

زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و تحولات ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی اٲوسن در منطقه آق‌داغ، شمال خاوری ابهر

مرتضی خلعت‌بری جعفری*، میثم اکبری، جلیل قلمقاش؛

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین

پذیرش ۹۵/۶/۸

دریافت ۹۴/۱۱/۲۷

چکیده

منطقه بررسی شده در بردارنده گدازه‌ها و سنگ‌های ولکانوکلاستیک با ترکیب بازالتیک‌اندزیت، آندزیت، تراکی‌اندزیت، تراکیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت-ایگنیمبریت hsj که در پنج مرحله و در محیط آبدار تا خشکی فوران یافته‌اند. همه سری‌های آتشفشانی به‌وسیله توده‌های نیمه‌عمیق اسیدی جوان تر قطع شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب حدواسط-اسیدی، شواهد اختلاط و آمیختگی ماگمایی را در خود ثبت کرده‌اند. در نمودارهای تمایز ماگمایی، گدازه‌های بررسی شده، ویژگی‌های کالک‌آلکالن، کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی دارند. در نمودارهای عنکبوتی، نمونه‌های بازیک-حدواسط از الگوی کمان قاره‌ای و نمونه‌های اسیدی از الگوهای ریولیت پرآلومینوس و پوسته بالایی تبعیت می‌کنند. الگوهای عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی، غنی‌شدگی از LREE و LILE در مقایسه با HREE و تهی‌شدگی واضح از HFSE (شامل Ti, Ta, Nb) را نشان می‌دهند که از ویژگی‌های مناطق فرورانش است. به‌دنبال برخورد پلیت عربی با صفحه ایران و کوتاه‌شدگی البرز طی اٲوسن و به‌دنبال آن پدیده دیلامینیشن لیتوسفر، گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای (SCLM) منطقه شروع به ذوب‌بخشی کرد. مذاب حاصل در پوسته بالایی تجمع یافته و حجره‌های ماگمایی کم‌عمق ایجاد کرد و ذوب‌بخشی پوسته بالایی ماگمای اسیدی را به‌وجود آورد. اختلاط و آمیختگی ماگمایی نقش مهمی در ایجاد سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازیک-حدواسط داشته است.

واژه‌های کلیدی: آندزیت، ریولیت، برش هیبریدی، ولکانیسم دوگانه، آمیختگی، ایگنیمبریت

مقدمه

منطقه بررسی شده، در محدوده کوه‌های آق‌داغ واقع در شمال‌خاوری ابهر (شکل ۱)، بین استان‌های زنجان و قزوین، بین طول‌های جغرافیایی $۴۹^{\circ} ۱۵' ۰۰''$ الی $۴۹^{\circ} ۳۰' ۰۰''$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $۳۶^{\circ} ۰۳' ۰۲''$ الی $۳۶^{\circ} ۲۳' ۱۶''$ شمالی رخنمون دارد. این منطقه، در جنوب‌خاوری ورقه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ زنجان [۱]، در جنوب‌خاوری کوه‌های طارم [۱]، [۲] برون‌زد داشته و به‌طور عمده در بردارنده سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی اٲوسن هستند که به‌وسیله توده‌های نیمه عمیق ریولیتی قطع شده‌اند. طبق تقسیم‌بندی مناطق ساختاری ایران [۳]، منطقه بررسی شده، در مرز زون‌های ایران مرکزی-البرز، در تقسیم‌بندی [۴] در زون البرز و در تقسیم‌بندی [۵] در زون البرز باختری واقع است.

Khalat1965@gmail.com

*نویسنده مسئول

رشته کوه‌های البرز، جزئی از کمربند کوه‌زایی آلپ-هیمالیا هستند که از شمال به فروافتادگی جنوب کاسپین و از جنوب به زون ایران مرکزی و از جنوب باختر به کمربند ماگمایی ارومیه-دختر محدود شده‌اند [۶]، [۷]. سازند کرج با برداشتن سنگ‌های ولکانوکلاستیک و گدازه‌ای با ستبرای بیش از ۲۰۰۰ متر [۸]، [۹]، مهم‌ترین واحد زمین‌شناسی البرز در بازه زمانی ائوسن است که هم‌زمان با واحدهای آتشفشانی ائوسن در منطقه آق‌داغ نهشته شده‌اند. به باور برخی محققان [۷]، [۱۰]، [۱۱]، سنگ‌های سازند کرج، در کمانی درون قاره‌ای مرتبط با فرورانش، در راستای شمال و در امتداد زاگرس شکل گرفته‌اند. می‌توان گفت که ناحیه البرز، کوتاه‌شدگی شمالی-جنوبی را نشان می‌دهد [۱۲]، [۱۳]. که معرف ناحیه‌ای با دگرشکلی زیاد مابین ایران مرکزی در جنوب و صفحه اورازیا در شمال است [۱۴].

به عقیده برخی محققان [۱۲]، [۱۵]، [۱۶]، [۱۷] سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی در البرز، طی فاز کششی در اوایل ائوسن نهشته شده‌اند. به باور برخی پژوهش‌گران [۱۷]، تبدیل رژیم تکتونیکی کششی به رژیم فشارشی در ۳۶ میلیون سال قبل در البرز رخ داده است. در ائوسن پایانی-لیگوسن، هم‌زمان با فاز کوه‌زایی پیرنه، نهشته‌های ائوسن و قدیمی‌تر چین‌خورده و توده‌های آذرین نیمه عمیق، هم‌راستا با روند ساختاری ناحیه، جای گرفته‌اند [۱۸]. پیامد این رویدادها در منطقه آق‌داغ، ولکانیسم بازیک-حدواسط و اسیدی، به‌صورتی متناوب طی دوره ائوسن بوده است. به‌دنبال آن گسلش، چین‌خوردگی و بالآمدگی توده‌های نیمه‌عمیق (شکل ۱) در امتداد محور چین‌خوردگی‌ها و گسل‌های اصلی از رخدادهای بعدی بوده است.

