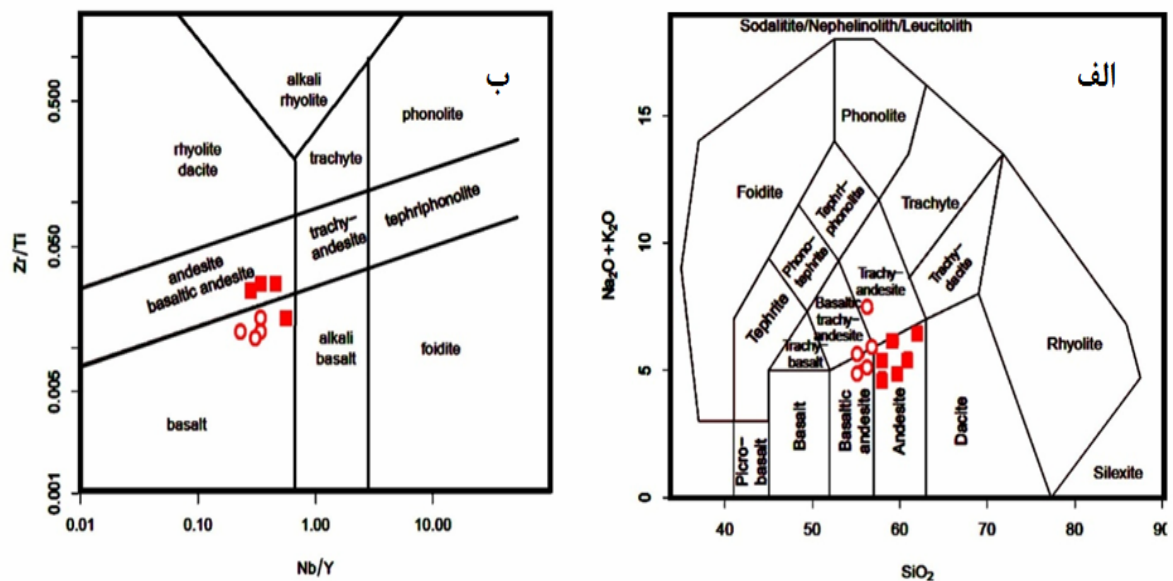
قلیایی در سنگ‌های هوازده و دگرسان شده بالاست، به منظور تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌های مورد نظر، از نمودارهای مربوط به عناصر کمیاب کم تحرک از جمله Nb, Ti, Zr و Y نیز استفاده شد (شکل ۵ ب). براساس نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y [۱۳]، سنگی آتشفشانی می‌زبان کانسار مس ابری دارای ترکیب آندزیتی، بازالت و آندزیت‌بازالت هستند. بنابر (جدول ۱)، مقدار SiO_2 سنگ‌های آتشفشانی منطقه ابری تقریباً بین ۵۶ تا ۶۳ درصد وزنی هستند. در شکل (۶)، نمونه‌های مورد بررسی در نمودار تغییر عناصر اصلی نسبت SiO_2 موسوم به هارکر [۱۴]، کم و بیش در یک راستا قرار گرفته‌اند. هنگامی که ماگماها، فرایند تبلورجدایشی را بدون آلودگی پوسته‌ای طی می‌کنند، داده‌های مربوط به تجزیه‌ی شیمیایی آنها در نمودار هارکر، یک روند خطی پیوسته را به نمایش می‌گذارند این روند خطی در مورد سنگ‌های مناطق مورد بررسی دیده می‌شود ولی پیوسته نبوده و کمی پراکندگی دارد که این حالت یکی از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی در حواشی فعال قاره‌ای است و می‌تواند به آن علت باشد که ماگماهای مادر این سنگ‌ها دستخوش آلودگی پوسته‌ای شده‌اند. در نمودار K_2O نسبت به سیلیس، این روند خیلی روشن نیست و پراکندگی ضعیفی را نشان می‌دهند در حالی که صعودی بودن روند تغییرات سدیم نسبت به سیلیس، نمایان است و می‌توان گفت که پراکندگی در توزیع K_2O تحت تأثیر فرایندهای جدایشی ماگمایی (تبلور بخشی، اختلاط ماگمایی و هضم) است که حین صعود دستخوش آن شده است [۱۵]. در حالی که میزان سدیم کمتر تحت تأثیر این فرایندها قرار می‌گیرد. مقدار Na_2O و Al_2O_3 روند افزایشی و مقدار CaO, MgO و Fe_2O_3 روند کاهشی را نشان می‌دهند. در واقع این شواهد معرف وقوع فرایند تبلور جدایشی است [۱۶]. کاهش مقدار MgO در مقابل افزایش SiO_2 ، به کاهش مقدار کانی‌های مافیک در سنگ‌های آندزیت و آندزیت‌بازالتی منجر شده است. MgO در فازهای مافیک نظیر الیوین و پیروکسن متمرکز شده است [۱۷]. مقدار CaO نمونه‌ها با افزایش SiO_2 کم و بیش کاهش می‌یابد که این امر می‌تواند به تحول پلاژیوکلازها از کلسیک به سدیک حین تبلوربخشی ماگما باشد.

شماره ۱ مقادیر درصدی اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی (به روش XRF).

نام سنگ	آندزیت						بازالت و آندزیت بازالت				
	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	A-8	A-9	A-10	A-11
شماره نمونه											
SiO ₂	۶۲٫۱	۵۹٫۱	۵۸٫۸	۶۰٫۹	۵۶٫۳	۵۶٫۹	۵۵٫۵	۵۵٫۴	۵۴٫۴	۵۶٫۸	۵۶٫۶
TiO ₂	۰٫۷	۰٫۶	۳٫۸	۰٫۶	۱٫۱۵	۰٫۷	۰٫۷	۱٫۳	۱٫۱	۱٫۲	۰٫۸
Al ₂ O ₃	۱۹٫۸	۱۸٫۷	۱۶٫۸	۱۸٫۹	۱۷٫۲۰	۱۷٫۸	۱۷٫۸	۱۷	۱۷٫۵	۱۷٫۲	۱۶٫۹
Fe ₂ O ₃	۶٫۷	۸٫۳	۸٫۵	۷٫۲	۷٫۸۹	۹٫۳	۸٫۳	۸	۸٫۶	۷٫۹	۱۰٫۵
MgO	۱	۲٫۳	۱٫۷	۲٫۶	۳٫۴۱	۳	۳	۳٫۴	۳٫۵	۳٫۴	۲٫۹
CaO	۳	۴٫۲	۴٫۳	۳٫۹	۵٫۷۷	۶٫۱	۷٫۱	۸٫۲	۸	۵٫۸	۴٫۸
Na ₂ O	۴٫۱	۳٫۵	۳	۳	۲٫۰۸	۲٫۲	۳٫۴	۲٫۱	۲٫۲	۲٫۱	۲٫۷
K ₂ O	۲٫۵	۲٫۷	۱٫۷	۲٫۶	۳٫۰۶	۲٫۵	۲٫۴	۳٫۵	۲٫۸	۳٫۱	۴٫۸
LOI	۳٫۰۷	۲٫۲۰	۵٫۶	۶٫۵۰	۴٫۳۶	۳٫۱۸	۳٫۵۷	۳٫۵۷	۲٫۸۱	۲٫۸۱	۲٫۹۰

جدول ۲ مقادیر عناصر فرعی و کمیاب بر حسب (ICP- MS) PPM.