در پیشینه بررسی‌های زمین‌شناسی از ناحیه زنجان و کوه‌های طارم سنگ‌های آتشفشانی به سازند کرج منسوب شده‌اند [۶]، [۸]، [۱۱]، [۱۹]، [۲۰]، [۲۱]، [۲۲]. مؤید [۲۳] در پایان‌نامه کارشناسی ارشد، تشکیل سنگ‌های نوار ولکانوپلوتونیک منطقه طارم و ژنز مس را در ارتباط با فرورانش توجیه کرد. احمدیان [۲۴]، زون‌های دگرسانی گرمایی در جنوب باختری طارم را به نفوذ توده کوارتزموزنونیتی نسبت داده و احتمال کانه‌زایی نوع پورفیری را محتمل ندانسته است. ترکمانی [۲۵] و قنبری [۲۶] گرانیتوئیدهای خرمدره و ابهر را از نوع کمان قاره‌ای معرفی کردند. پیروان و همکاران [۲۷]، [۲۸]، با بررسی زون‌های دگرسانی گرمایی در منطقه طارم و اسدی و همکاران [۲۹]، در پهنه آب-ترش-یوزباش‌چای، نوع دگرسانی را اپی‌ترمال و اسید سولفات دانسته‌اند. قاسمی [۳۰]، با بررسی سنگ‌های ماگمایی و زون‌های دگرسانی منطقه یوزباش‌چای، سیالات ناشی از فرورانش را عامل مهم در ژنز این سنگ‌ها دانسته است. بلوچی [۳۱]، تشکیل سنگ‌های آتشفشانی سروجهان را حاصل ذوب بخشی گوه گوشته‌ای دانسته است که در اثر تماس با سیالات رها شده از پوسته اقیانوسی فرورونده از عناصر کمیاب غنی شده‌اند. محمدی و همکاران [۳۲]، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه زاگر را از نوع کالک‌آلکالین پتاسیم متوسط-بالا دسته‌بندی کردند. آنان ذوب بخشی گوشته، تفریق و آلودگی پوسته‌ای را در ژنز این سنگ‌ها دخیل دانسته و تشکیل آن‌ها را به مناطق فرورانش نسبت داده‌اند. نظری‌نیا [۳۳]، تشکیل توده کوارتزموزنونیتی کوهیان در شمال خاوری زنجان را به تکتونیک پس از برخورد نسبت داده است. مهرابی و همکاران [۳۴]، کانه‌زایی اپی‌ترمال کانسار گلوچه در شمال زنجان را مشابه کانسارهای رگه‌ای اپی‌ترمال نقره و فلزات پایه سولفیدی متوسط در نظر گرفته و معتقدند که کانه‌زایی این محدوده می‌تواند با دخاير پورفیری مس-طلا در عمق مرتبط باشد. فودازی و همکاران [۳۵]، توده‌های نفوذی باختر تاکستان را اغلب متآلومین

با روند‌های ماگمایی کالک آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی تشخیص دادند که در محیط کمان ماگمایی تشکیل شده‌اند.

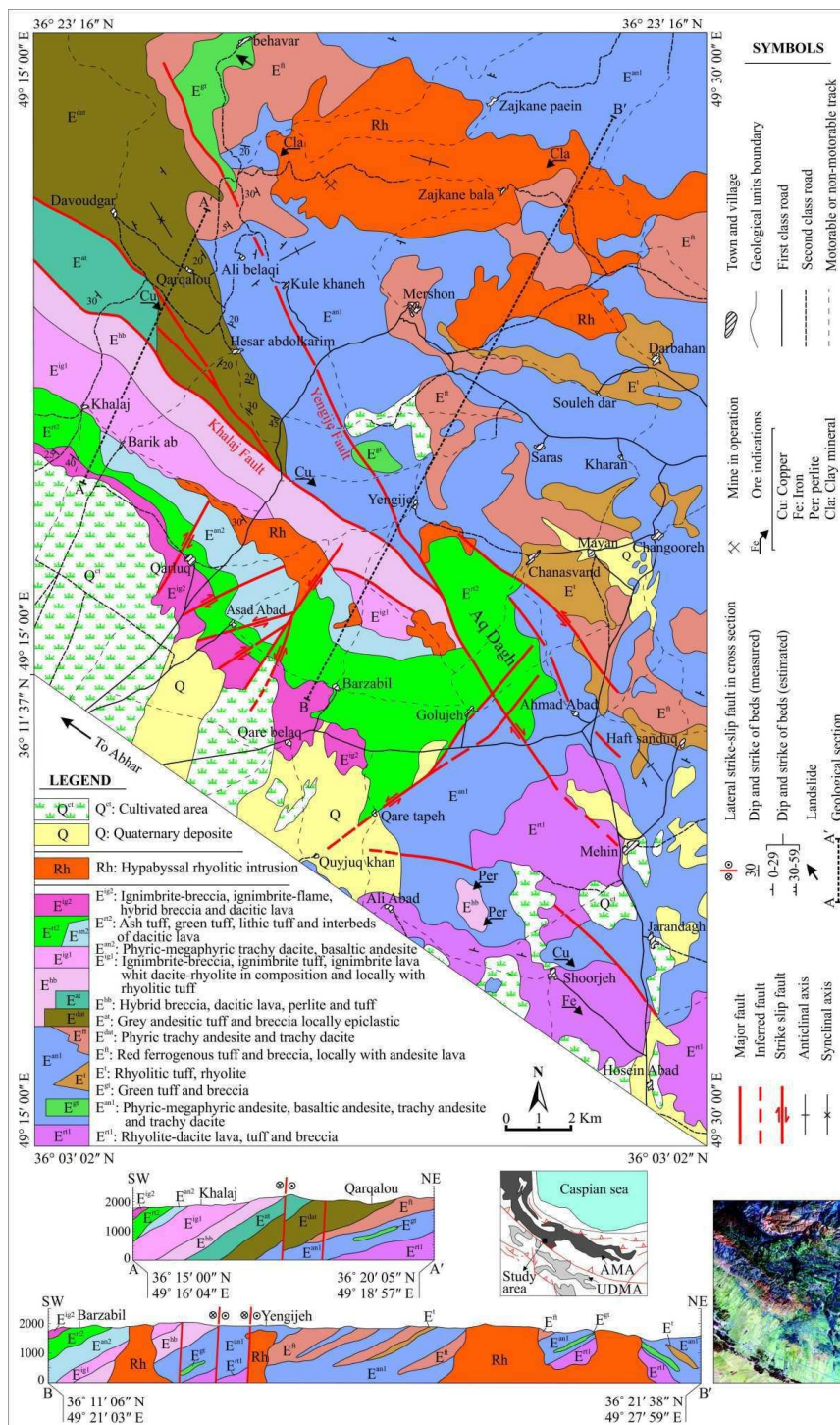
اما در رابطه با پیشینه پژوهشی که موقعیت جغرافیایی منطقه آق‌داغ را در برداشته باشد، می‌توان به نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ زنجان و گزارش آن اشاره کرد [۱]. در این نقشه [۱]، واحدهای زمین‌شناسی منطقه آق‌داغ، با نشانه‌های E^{a4} ، E^{a5} ، E^{a6} و به‌عنوان واحدهای ممبر آمند از سازند کرج معرفی شده‌اند. واحد E^{a4} در بردارنده گدازه آندزیتی-ریولیتی و داسیتی همراه با توف برش، ماسه سنگ توفی و مادستون، با ضخامت حدود ۲۵۰ متر در نظر گرفته شد. واحد E^{a5} شامل توف و مادستون قرمز رنگ و واحد E^{a6} با لیتولوژی توف-مادستون تیره رنگ، ماسه‌سنگ، گدازه آندزیتی و توف‌های اسیدی معرفی شده‌اند. عابدیان و همکاران [۳۶]، در گزارش اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ ابهر، دگرسانی از نوع آرژیلی حدواسط همراه با کلاهک‌ها و پیچ سیلیسی به فراوانی گزارش کردند. به باور آن‌ها، کانه‌زایی مس، سرب، روی، آرسنیک، مولیبدن و طلا در منطقه، حاصل فعالیت‌های گرمایی مربوط به نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی بعد از ائوسن (الیگوسن) بوده است. زارعی‌سهمیه و همکاران [۳۷]، [۳۸]، با توجه به بررسی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های ماگمایی شمال ابهر را با مناطق کششی پشت کمان مقایسه کردند. در نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ تاکستان در خاور منطقه آق‌داغ [۳۹]، جیرنده در شمال‌خاوری [۴۰] و رودبار در شمال منطقه [۴۱]، می‌توان اطلاعات مفیدی در مورد موقعیت واحدهای آتشفشانی اطراف منطقه بررسی شده یافت.

اهداف و روش پژوهش

اگرچه در پیشینه تحقیق از محدوده بررسی شده و مناطق اطراف (که در مقدمه نوشته شدند)، می‌توان به اطلاعات مفیدی در مورد سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دست یافت، اما روابط چینه‌نگاری واحدهای آتشفشانی و ارتباط آن‌ها روی زمین در محدوده بررسی شده مبهم بود. پژوهش‌های اکتشافی معدنی و ژئوشیمیایی نیز بر پتانسیل‌های اقتصادی و با روی مناطق دگرسانی در این منطقه تأکید داشته‌اند. به‌دلیل انتشار نیافتن نقشه زمین‌شناسی ابهر با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ (که تاکنون سازمان زمین‌شناسی کشور منتشر نکرده است) و توصیف واحدهای آتشفشانی محدوده بررسی شده در قالب چند واحد محدود (از ممبر آمند، سازند کرج) در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ زنجان [۱]، بررسی‌های زمین‌شناسی، چینه‌نگاری و بررسی‌های پترولوژی و ژئوشیمیایی (به‌طوری‌که طیف کاملی از اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و کمیاب را نیز در برداشته باشد) ضروری بود.

در پیمایش‌های صحرایی که در منطقه بررسی شده در تابستان ۱۳۹۳ انجام شدند، با استفاده از عکس‌های هوایی با مقیاس‌های ۱:۲۵,۰۰۰ و ۱:۵۰,۰۰۰، نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱:۵۰,۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای ETM با مقیاس ۱:۸۰,۰۰۰، Bing map-satelite و Google Earth، نقشه زمین‌شناسی صحرایی اولیه تهیه شد. به‌دنبال آن، پژوهش‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی انجام و نقشه زمین‌شناسی منطقه با استفاده از داده‌های آزمایشگاهی تکمیل و در محیط Arc GIS ترسیم شد که نقشه ساده‌تر آن در شکل ۱ و ستون چینه‌نگاری نیز در شکل ۲ معرفی شده‌اند. در رابطه با پژوهش‌های پتروگرافی، از تعداد ۷۳ نمونه برداشته شده در صحرا، مقاطع میکروسکوپی آماده و بررسی شدند. پس از بررسی‌های پتروگرافی، تعداد ۳۲ نمونه انتخاب و به‌روش XRF برای اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی و به‌روش

ICP-MS و ICP-OES برای اندازه‌گیری عناصر کمیاب، در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (تهران و کرج) تجزیه شدند که نتایج آن‌ها در جدول ۱ آورده شدند. این نتایج در نرم‌افزارهای Excel و Iqpet 2007 پردازش شده و نمودارهای ژئوشیمیایی، در نرم‌افزار CoreIDRAW باز ترسیم شدند. در این مقاله، نتایج بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی با تکیه بر نتایج صحرایی معرفی می‌شوند.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی از واحدهای آتشفشانی بررسی شده در منطقه آق‌داغ، شمال خاوری ابهر را نشان می‌دهد. این نقشه حاصل بررسی‌های صحرایی مربوط به این مقاله است

بحث

جایگاه زمین‌شناسی و چینه‌نگاری سنگ‌های بررسی شده

چنان‌که گفته شد، در ارتفاعات منطقه آق‌داغ در شمال خاوری ابهر (شکل ۱)، رخنمون‌های گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و ولکانوکلاستیک دیده می‌شوند. این رخنمون‌ها، طی چندین فاز فورانی و به‌صورت گدازه‌های بازیک-حدواسط و اسیدی و نهشته‌های ولکانوکلاستیک از جمله توف و ایگنیمبریت نهشته شده‌اند (شکل ۱، ۲). در این منطقه، واحدهای آتشفشانی حدواسط و اسیدی دارای گسترشی بیش از واحدهای بازیک هستند. این رخنمون‌ها روند شمال باختری-جنوب خاوری دارند و به‌صورت ناودیس و تاقدیس چین خورده‌اند (شکل ۱ و ۳ الف). در مواردی همراه با گدازه‌های آتشفشانی و نهشته‌های ولکانوکلاستیک، می‌توان سنگ‌های رسوبی را نیز به مقدار ناچیز یافت. این سنگ‌ها از نوع شیل تیره‌رنگ و ماسه‌سنگ است و دربردارنده عدسی‌های نازک از سنگ‌آهک میکرایتی هستند. با توجه به‌همراهی ناچیز سنگ‌های رسوبی، همراه با سنگ‌های آتشفشانی، می‌توان حدس زد که فوران‌های آتشفشانی منطقه آق‌داغ، به احتمال در محیط آب دریا تا محیط خشکی وقوع یافته است. در شمال روستای هفت صندوق و در قاعده توف‌های فروژن (واحد E^{ft})، عدسی‌های کوچک از سنگ‌آهک میکرایتی، همراه با کریستال لیتیک توف و شیل تیره‌رنگ دیده می‌شوند. با بررسی دیرینه‌شناسی سنگ آهک میکرایتی، ریزفسیل‌های *Globorotalia sp.*, *Globigerina sp.*, *Gumbellina sp.*, *Radiolaria sp.*, *Cibicides sp.* با سن ائوسن میانی-پسین شناسایی شدند که نشان می‌دهد که فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه آق‌داغ، طی این دوره روی داده است. ریزفسیل‌هایی مشابه، در باختر ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ تاکستان گزارش شده‌اند [۳۹]، بنابراین شاید بتوان چنین استنباط کرد که فعالیت‌های آتشفشانی در ائوسن میانی-پسین، در مقیاس گسترده‌تری در ناحیه بررسی شده اتفاق افتاده است. سنگ‌های آتشفشانی و ولکانوکلاستیک منطقه بررسی شده را می‌توان به سیزده واحد تقسیم کرد (شکل ۱). این سنگ‌ها حاصل مراحل فورانی مختلفی هستند که در منطقه بررسی شده پنج مرحله شناسایی شده است.