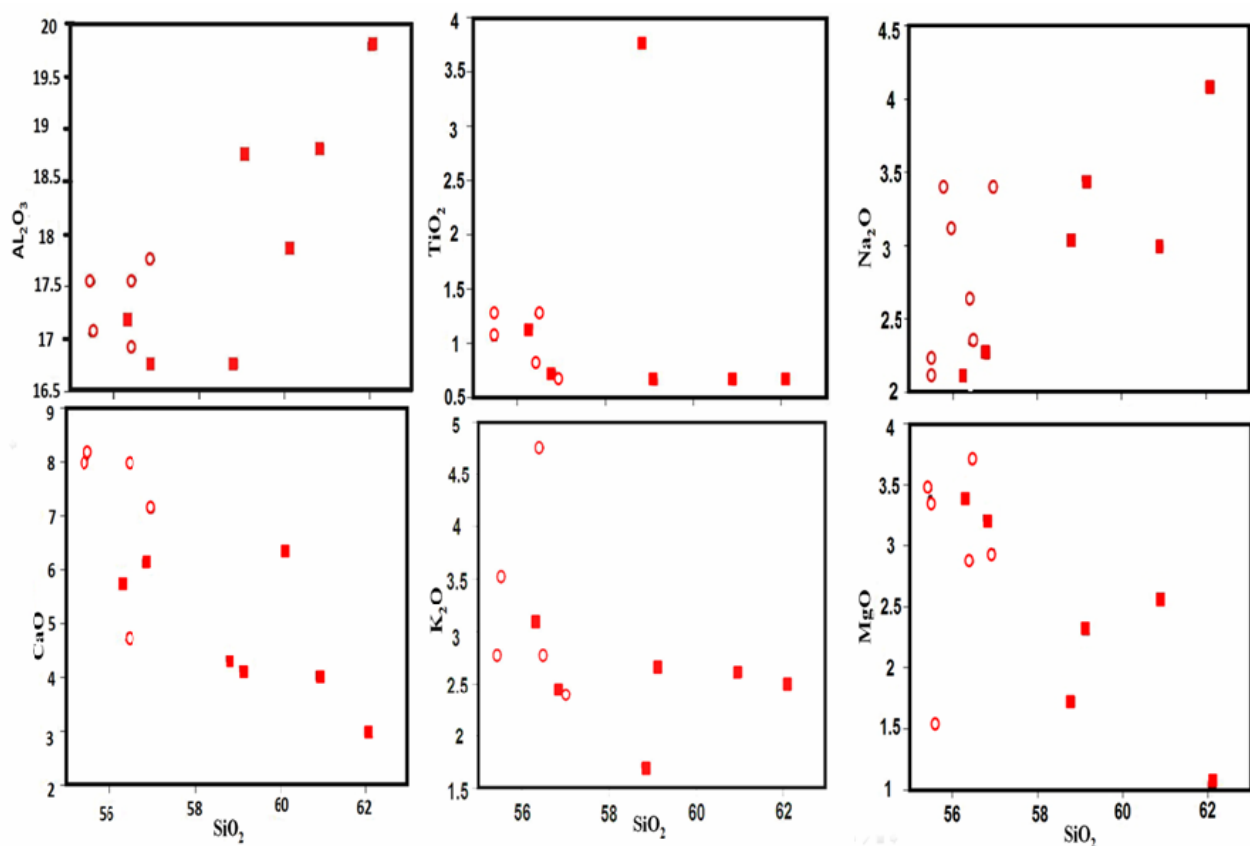
نام سنگ	آندزیت						بازالت و آندزیت بازالت				
	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	A-8	A-9	A-10	A-11
شماره نمونه											
Ag	۳٫۴	۰٫۴	۹	۷٫۹	۱٫۴۰	۰٫۱۰	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۱۹	۰٫۸	۰٫۱۹
Pb	۴۸	۹	۱۵	۱۲	۱۰	۸	۱۱	۱۰	۵	۱۳	۵
Cu	۳۲۳۲	۱۲۶۰	۷۵۹۵	۴۲۹۲۲	۱۰۰۰۰	۱۵۳	۳۴۷	۳۵۴	۷۲	۳۵۲	۸۷٫۵
Mo	۱۰	۰٫۸	۱٫۵	۱٫۹	۳٫۷۳	۱٫۰۷	۱	۰٫۵	۱٫۵	۱٫۳۶	۱٫۴۸
Bi	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۲	۰٫۲۰	۰٫۱۶	۰٫۰۵	۰٫۵	۰٫۱۴	۰٫۲۵	۰٫۱۱
Fe	۴۵۷۸۱	۴۱۳۳۸	۳۵۲۴۲	۴۳۸۶۲	۶۰۲۰۰	۶۷۳۰۰	۴۹۰۰۱	۵۰۲۳	۵۴۳۲	۴۳۲۶	۵۲۳۰۰
Co	۶۵٫۵	۱۷٫۸	۴۵٫۹	۲۳٫۵	۲۱٫۷	۲۸٫۳	۲۲٫۶	۲۱٫۸	۲۲٫۴	۲۳٫۳	۲۱٫۴
Ni	۱۰۸	۴۲	۶۱	۳۵	۳۸٫۶	۴۶٫۶	۴۳	۳۲	۳۳	۲۵٫۹۵	۳۱٫۲
Ti	۳۴۸۱	۴۴۰۹	۴۷۷۱	۴۴۰۸	۵۵۰۰	۵۷۰۰	۵۱۶۱	۵۲۰۰	۴۸۲۱	۴۷۵۲	۴۷۰۰
Sb	۱٫۵	۰٫۶	۰٫۲۵	۰٫۸	۰٫۵۸	۰٫۱۱	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۳	۰٫۲۵	۰٫۲۰
Tl	۳٫۲۵	۰٫۲۶	۱٫۵۲	۰٫۸۹	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۶۲	۰٫۱۴	۰٫۱۴
Li	۴۲	۲۲	۹	۱۹	۱۵٫۲	۲۲٫۵	۹	۱۰	۲۳٫۵	۱۳٫۲۶	۲۵٫۳
Be	۲٫۷	۵٫۹	۶٫۷	۷٫۲	۱٫۴	۱	۹٫۴	۸٫۴	۱٫۶	۷٫۳	۱٫۴
Na	۲۳۵۰	۲۸۸۳	۳۶۲۴۲	۲۶۲۳۷	۲۲۰۰۰	۴۲۷۰۰	۲۴۸۰۸	۲۳۷۰۲	۲۳۲۳	۲۵۰۳	۲۲۴۰۰
K	۱۴۸۵۰	۲۳۱۹۵	۲۲۶۰۱	۲۱۶۳۰	۲۶۵۰۰	۲۴۱۰۰	۲۱۵۹۱	۲۱۷۳۲	۲۶۷۴۱	۲۲۴۱۵	۲۸۰۰۰
Ca	۳۳۵۵۱	۳۰۰۸۰	۲۴۳۸۳	۲۹۳۸۴	۳۶۰۰۰	۵۷۳۰۰	۶۴۱۶۷	۶۵۱۴	۳۸۵۲	۴۲۵۱۲	۳۹۵۰۰
Mg	۱۴۵۵۷	۱۲۲۵۵	۵۰۶۷	۹۲۳۵	۲۶۷۰۰	۲۵۴۰۰	۱۷۰۲۵	۱۶۰۳۲	۲۷۶۲	۱۸۲۶	۲۸۶۰۰
Al	۶۷۲۰۵	۷۵۵۰۷	۶۳۵۵۲	۶۴۸۵۱	۷۱۱۰۰	۸۴۱۰۰	۹۰۴۵۱	۸۰۹۴۱	۷۰۰۰۰	۸۰۷۷۵	۶۸۹۰۰
Ga	۰	۰	۰	۰	۱۹٫۷	۱۹٫۴	۱۴٫۸	۱۳٫۸	۱۵٫۶	۱۳٫۲	۱۴٫۸
Cs	۱٫۷	۲٫۲	۱٫۲	۲٫۳	۰٫۳۸	۱۱٫۱	۰٫۹	۰٫۸۹	۰٫۷	۰٫۳۶	۰٫۶۸