در نخستین مرحله از فوران‌های آتشفشانی در منطقه آق‌داغ، توف و برش ریولیتی (شکل ۳ ب) و سپس گدازه‌های ریولیتی-داسیتی نهشته شدند (شکل ۲). این نهشته‌ها در شمال و شمال‌باختری روستای شورجه، واحد E^{t1} را تشکیل داده‌اند (شکل ۱). در مرحله ۲، فوران‌های آتشفشانی حدواسط با ترکیب بازالتیک-آندزیت، آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت آندزیت و تراکی داسیت، گستره وسیعی را در منطقه آق‌داغ پوشانده و واحدهای E^{at} ، E^{dat} ، E^{ft} ، E^t ، E^{an1} را تشکیل داده‌اند (شکل ۱). گاهی این گدازه‌ها ساختار منشوری دارند (شکل ۳ ت) و گاهی نیز به‌طور مثال در شمال روستای مهین، به‌صورت طنابی (شکل ۳ ج) دیده می‌شوند. برون‌زدهایی از توف سبز (شکل ۳ ث) این حدس را تقویت می‌کند که خاکسترهای آتشفشانی مرحله ۲، در حوضه‌هایی محدود ولی کم عمق راسب شده‌اند (واحد E^{gt}). رنگ سبز این توف‌ها را نیز می‌توان به تشکیل کانی‌های سبزرنگ مانند کلریت و اپیدوت در محیطی آب‌دار نسبت داد. گاهی نیز هیالوکلاستیت و برش هیالوکلاستیک (شکل ۳ د) نیز به‌صورتی محلی دیده می‌شوند، طوری که هیالوکلاستیت سبز رنگ و سیمان کربناته، قطعه‌های برش را به هم چسبانده‌اند. این شواهد نشان می‌دهند که فوران گدازه در محیط آب صورت گرفته است. هم‌چنین در میان واحدهای آتشفشانی مرحله ۲، توف فروژن (واحد E^{ft}) گستره چشم‌گیری در شمال روستاهای هفت صندوق، علی‌بلاخی، اطراف مرشون (شکل ۴ الف)، جنوب سراس، جنوب خاوری زاج‌کان‌بالا و اطراف بهاور را تشکیل داده است (شکل ۱).

جدول ۱. نتایج تجزیه ژئوشیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش‌های ICP-MS, XRF و ICP-OES برای سنگ‌های بررسی شده