Rb	۳۰	۶۳	۳۰	۵۹	۸۲٫۶	۳۱٫۱	۷۱	۷۳	۷۴٫۲	۷۲٫۳	۷۷٫۵
Ba	۲۴۹۳	۸۴۱	۳۳۷	۳۳۰	۳۲۹	۴۱۸	۲۵۰	۲۴۵	۲۴۵	۲۰	۲۴۰٫۸
Sr	۴۶۴	۶۱۱	۵۲۶	۵۷۱	۵۹۷	۴۴۴	۵۶۱	۴۴۸	۴۵۲	۶۲۱	۴۴۹
HSFE											
Th	۴۰٫۶	۴٫۶۸	۳٫۷۳	۴٫۱۷	۵٫۶	۲٫۷	۴٫۱	۴٫۳	۳٫۸۹	۳٫۷۵	۴٫۷
U	۹	۱٫۶	۱٫۸۶	۱٫۷	۲٫۱	۰٫۳	۱٫۱۶	۱٫۲	۱	۱٫۶	۱٫۵
Y	۱۱٫۹	۱۵٫۳	۱۴٫۹	۱۴٫۴	۲۳٫۷	۲۰٫۷	۱۶	۱۸	۲۱٫۲۴	۱۸٫۳	۲۱٫۳
Zr	۵۹	۱۱۴	۱۱۰	۱۱۰	۹۸٫۸	۶۱	۸۵	۷۶	۸۷٫۳۳	۶۳	۸۷٫۸
Hf	۱٫۱۶	۳	۲٫۷۶	۲٫۸۲	۲٫۹۲	۱٫۹۲	۱٫۹۴	۱٫۷۳	۲٫۲۳	۱٫۶۳	۲٫۲۳
Nb	۵۵	۷٫۲	۵٫۷	۶	۸٫۴	۴٫۳	۵٫۹	۶٫۹	۶٫۸	۶٫۵	۷٫۴
Ta	۰٫۳۳	۰٫۴۲	۰٫۲۶	۰٫۳	۱٫۱۲	۰٫۶۵	۰٫۳۹	۰٫۵۵	۰٫۵۶	۰٫۷	۰٫۶۶
P	۵۸۳	۱۰۸۹	۱۱۴۹	۱۳۴۰	۲۷۰۰	۱۶۰۰	۱۸۷۲	۱۷۲۳	۲۴۴۵	۱۹۲۳	۲۵۰۰
REE											
La	۱۴	۱۲	۹	۱۱	۲۱٫۷	۱۵٫۱	۱۴	۱۶	۱۷٫۱۶	۱۵٫۳	۱۸٫۴
Ce	۲۶	۳۰	۲۵	۲۷	۴۴٫۲	۳۱٫۱	۳۲	۳۰	۳۹٫۸	۳۰٫۱	۴۰٫۹
Pr	۳۷۸	۴۹۵	۳۳۶	۳۹۴	۵۴۴	۳۹۱	۴۵۱	۳۹۲	۴۲۱	۴۹۵	۵۰۱
Nd	۱۲٫۶	۱۶٫۶	۱٫۳	۱۳٫۸	۲۱٫۷	۱۷٫۴	۱۶٫۳	۱۷٫۳	۱۸٫۳۵	۲۲٫۳	۲۱٫۱
Sm	۲٫۸۱	۳٫۶	۳٫۱۳	۳٫۱۶	۵۰٫۸	۴٫۲۶	۳٫۴۴	۳٫۴۳	۴٫۲۱	۳٫۵۶	۴٫۳۴
Eu	۱٫۰۷	۱٫۱۲	۱٫۰۴	۰٫۹۹	۱٫۵۲	۱٫۳۹	۱٫۱۸	۱٫۲۵	۱٫۲۵	۱٫۱۹	۱٫۳۳
Gd	۲٫۹۳	۳٫۷۴	۳٫۴۲	۳٫۵	۵٫۲۲	۲٫۶۵	۳٫۶۸	۳٫۷۵	۴٫۸۵	۳٫۶۲	۴٫۶۱
Tb	۰٫۴۲	۰٫۵۱	۰٫۴۸	۰٫۴۷	۰٫۷۱	۰٫۶۴	۰٫۵۳	۰٫۵۴	۰٫۴۱	۰٫۴۸	۰٫۶۳
Dy	۲٫۵۳	۳٫۳	۳٫۲۱	۳٫۱۴	۴٫۰۲	۳٫۶۵	۳٫۳۵	۳٫۲۵	۳٫۷۶	۳٫۸	۳٫۹۳
Ho	۰	۰	۰	۰	۰٫۸۵	۰٫۷۸	۰٫۷۳	۰٫۶۳	۰٫۵۲	۰٫۶۳	۰٫۷۳
Er	۱٫۱۷	۱٫۶۵	۱٫۶۴	۱٫۵۳	۲٫۵۲	۲٫۲۵	۱٫۷۶	۱٫۶۷	۲٫۲۶	۱٫۸۷	۲٫۲۸
Tm	۰٫۱۹	۰٫۲۴	۰٫۲۷	۰٫۲۵	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۳	۰٫۲۵	۰٫۳۱
Yb	۰٫۹	۱٫۷	۱٫۱۷	۱٫۵	۲٫۴	۲	۱٫۷	۲٫۱	۱٫۹	۲	۲٫۲
Lu	۰٫۱۹	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۴۲	۰٫۳۹	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۳۳	۰٫۳۲	۰٫۳۴