Samples	Ab51	Ab43	Ab35	Ab22	Ab60a	Ab21	Ab27	Ab60b	Ab28	Ab55	Ab26
Rock type	بازالتیک آندزیت		آندزیت		تراکی آندزیت		تراکیت-تراکی داسیت				
SiO2	۵۳.۰	۵۳.۹	۵۷.۳	۶۰.۸	۶۰.۰	۶۲.۶	۶۲.۰	۶۲.۲	۶۲.۷	۶۳.۰	۶۴.۵
Al2O3	۱۸.۱	۱۷.۰	۱۵.۵	۱۶.۳	۱۷.۲	۱۵.۶	۱۷.۴	۱۶.۵	۱۷.۵	۱۷.۳	۱۶.۵
Fe2O3	۱۰.۹	۱۰.۳	۷.۹	۶.۸	۵.۹	۵.۸	۵.۳	۵.۲	۵.۳	۵.۳	۴.۷
CaO	۸.۲	۶.۷	۵.۰	۴.۱	۴.۵	۳.۴	۲.۷	۳.۳	۲.۴	۲.۶	۲.۴
MgO	۳.۲	۲.۷	۳.۵	۲.۸	۲.۰	۲.۳	۱.۷	۱.۴	۰.۹	۰.۵	۱.۲
Na2O	۲.۵	۲.۳	۲.۶	۲.۷	۲.۶	۳.۱	۲.۹	۲.۸	۲.۸	۳.۱	۳.۰
K2O	۱.۲	۲.۷	۳.۱	۳.۵	۴.۳	۴.۰	۵.۲	۵.۵	۵.۵	۶.۰	۵.۲
P2O5	۰.۴	۰.۴	۰.۴	۰.۴	۰.۴	۰.۳	۰.۵	۰.۴	۰.۴	۰.۴	۰.۴
TiO2	۱.۲	۰.۹	۰.۷	۰.۷	۰.۷	۰.۶	۰.۷	۰.۷	۰.۷	۰.۸	۰.۷
MnO	۰.۳	۰.۲	۰.۲	۰.۱	۰.۱	۰.۲	۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱
L.O.I.	۰.۹۲	۲.۶۳	۳.۱۴	۱.۷۶	۱.۹۸	۱.۷۲	۱.۳۴	۱.۸۴	۱.۵۰	۰.۶۷	۱.۲
Total	۹۹.۸	۹۹.۸	۹۹.۴	۹۹.۴	۹۹.۸	۹۹.۸	۹۹.۸	۹۹.۸	۹۹.۸	۹۹.۸	۹۹.۹
Rb	۲۷.۹	۷۳.۷	۹۸.۰	۱۴۱	۱۳۵	۱۲۸	۱۸۸	۲۰.۵	۱۸۷	۱۸۷	۱۹۰
Ba	۲۶۶	۵۱۴	۵۳۳	۶۲۴	۷۰۳	۷۰۶	۸۲۳	۷۶۲	۷۸۵	۸۲۵	۸۵۰
Th	۲.۹۲	۵.۱۹	۶.۹۵	۱۷.۷	۱۰.۳	۹.۳۳	۱۴.۱	۱۵.۳	۱۴.۳	۱۶.۸	۱۴.۳
U	۰.۹۵	۱.۷۵	۱.۷۸	۳.۱۷	۳.۶۵	۲.۹۸	۴.۷۰	۴.۳۷	۴.۷۳	۵.۸۱	۳.۷۹
Nb	۱۴.۴	۱۰.۲	۱۱.۹	۲۰.۲	۱۸.۱	۱۶.۱	۲۴.۷	۲۶.۸	۲۵.۶	۲۹.۶	۲۳.۶
Ta	۰.۷۸	۰.۹۷	۰.۹۴	۱.۲۲	۱.۳۰	۱.۲۹	۲.۰۸	۲.۱۵	۲.۲۱	۲.۹۵	۱.۲۹
La	۱۷.۱	۲۳.۱	۲۴.۳	۳۶.۸	۲۹.۶	۲۹.۲	۳۹.۴	۴۵.۲	۳۸.۲	۴۲.۷	۳۸.۵
Ce	۳۳.۵	۴۲.۶	۴۶.۸	۷۱.۱	۵۷.۱	۵۲.۱	۷۷.۰	۸۴.۵	۷۵.۱	۷۹.۳	۷۸.۱
Pb	۱۲.۲	۲۶.۴	۲۴.۸	۲۷.۹	۱۳.۵۹	۱۰.۱	۶۱.۷	۳۱.۵۶	۳۰.۰	۳۰.۷	۳۵.۷