شکل ۵ الف) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی محدوده کانسار مس ابری در نمودار SiO_2 در برابر $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ، [۱۲] نمونه‌ها در گستره آندزیت، تراکی آندزیت و آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند. ب) موقعیت آنها در نمودار Zr/Ti نسبت به Nb/Y [۱۳]. علامت اختصاری عبارتند از:

بازالت و آندزیت بازالتی ○

آندزیت ■



شکل ۶ تغییرات مقادیر اکسیدهای اصلی در برابر درصد وزنی SiO_2 در سنگ‌های آتشفشانی دربرگیرنده کانسار مس ابری [۱۴]. با افزایش SiO_2 میزان Na_2O ، Al_2O_3 و FeO ، CaO و P_2O_5 کاهش و MgO افزایش نشان می‌دهند.

تعیین سری ماگمایی

بر اساس نمودارهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 [۱۸]، نمودار K_2O در مقابل SiO_2 [۱۹] (شکل ۷ الف و ب) سنگ‌های مورد بررسی در قلمروهای شبه‌قلیایی، آهکی قلیایی با پتاسیم متوسط تا بالا و به ندرت در قلمرو سری شوشونیتی قرار می‌گیرند.

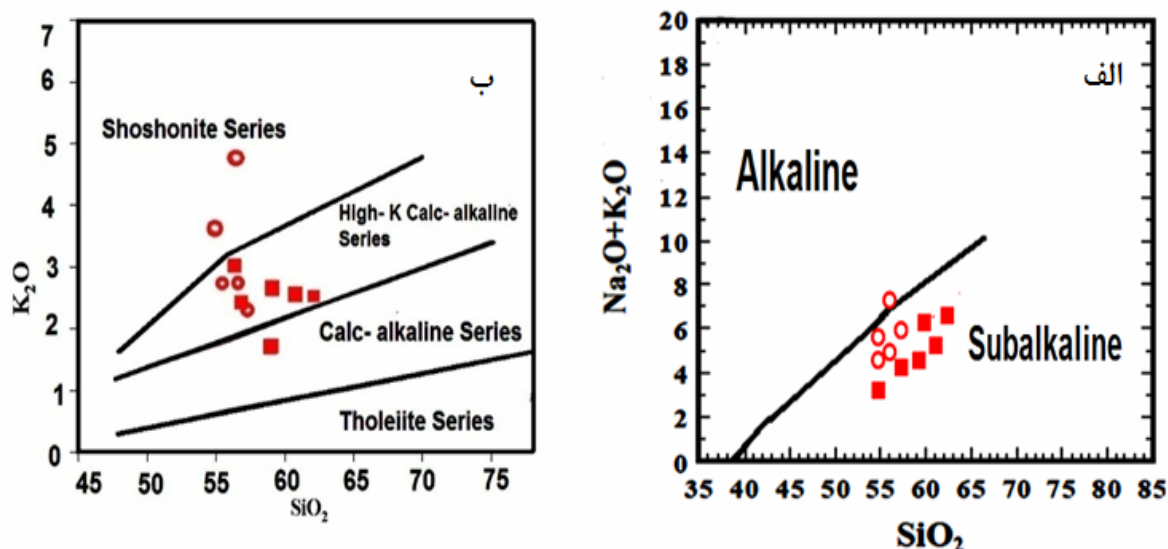
جایگاه زمین‌ساختی

به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی از نمودارهای مبتنی بر پایه‌عناصر کمیاب، نسبت‌های بین آنها و عناصر کم‌تحرك استفاده شد. مقادیر بالاتر از ۲۸ نسبت Ba/Nb و بالاتر از ۳ نسبت Ba/La ، نشان‌دهنده جایگاه کمان قاره‌ای برای سنگ‌های آذرین است [۲۰]. در نمونه‌های مورد بررسی، مقادیر نسبت‌های یاد شده به‌ترتیب بین ۶ تا ۳۱ و ۱۳ تا ۱۰۲ تغییر می‌کنند. با توجه به شکل ۸ الف، [۲۱] همه نمونه‌ها، در گستره کمان قاره‌ای (CAB) قرار می‌گیرند. از آنجا که نمونه‌ها نزدیک به رأس Th و زیر خط جداکننده $\text{Hf}/\text{Th} = 3$ (خط جداکننده مرز بین CAB و IAT) قرار گرفته‌اند، همه آن‌ها دارای ماهیت آهکی-قلیایی هستند. همچنین به منظور تفکیک گستره‌های کمائی از درون صفحه‌ای، از نمودار $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ در مقابل $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ استفاده شده است [۲۲] (شکل ۸ ب). بر اساس این دو نمودار سنگ‌های آتشفشانی منطقه ابری در گستره‌ی کمان‌های ماگمایی وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند. از دیدگاه زمین‌ساختی ورقه‌ای، مرزهای همگرا از جمله حاشیه قاره‌ای فعال (CAB) و کمان‌های جزیره‌ای یکی از جایگاه‌های تشکیل سری ماگمایی آهکی-قلیایی پتاسیم متوسط تا بالا محسوب می‌شوند. چنانکه در شکل ۸ الف دیده می‌شود نمونه‌ها در گستره (CAB) قرار گرفته‌اند. برای جدایی کمان‌ماگمایی حاشیه‌ای فعال قاره‌ای از نوع کمان‌های جزیره‌ای، از نمودارهای Th/Yb در مقابل Ta/Yb و [۲۳] استفاده شد (شکل ۸ پ). در نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb ، آلودگی پوسته‌ای سبب افزایش Th/Yb در مقابل Ta/Yb نسبت Th/Yb در مقابل Ta/Yb می‌شود که ناشی از فراوانی بیشتر Th نسبت به Ta در سنگ‌های پوسته‌ای است [۲۴]. به