Sr	۳۳۴	۵۶۱	۳۷۷	۳۸۹	۵۱۰	۴۴۵	۳۶۶	۳۲۶	۲۹۵	۳۲۳	۳۲۹
P	۱۲۰.۷	۱۶۹۶	۱۴۳۰	۱۳۹۳	۱۶۹۸	۱۳۱۶	۲۰۰.۳	۱۸۰.۵	۱۸۵.۱	۱۷۴.۷	۱۷۲.۴
Pr	۴.۹۱	۵.۶۹	۵.۲۸	۹.۰۰	۷.۱۱	۶.۱۹	۸.۷۵	۱۰.۲	۸.۳۶	۱۰.۴	۸.۷۸
Nd	۲۱.۰	۲۴.۷	۲۱.۰	۳۲.۱	۲۹.۰	۲۱.۶	۳۷.۰	۳۸.۲	۳۵.۸	۳۹.۸	۳۵.۸
Zr	۱۷۹	۱۵۱	۷۵.۳	۴۴.۳	۲۲۲	۱۶۱	۲۸۰	۲۴۶	۲۷۹	۳۶۴	۱۶۹
Hf	۴.۵۰	۳.۸۹	۲.۰۵	۱.۶۱	۵.۶۰	۴.۰۹	۶.۹۵	۵.۷۲	۷.۳۵	۹.۱۳	۴.۲۵
Sm	۴.۴۰	۵.۲۷	۴.۵۸	۶.۴۶	۵.۹۰	۴.۵۷	۶.۹۰	۸.۰۴	۶.۷۴	۷.۴۸	۶.۶۳
Eu	۱.۱۷	۱.۵۸	۱.۱۴	۱.۶۴	۱.۴۸	۱.۳۸	۱.۴۳	۲.۲۴	۱.۳۶	۱.۷۳	۱.۲۹
Gd	۴.۱۷	۴.۴۶	۴.۰۸	۵.۸۷	۴.۹۵	۴.۰۵	۵.۸۹	۶.۷۶	۵.۵۷	۶.۲۹	۵.۴۶
Tb	۰.۸۲	۰.۸۱	۰.۷۰	۰.۹۵	۰.۸۴	۰.۶۷	۱.۰۳	۱.۱۶	۰.۹۸	۱.۰۷	۰.۹۶
Dy	۴.۶۴	۴.۳۱	۳.۹۱	۵.۳۷	۴.۷۰	۳.۷۶	۵.۶۲	۵.۵۷	۵.۴۵	۵.۶۸	۵.۳۶
Ho	۱.۱۱	۰.۹۷	۰.۸۰	۱.۰۶	۱.۰۱	۰.۷۸	۱.۱۷	۱.۴۲	۱.۱۳	۱.۲۷	۱.۰۹
Er	۲.۹۱	۲.۵۲	۲.۰۳	۲.۸۵	۲.۶۶	۲.۰۹	۳.۰۶	۴.۰۹	۲.۹۸	۳.۴۴	۲.۸۵
Tm	۰.۵۰	۰.۴۶	۰.۳۷	۰.۵۷	۰.۵۰	۰.۴۳	۰.۵۷	۰.۶۴	۰.۵۶	۰.۶۴	۰.۵۳
Y	۲۸.۵	۲۵.۸	۲۰.۰	۲۷.۱	۲۸.۳	۲۲.۹	۳۲.۱	۳۶.۹	۳۰.۹	۳۸.۰	۲۸.۵
Yb	۲.۹۲	۲.۹۱	۲.۱۸	۲.۹۸	۲.۹۸	۲.۳۹	۳.۳۸	۴.۲۸	۳.۲۵	۳.۸۵	۳.۱۱
Lu	۰.۴۲	۰.۵۳	۰.۳۵	۰.۵۷	۰.۴۷	۰.۴۸	۰.۵۷	۰.۷۱	۰.۵۳	۰.۶۰	۰.۵۰
Co	۳۲.۵	۳۰.۲	۲۸.۴	۲۰.۴	۱۵.۶	۱۶.۷	۹.۴۵	۱۰.۹	۸.۰۶	۹.۱۷	۸.۴۰
Cu	۹.۹۷	۵۱.۰	۷۱.۷	۳۶.۳	۱۴.۸۳	۱۲.۲	۵.۱۱	۷.۵۲	۵.۲۵	۱۷.۱	۱۲.۹
Ni	۲۱.۵	۲۹.۶	۲۵.۴	۱۴.۳	۷.۹۸	۱۲.۸	۴.۹۲	۴.۱۶	۳.۳۴	۴.۱۶	۴.۷۱
Sc	۳۱.۲	۲۹.۵	۲۴.۹	۱۸.۱	۱۶.۹	۱۵.۵	۱۳.۶	۱۶.۳	۱۲.۶	۱۲.۶	۱۲.۰
V	۱۸۵	۲۰.۴	۱۴۷	۱۳۱	۱۰۵	۱۱۰	۷۶.۵	۶۳.۵۳	۷۰.۶	۱۰.۹	۶۹.۲

ادامه جدول ۱

Samples	Ab58	Ab45	Ab5	Ab40	Ab17	Ab24	Ab42	Ab10	Ab11	Ab16	Ab9	
Rock type	تراکیت-تراکی داسیت							داسیت				
SiO ₂	۶۵.۶	۶۶.۰	۶۶.۶	۶۶.۹	۶۷.۸	۶۸.۵	۶۸.۶	۶۴.۰	۶۶.۱	۶۶.۵	۶۶.۷	
Al ₂ O ₃	۱۵.۹	۱۵.۷	۱۵.۸	۱۵.۷	۱۶.۷	۱۵.۹	۱۶.۷	۱۵.۳	۱۵.۴	۱۵.۶	۱۴.۲	
Fe ₂ O ₃	۴.۷	۳.۵	۳.۳	۳.۸	۳.۲	۲.۸	۳.۰	۵.۸	۴.۹	۴.۳	۳.۲	
CaO	۱.۹	۲.۳	۰.۸	۲.۳	۰.۸	۱.۳	۰.۷	۴.۱	۲.۸	۲.۳	۳.۶	
MgO	۱.۳	۱.۵	۰.۱	۱.۱	۰.۹	۰.۹	۰.۴	۲.۱	۱.۹	۱.۴	۰.۸	
Na ₂ O	۲.۸	۲.۶	۰.۳	۳.۲	۳.۴	۳.۰	۳.۰	۲.۵	۲.۶	۳.۳	۲.۲	
K ₂ O	۵.۸	۵.۹	۱۰.۵	۴.۹	۴.۹	۵.۱	۵.۳	۳.۰	۳.۴	۳.۶	۱.۸	
P ₂ O ₅	۰.۳	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۳	۰.۲	۰.۲	۰.۱	
TiO ₂	۰.۷	۰.۵	۰.۵	۰.۶	۰.۵	۰.۴	۰.۵	۰.۵	۰.۴	۰.۵	۰.۵	
MnO	<۰.۱	۰.۱	۰.۱	<۰.۱	۰.۱	۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	۰.۲	۰.۱	۰.۱	
L.O.I.	۰.۸۷	۱.۶۳	۱.۲۰	۱.۱۴	۱.۳۱	۱.۶۷	۱.۴۴	۲.۱۲	۱.۸۶	۲.۲۴	۶.۴۶	
Total	۹۹.۹	۹۹.۹	۹۹.۵	۹۹.۸	۹۹.۸	۹۹.۹	۹۹.۸	۹۹.۷	۹۹.۹	۹۹.۹	۹۹.۷	
Rb	۱۹۸	۲۱۹	۳۱۲	۱۳۹	۱۴۵	۲۲۰	۱۲۹	۸۵.۳	۱۰۲	۱۰۰	۱۶۶	
Ba	۷۴۶	۴۷۲	۲۵۴	۶۷۱	۸۷۲	۸۴۳	۸۸۳	۷۱۴	۷۳۹	۸۲۵	۹۴۲	
Th	۱۶.۲	۲۲.۲	۲۳.۴	۱۱.۱	۲۲.۹	۲۷.۳	۱۳.۲	۷.۴۷	۹.۵۳	۱۰.۵	۱۱.۰	
U	۵.۰۹	۷.۶۰	۸.۰۸	۳.۰۲	۵.۲۸	۸.۸۰	۲.۹۷	۲.۳۹	۲.۴۲	۲.۵۷	۳.۹۶	
Nb	۳۴.۰	۳۸.۷	۳۰.۷	۳۰.۴	۳۵.۷	۴۴.۳	۲۴.۴	۱۷.۶	۱۸.۶	۱۸.۷	۲۵.۹	
Ta	۵.۳۰	۵.۲۴	۲.۹۷	۱.۶۸	۴.۵۷	۳.۴۹	۳.۴۲	۱.۰۵	۲.۱۵	۱.۵۲	۱.۵۶	
La	۴۲.۳	۴۶.۲	۳۷.۱	۴۲.۷	۶۲.۹	۶۶.۲	۵۰.۳	۳۱.۱	۲۹.۷	۳۲.۸	۴۱.۴	
Ce	۷۶.۶	۸۶.۶	۶۳.۹	۷۹.۵	۱۱۳	۱۲۴	۹۱.۳	۴۸.۹	۵۴.۶	۶۱.۰	۷۲.۲	
Pb	۲۹.۰	۳۸.۲	۴۰.۵	۱۸.۲	۲۵.۷	۱۳.۹	۲۳.۰	۲۴.۳	۱۶.۵	۱۹.۸	۱۲.۴	
Sr	۲۶۲	۲۱۸	۹۸.۴	۲۶۶	۴۰.۵	۲۶۲	۱۴۲	۳۵۱	۲۵۹	۲۹۰	۸۰.۷	
P	۱۴۹۲	۷۲۶	۸۲۱	۸۵۳	۹۳۰	۵۷۹	۶۰۷	۹۲۲	۷۳۱	۸۰۰	۳۳۹	
Pr	۹.۹۲	۹.۵۴	۷.۲۹	۹.۰۸	۱۱.۶	۱۴.۵	۹.۶۰	۶.۰۵	۵.۴۹	۶.۱۱	۹.۳۱	
Nd	۳۸.۱	۳۴.۱	۲۷.۱	۳۵.۶	۴۵.۰	۴۸.۲	۳۶.۶	۲۴.۲	۲۱.۲	۲۱.۶	۳۶.۹	
Zr	۳۱۳	۳۷۰	۳۹۷	۳۳۵	۴۸۴	۵۷۹	۱۵۹	۹۷.۸	۹۱.۱	۱۰۲	۳۵۳	
Hf	۸.۳۳	۹.۴۳	۹.۵۷	۷.۷۵	۱۰.۲	۱۳.۵	۴.۶۶	۳.۰۰	۲.۹۳	۲.۹۸	۹.۰۴	
Sm	۷.۰۰	۵.۹۲	۵.۶۷	۶.۵۸	۶.۸۸	۸.۳۹	۶.۶۲	۴.۱۹	۴.۱۳	۴.۲۹	۶.۹۹	
Eu	۱.۶۰	۱.۲۶	۲.۰۱	۱.۸۵	۱.۶۷	۲.۰۶	۱.۹۰	۱.۲۸	۱.۰۶	۱.۱۸	۱.۷۵	
Gd	۶.۰۳	۵.۴۶	۴.۶۳	۵.۵۹	۵.۸۸	۷.۶۴	۵.۴۳	۴.۲۳	۳.۶۳	۳.۸۰	۷.۲۰	
Tb	۰.۹۹	۰.۹۱	۰.۷۵	۰.۹۹	۱.۰۱	۱.۱۱	۰.۸۶	۰.۶۷	۰.۶۹	۰.۷۲	۱.۱۲	
Dy	۵.۳۳	۴.۸۳	۵.۰۴	۵.۰۹	۴.۴۳	۵.۷۷	۴.۴۷	۴.۰۴	۳.۶۹	۳.۵۷	۷.۰۷	
Ho	۱.۱۹	۱.۰۸	۱.۲۰	۱.۱۲	۰.۸۸	۱.۱۵	۰.۹۷	۰.۸۹	۰.۷۹	۰.۷۹	۱.۶۰	
Er	۳.۲۱	۲.۹۸	۳.۶۷	۲.۹۸	۲.۴۰	۳.۲۲	۲.۶۴	۲.۶۴	۲.۱۴	۲.۰۲	۴.۶۵	
Tm	۰.۵۹	۰.۵۶	۰.۶۹	۰.۵۲	۰.۴۵	۰.۶۷	۰.۴۸	۰.۴۴	۰.۴۱	۰.۴۱	۰.۸۰	
Y	۳۵.۴	۳۳.۹	۴۰.۰	۳۳.۹	۳۱.۵	۳۹.۲	۲۷.۴	۲۵.۰	۲۱.۸	۲۱.۶	۴۸.۴	
Yb	۳.۵۸	۳.۶۶	۴.۶۸	۳.۴۸	۲.۸۸	۳.۸۷	۳.۳۱	۲.۷۱	۲.۵۲	۲.۴۹	۴.۹۱	
Lu	۰.۵۵	۰.۷۰	۰.۹۹	۰.۶۵	۰.۵۴	۰.۸۳	۰.۶۱	۰.۵۴	۰.۴۴	۰.۴۶	۱.۰۰	
Co	۷.۴۸	۶.۵۹	۴.۰۶	۶.۲۷	۲.۲۸	۲.۰۱	۲.۴۵	۱۱.۹	۱۰.۰	۸.۶۱	۵.۲۶	
Cu	۲۰.۹	۱۸.۶	۱۰.۲	۵.۱۸	۰.۶۰	۰.۶۰	۰.۶۰	۱۶.۱	۱۸.۷	۱۰.۳	۵.۴۵	
Ni	۷.۰۴	۶.۹۶	۵.۴۲	۵.۴۶	۳.۱۰	۲.۶۵	۲.۴۷	۶.۴۴	۴.۷۶	۳.۵۹	۲.۵۸	
Sc	۱۲.۷	۸.۸۵	۸.۶۷	۹.۷۷	۵.۶۴	۵.۷۴	۶.۸۷	۱۳.۱	۱۰.۹	۱۰.۲	۱۲.۱	
V	۵۴.۸	۳۶.۸	۴۰.۱	۳۳.۷	۲۶.۴	۱۸.۲	۱۸.۶	۸۵.۹	۶۳.۴	۶۲.۲	۳۴.۵	