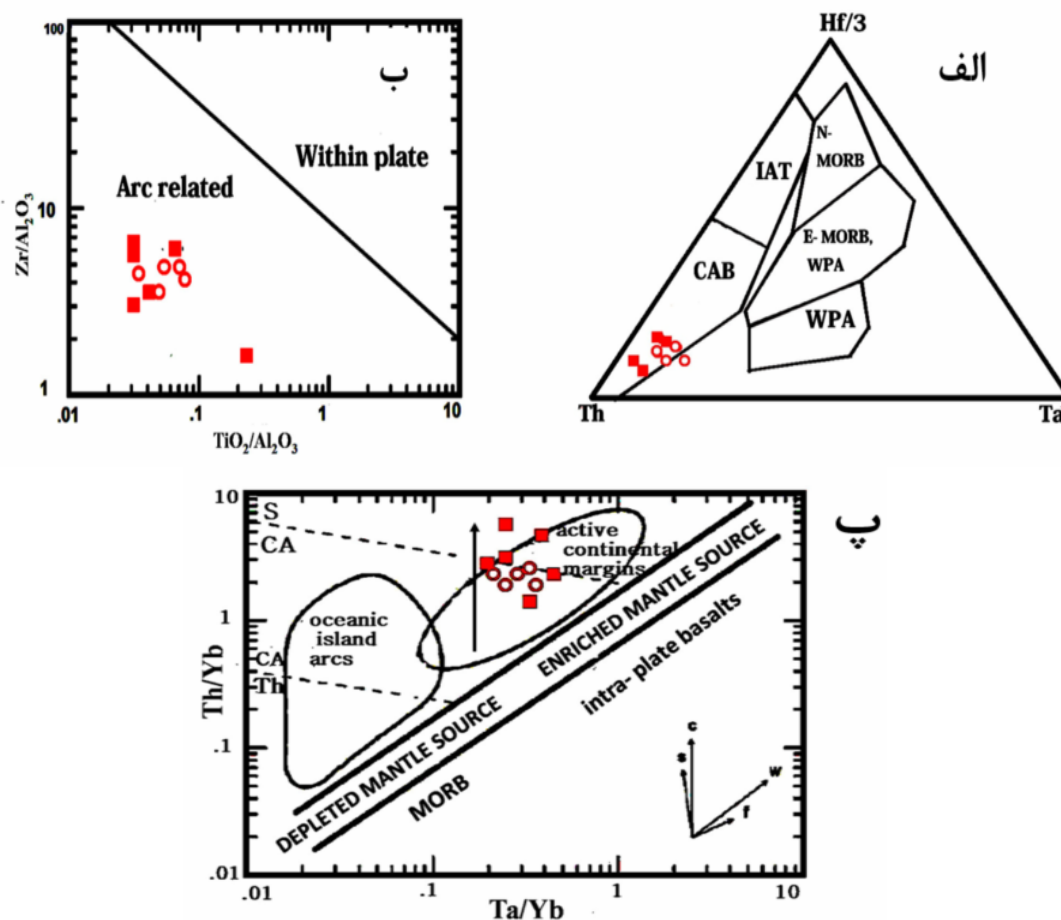
طور کلی مقادیر بالای Th در این سنگ‌ها می‌تواند تحت تأثیر دو عامل باشد: ۱) آلودگی ناشی از آرایش با پوسته بالایی و ۲) تأثیر سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده. ماگماهای حواشی قاره‌ای فعال درجات بالاتری از غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر ناسازگار که در مقایسه با ماگماهای کمان‌های جزیره‌ای نشان می‌دهد که ممکن است بازتاب تأثیر مشترک سرچشمه گرفتن از یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده و آرایش پوسته‌ای باشد. بر اساس نمودار یاد شده، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی آهکی-قلیایی تا شوشونیتی و در محیط کمان‌قاره‌ای قرار گرفته و خاستگاهی وابسته به گوشته غنی‌شده همراه با تأثیر سیالات منطقه فرورانش را نشان می‌دهند. بنابراین طبق این نمودار محیط تکتونوماگمایی منطقه‌ی مورد بررسی را می‌توان حاشیه فعال قاره‌ای معرفی کرد از نسبت Zr/Y نیز می‌توان برای تشخیص جایگاه زمین‌ساختی استفاده کرد [۲۵]. اگر در گدازه‌ها نسبت یاد شده بیش از ۳ باشد، سنگ‌های مورد نظر به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای تعلق دارند و اگر این نسبت کمتر از ۳ باشد، آنها به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی، تعلق دارند. سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانسار مس ابری این نسبت برابر است با ۴/۰۴ که در گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند.

عوامل کنترل کننده ماگماتیسیم در منطقه مورد بررسی

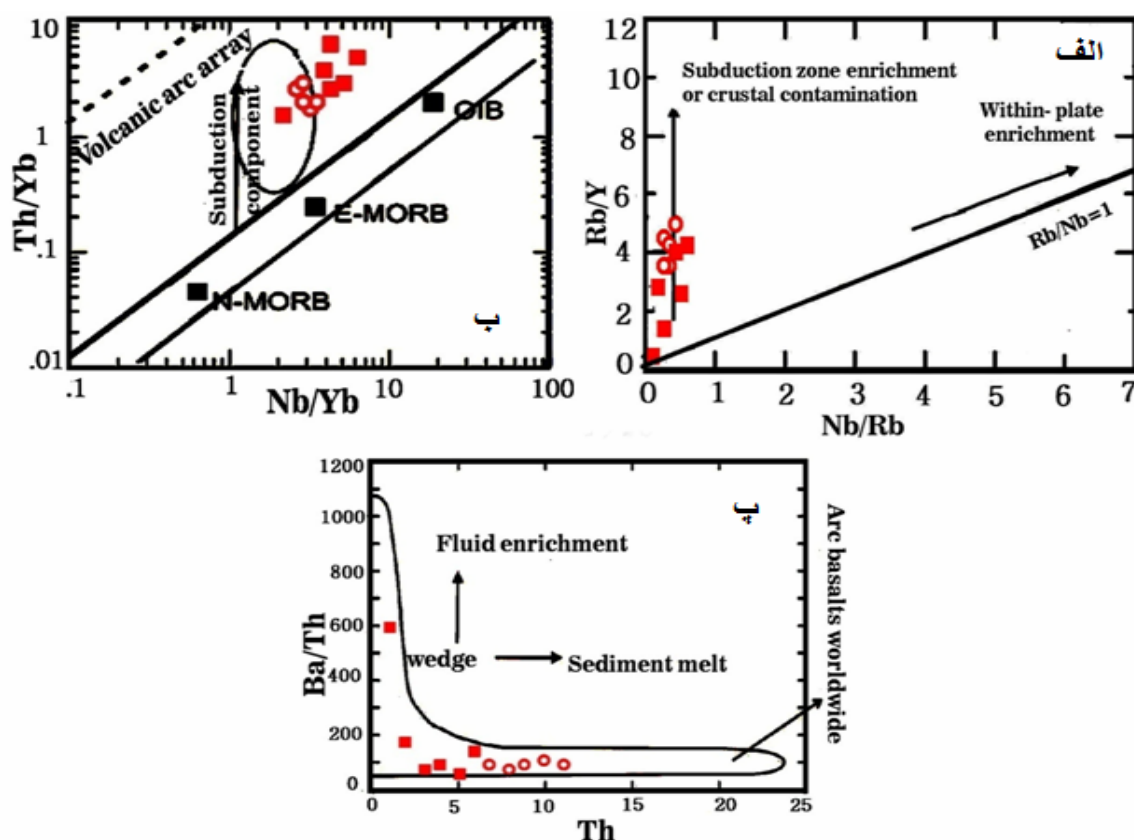
از عوامل کنترل کننده ماگماتیسیم در کمان‌های ماگمایی می‌توان به گوه گوشته‌ای، ورقه اقیانوسی فرورونده، رسوب‌های فرورونده، ضخامت پوسته و شیب ورقه فرورونده اشاره کرد. در این بخش به توصیف برخی از این عوامل احتمالی کنترل کننده ماگماتیسیم در منطقه مورد بررسی می‌پردازیم. از نمودار $\text{Rb}/\text{Y} - \text{Nb}/\text{Rb}$ می‌توان برای تشخیص غنی‌شدگی به وسیله سیالات در منطقه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای استفاده کرد [۲۶] (شکل ۹ الف). بر اساس، این نمودار ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای غنی شده واقع در بالای ورقه اقیانوسی فرورونده که تا حدودی دستخوش آرایش پوسته‌ای شده است، ریشه گرفته‌اند.



شکل ۷ تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی ابری با استفاده از نمودارهای ارائه شده: الف) نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل به SiO_2 [۱۸]. ب) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 [۱۹].



شکل ۸ الف) تعیین محیط‌های زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی با استفاده از نمودار $\text{Hf}/3$ -Th-Ta [۲۱]. ب) جدایش گستره-های آتشفشانی از دره صفح‌ای با استفاده از نمودار $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ در مقابل $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [۲۲]. پ) محیط تکتونیکی سنگ‌های منطقه و تفکیک کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای از نوع کمان‌ها جزیره‌ای براساس تغییرات Th/Yb در برابر Ta/Yb [۲۳].



شکل ۹ الف) موقعیت سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی در نمودار Rb/Y در برابر Nb/Rb [۲۶]. ب) نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb [۲۷]. پ) تعیین نقش رسوبات فروانده با استفاده از نمودار Ba/Th در برابر Th [۳۰].

حاشیه فعال قاره‌ای است و می‌تواند در اثر آلودگی پوستانه‌ای و دگرته‌ای به‌وسیله‌ی سیالات آزاد شده از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده بوجود آمده باشد [۲۹].

یکی دیگر از فاکتورهای مؤثر در تعیین ژنز سنگ‌های منطقه، رسوب‌های فروانده شده هستند. از آنجایی که Th در تعیین نقش رسوبات فروانده در سیستم کمان‌های ماگمایی وابسته به فروانش، از اهمیت به‌سزایی برخوردار است، برای تعیین نقش رسوب‌های فروانده شده از نمودار Ba/Th در مقابل Th استفاده شد [۳۰] (شکل ۹ پ). چنانکه این شکل نشان می‌دهد نمونه‌های منطقه مورد بررسی میزان نسبتاً بالایی Th و نسبت پایینی از Ba/Th را نشان می‌دهند که احتمالاً ناشی از نقش رسوب‌های فروانده در تشکیل ماگمای مادر این سنگ‌هاست. گدازه‌های حاصل از ذوب ورقه فروانده شده و یا رسوبات فروانده شده، دارای نسبت بالایی از $Nb/Zr > 0.05$ هستند [۳۱]. در نمونه‌های مورد نظر، میانگین نسبت Nb/Zr ۰.۰۷۸ محاسبه شده است. به طور کلی می‌توان گفت کاهش

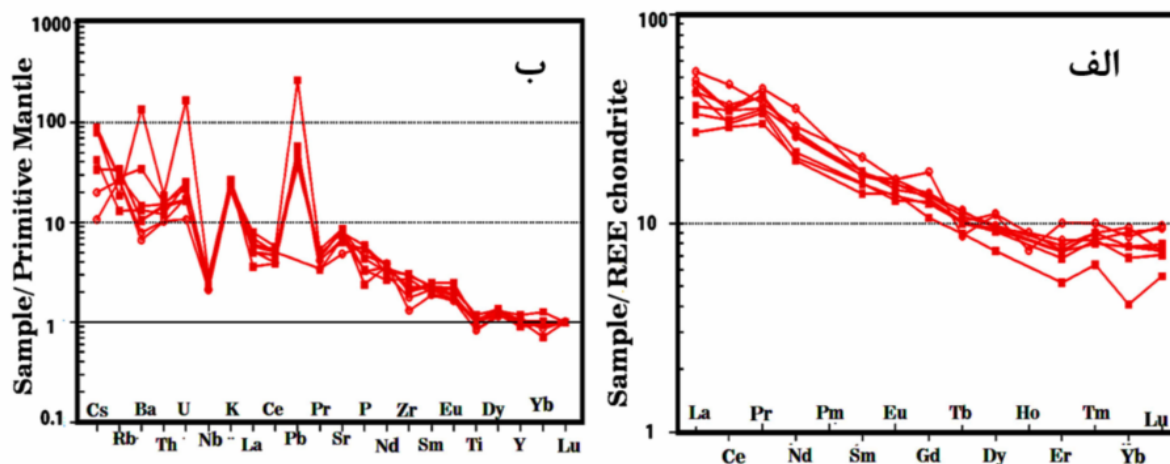
همچنین از نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb [۲۷] (شکل ۹ ب)، برای تعیین شکل‌گیری‌های ژنتیکی سنگ‌های مورد بررسی استفاده شده است. قلمرو سنگ‌های جزایر قوسی و حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) در نمودار مشخص شده است. نوار باریک، گستره‌ی ترکیبات مختلف گوشته را نشان می‌دهد. در این نمودار Yb به عنوان یک فاکتور به‌هنگارکننده برای Nb و Th عمل می‌کند. Nb و Th دارای ضرایب جدایش مشابه در بلور و گدازه هستند [۲۷]. جهت بردار به ترتیب از پایین به بالا در این نمودار غنی‌شدگی در اثر سیالات مشتق شده از لیتوسفر فرورونده در منطقه‌های فروانشی را نشان می‌دهد. به عبارتی دیگر نحوه قرارگیری نمونه‌ها روی نمودار خطی به موازات روند غنی‌شدگی گدازه‌های مناطق فروانش است و احتمالاً تحت تأثیر محلول‌های آزاد شده از لیتوسفر فرورو یا آلودگی پوستانه‌ای قرار گرفته‌اند زیرا غنی‌شدگی Th احتمالاً به آلودگی پوستانه‌ای یا سرشتی‌های خاستگاه وابسته است [۲۸] و نیز مقدار کم Nb نشان‌دهنده ماگماهای وابسته به محیط‌های

فلدسپارها از طریق تبلور تفریق در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن باعث آنومالی منفی Eu در مذاب می‌شود [۳۶]. فراوانی فلدسپات در این سنگ‌ها، بیانگر این است که پلاژیوکلاز به عنوان یک کانی نگهدارنده عناصر فوق نتوانسته در فرآیند ذوب-بخشی ناحیه منبع تشکیل دهنده ماگمای سنگ‌های منطقه پایدار بماند و در نتیجه ذوب آن، مقادیر زیادی از Sr و Eu وارد ماگمای نهایی و باعث ایجاد آنومالی مثبت این عناصر در نمودار عنکبوتی شده است. در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه در (شکل ۱۰ ب) شاهد تمرکز نسبتاً بالایی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مانند Ba، K و تمرکز پایینی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مخصوصاً Ti و Nb هستیم. روند تغییرات این نمونه‌ها با محیط زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش انطباق دارند [۲۸] و شاخص سنگ‌های آتشفشانی وابسته به کمان قاره‌ای است [۳۷]. این ویژگی‌ها می‌توانند نشانه آرایش پوسته‌ای و در واقع ورود اجزای LILE موجود در پوسته اقیانوسی فرورونده به درون گوشته بالایی آن باشد [۳۸]. عناصر LILE قابلیت انحلال و تحرک بیشتری از HFSE در سیالات دارند [۳۹] بنابراین در مناطق فرورانش، سیالات آزاد شده از بخش بالایی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی می‌شوند و به گوشته افزوده می‌شوند. بآنومالی منفی عناصر Ti، Nb می‌تواند به حضور اجزای فرورانش در گوشته منشأ، آلودگی پوسته‌ای [۴۰] و یا مرتبط با روتیل باقی‌مانده باشد که این عناصر را در حین ذوب رسوبات حفظ می‌نماید [۳۹].

HFSE، به خصوص Nb و Ta نسبت به LILE را می‌توان در درجه اول به سه مرحله نسبت داد: ۱) اضافه شدن یک سیال فقیر از Nb-Ta رها شده از صفحه فرورانش به گوه گوشته‌ای، ۲) حفظ ترجیحی Nb-Ta در آمفیبول‌ها و روتیل‌ها نسبت به فازهای دیگر از صفحه فرورانش یا خاستگاه گوشته و ۳) آلودگی ماگما مشتق شده از گوشته به وسیله ترکیبات پوسته‌ای است [۳۲]. شواهد ژئوشیمیایی بیانگر آنست که ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه، از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای تا حدودی متاسوماتیسم شده توسط سیالات سرچشمه گرفته از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی دگرگون‌شده در رخساره آمفیبولیت و رسوبات فرورونده همراه آن، حاصل شده است [۶].

نمودارهای عنکبوتی

برای شناخت بهتر ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، از نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده عناصر خاکی نادر نسبت به کندریت [۳۳] و نمودار عنکبوتی بهنجار شده عناصر کمیاب نسبت به گوشته اولیه [۳۴] (شکل ۱۰ الف و ب) استفاده شده است. شکل ۱۰ الف، بیانگر غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) می‌باشد. این امر از ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آلکان کمان‌های آتشفشانی زون‌های فرورانش حاشیه قاره‌ای است [۳۵]. همانطور که در این نمودار مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه دارای آنومالی مثبت از Sr و Eu می‌باشند. آنومالی Eu توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگاسیته اکسیژن وابسته است. بنابراین خارج شدن



شکل ۱۰ الف) نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده عناصر خاکی نادر نسبت به کندریت [۳۳] و ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده عناصر کمیاب نسبت به گوشته اولیه [۳۴].

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی اتوسن نوار ماگمایی شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی میزبان کانسار مس ابری دارای ترکیب غالب آندزیت و آندزیت‌بازالتی هستند. این سنگ‌ها به سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا تعلق دارند و در طی یک رژیم زمین‌ساختی از نوع کمان‌های آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. تبلور تفریقی، آرایش ماگمایی و متاسوماتیسم ورقه اقیانوسی فرورانده شده در تحول سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر مشارکت داشته‌اند. شواهد ژئوشیمیایی بیانگر آنست که ماگمای سازنده این سنگ‌ها، از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای تا حدودی متاسوماتیسم شده حاصل شده است. فرورانش رو به شمال ورقه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار (شاخه درونه) به زیر حاشیه جنوبی ورقه توران، عامل تشکیل سنگ‌های آتشفشانی کمان قاره‌ای شمال‌غرب بردسکن منجر بوده است.

مراجع

- [6] Yousefi F., Sadeghian M., Sadati Jamali S.Z., Mansouri Moghaddam B., Ghasemi H., "Petrogenesis of low Silica Adakitic domes of Sahl (South of Shahrood, southeast of Semnan Province)", *Journal of Petrology* 28(2017) 95-108.
- [7] Ilkhchi M. R., Faryad S. W., Schulmann K., Kosler J., "Metamorphism and exhumation processes of the Shotur Kuh metamorphic complex, Semnan Province (Central Iran Zone)", *Geolines* 20 (2006) 55.
- [8] Ghasemi H., Rezaei Kahkhaei M., "Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran", *Journal of Mineralogy and Petrology* 109.2 (2015) 235-252.
- [9] Ghaemi F., Mousavi-Hahrami R., "Geological map of 1: 100,00 Daruneh", Geological Survey of Iran, (2006)
- [10] Fisher R. V., Schmincke H. U., "Pyroclastic rocks. Springer Science & Business Media", (2012).
- [11] Wilson M., "Igneous petrogenesis a global tectonic approach", Department of earth Science, University of leeds (1989) 466.
- [12] Middlemost E. A. K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", *Earth-Science Reviews* 37.3 (1994) 215-224.
- [13] Pearce J. A., "A user's guide to basalt discrimination diagrams", Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12.79 (1996) 113.
- [14] Harker A., "The natural history of igneous rocks Methneu", London, (1909) 344.
- [15] Kelemen P. B., Hanghøj K., Greene A. R. "One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust", *Treatise on geochemistry* 3(2003) 593-659.
- [16] Rollinson H. R., "using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Publication by John Wiley and Sons (1993) 325
- [1] Ghasemi A., Talbot C. J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences* 26 (2006) 683-693.
- [2] Yousefi F., Sadeghian M., Semyari S., Ghasemi H., "Geochemistry and Tectonic setting of high silica adakitic domes Of Ahmad Abad Khartouran (South East of Shahrood)", *Journal of Earth Sciences* 100 (2017) 291 -298
- [3] Haghipour A. A., Aghanabati S.A., "Geological map of Iran 1:100000", Geol. Surv. Iran (1985.)
- [4] Emami M.H., Sadeghi M. "Omran S.J., Magmatic map of Iran 1:100000", Geol, Surv, Iran, (1993).
- [5] Shabanian E., Acocella V., Gioncada A., Ghasemi H., Bellier O., "Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey", *Journal of Tectonics* 31(2012) 3013-3042.

- [27] Leat P. T., Pearce J. A., Barker P. F., Millar I. L., Barry T. L., Larter R. D., "Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: the South Sandwich arc-basin system", *Earth and Planetary Science Letters* (2004) 17-35.
- [28] Kuscu G.G., Geneli F., "Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex", *International Journal of Earth Sciences* 99.3 (2010) 593-621.
- [29] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102.1 (2000) 67-95
- [30] Hawkesworth C. J., Turner S., Peate D., McDermott F., van Calsteren P., "Elemental U and Th variations in island arc rocks: implications for U-series isotopes", *Chemical Geology* 139.1 (1997) 207-221.
- [31] Elburg M. A., Bergen M. V., Hoogewerff J., Foden J., Vroon P., Zulkarnain I., Nasution A., "Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes", Indonesia. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 66.15 (2002) 2771-2789
- [32] Wilson B., M., "Igneous petrogenesis a global tectonic approach", Springer Science & Business Media (2007).
- [33] Thompson R. N., "Magmatism of the British Tertiary volcanic province", *Scottish Journal of Geology* 18.1 (1982) 49-107.
- [34] Sun S. S., Mc Donough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", Geological Society, London, Special Publications 42.1 (1989) 313-345
- [35] Asiabandha A., Bardintzeff J.M., Kananian A., Rahimi G., "Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution", *Journal of Asian Earth Sciences* 45 (2012) 79-94
- [17] Gourgaud A., Vincent P. M., "Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad", *Journal of volcanology and geothermal research* 129.4 (2004) 261-290.
- [18] Irvine T.N., Baragar W. R. A., "A guide to the classification of the common volcanic rocks", *Can: Journal of Earth Sciences* 8 (1971) 235-4580.
- [19] Middlemost E. A. K., "The basalticla", *Earth Science Reviews* 11.4 (1975) 337- 364.
- [20] Kurkcuoglu B., "Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidag volcanic complex, Central Anatolia, Turkey", *Journal of Asian Earth Sciences* 37.1 (2010) 42-51.
- [21] Wood D. A., "The application of a Th Hf Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province", *Earth and planetary science letters* 50.1 (1980) 11-30.
- [22] Muller D., Groves D. I., "Potassic Igneous Rocks and Associated Gold- Copper Mineralization", Springer (2015).
- [23] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In: Hawkesworth, C.J. and Nurry, M.L. (Eds.), *Continental basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich (1983) 230-249.
- [24] Temizel İ., Arslan M., Ruffet G., Peucat J.J., "Petrochemistry, geochronology and Sr-Nd isotopic systematics of the Tertiary collisional and post-collisional volcanic rocks from the Ulubey (Ordu) area, eastern Pontide, NE Turkey: implications for extension-related origin and mantle source characteristics", *Lithos* 128 (2012) 126-147.
- [25] Pearce J. A., Norry M.J., "Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 69.1 (1979) 33- 47.
- [26] 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* 85.1-4 (1998) 327-354

- [39] Pang K.N., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Khatib M.M., Mohammadi S.S., Chiu H.Y., Chu C.H., Lee H.Y., Lo C.H., "*Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications*", *Lithos* 180 (2013) 234-251.
- [40] Ozdemir, Y., "Volcanostratigraphy and petrogenesis of Süphan stratovolcano", Ph.D, Thesis, Middle East Technical University ,Ankara, Turkey (2011) 279.
- [36] Wilson B. M., "*Igneous petrogenesis a global tectonic approach*", Springer Science & Business Media, (2007).
- [37] Zanetti A., Marzucchelli M., Rivalenti G., Vannuci R., "*The Finero Phlogopite massif: an example of subduction- related metasomatism*", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134 (1999) 107- 122.
- [38] Seghedi I., Downes H., Pecskey Z., Thirlwall M.F., Szakács A., Prychodko M., Matthey D., "*Magma genesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians*", *Lithos* 57.4 (2001) 237-262.