ادامه جدول ۱

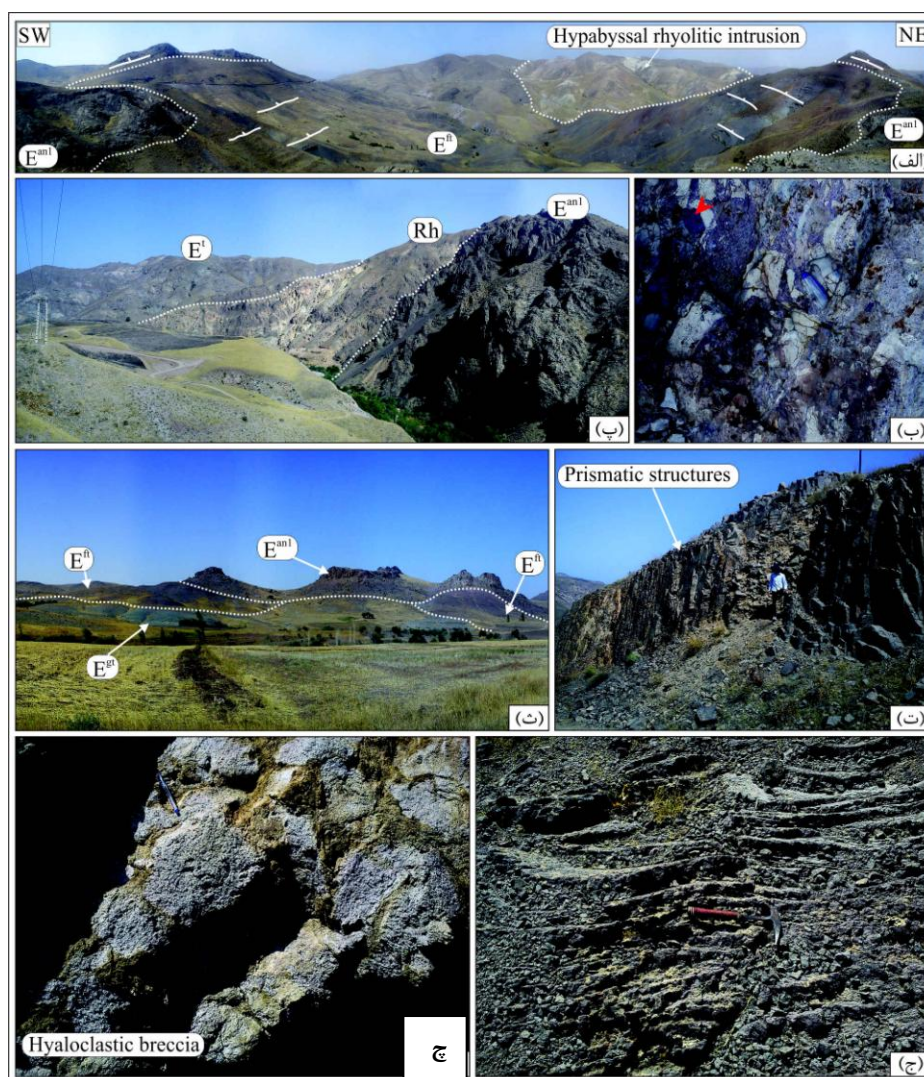
Samples	Ab46	Ab12	Ab67	Ab66	Ab39	Ab3	Ab33a	Ab19	Ab18	Ab23
Rock type	داسیت				ریولیت		توده ریولیتی نیمه عمیق			
SiO2	۶۷٫۷	۶۷٫۸	۶۸٫۲	۶۸٫۵	۶۹٫۵	۷۳٫۰	۶۹٫۸	۶۹٫۹	۷۲٫۸	۷۲٫۹
Al2O3	۱۵٫۵	۱۵٫۰	۱۵٫۹	۱۵٫۹	۱۵٫۹	۱۴٫۶	۱۷٫۶	۱۵٫۷	۱۴٫۱	۱۵٫۸
Fe2O3	۴٫۷	۳٫۸	۳٫۰	۳٫۱	۲٫۹	۲٫۴	۰٫۶	۱٫۸	۲٫۳	۱٫۷
CaO	۳٫۴	۳٫۴	۱٫۵	۲٫۴	۰٫۸	۰٫۳	۰٫۶	۰٫۳	۰٫۸	۰٫۲
MgO	۱٫۴	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۸	۰٫۵	۰٫۲	۰٫۵	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۶
Na2O	۲٫۹	۳٫۴	۲٫۸	۲٫۹	۳٫۵	۰٫۲	۲٫۴	۳٫۰	۲٫۸	۰٫۲
K2O	۳٫۳	۱٫۶	۴٫۷	۴٫۲	۴٫۷	۶٫۷	۵٫۲	۶٫۶	۴٫۷	۴٫۳
P2O5	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	<۰٫۱	۰٫۱	<۰٫۱
TiO2	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۳
MnO	۰٫۱	۰٫۱	-	۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	-	<۰٫۱	<۰٫۱
L.O.I.	۰٫۲۵	۳٫۴	۲٫۲۳	۱٫۲۷	۱٫۳۲	۲	۲٫۳۹	۱٫۱۱	۱٫۴۴	۲٫۷۷
Total	۹۹٫۹	۹۹٫۸	۹۹٫۸	۹۹٫۹	۹۹٫۸	۹۹٫۹	۹۹٫۶	۹۹٫۲	۹۹٫۸	۹۹٫۷
Rb	۱۰۱	۱۰۹	۱۴۳	۱۳۶	۱۱۴	۲۱۹	۱۸۲	۲۱۵	۹۵٫۹	۱۷۰
Ba	۷۷۳	۷۵۲	۹۹۵	۱۰۳۷	۸۸۶	۱۱۸۸	۱۰۴۹	۱۰۳۳	۷۱۷	۲۴۱
Th	۱۰٫۳	۹٫۵۶	۱۳٫۲	۱۰٫۳	۱۱٫۶	۱۴٫۶	۱۶٫۷	۲۳٫۸	۱۹٫۴	۱۲٫۴
U	۳٫۰۳	۲٫۸۰	۲٫۶۳	۳٫۲۷	۲٫۳۹	۳٫۰۸	۷٫۲۱	۸٫۱۸	۲٫۷۸	۵٫۸۵
Nb	۱۹٫۹	۱۷٫۶	۲۵٫۱	۲۵٫۶	۲۳٫۴	۱۷٫۰	۱۷٫۳	۴۴٫۲	۲۹٫۰	۲۳٫۴
Ta	۱٫۲۳	۲٫۰۲	۲٫۱۷	۱٫۴۳	۲٫۶۷	۱٫۶۸	۳٫۲۵	۴٫۴۳	۲٫۸۰	۳٫۶۶
La	۳۱٫۹	۳۰٫۴	۵۲٫۳	۳۷٫۱	۴۳٫۷	۳۴٫۱	۴۵٫۳	۶۲٫۰	۴۵٫۹	۳۸٫۱
Ce	۵۴٫۹	۵۶٫۱	۹۰٫۷	۶۸٫۹	۷۸٫۹	۵۵٫۱	۸۶٫۳	۱۲۶	۸۷٫۸	۶۲٫۹
Pb	۱۱۵۱	۲۶٫۱۰	۱۱	۲۰٫۶۲	۳۸٫۳۴	۲۴٫۹۶	۲۱	۴۰٫۴	۱۱۰٫۰	۲۹٫۹۳
Sr	۲۹۱	۳۰۱	۱۹۶	۲۴۹	۱۸۵	۵۸٫۶۸	۲۰۹	۱۷۹	۲۴۲	۲۶٫۳۲
P	۷۴۰	۷۷۲	۶۴۶	۴۷۵	۷۰۵	۴۰۰٫۰۰	۲۳۶	۹۸٫۶۵	۵۳۴	۱۱۲
Pr	۶۶۰	۵۵۲	۱۰۱	۸٫۱۷	۸۶۴	۶۴۰	۹۵۲	۱۵٫۳	۸٫۹۵	۶٫۲۹
Nd	۲۳٫۵	۱۹٫۵	۳۶٫۱	۳۰٫۳	۳۲٫۷	۲۴٫۷	۳۹٫۵	۵۱٫۹	۳۳٫۲	۲۰٫۳
Zr	۹۰٫۶	۱۱۷	۱۴۸	۲۹۴	۱۶۱	۱۱۰	۷۵٫۴	۵۴۵	۳۹۱	۱۸۹
Hf	۲٫۹۴	۳٫۱۹	۴٫۱۷	۶٫۸۵	۴٫۵۵	۳٫۷۸	۲٫۸۳	۱۲٫۱	۸٫۶۷	۵٫۴۲
Sm	۴٫۸۷	۳٫۸۶	۷٫۰۴	۷٫۴۰	۵٫۸۷	۳٫۹۶	۷٫۸۷	۸٫۵۷	۵٫۲۶	۲٫۸۶
Eu	۱٫۳۵	۱٫۰۸	۲٫۱۸	۲٫۱۶	۱٫۷۶	۱٫۱۰	۱٫۸۰	۲٫۳۴	۱٫۱۸	۰٫۶۱
Gd	۴۰٫۹	۳٫۴۴	۵٫۸۴	۵٫۹۰	۴٫۶۹	۳٫۵۲	۵٫۸۱	۸۰٫۰	۴٫۳۴	۲٫۸۰
Tb	۰٫۷۱	۰٫۶۷	۰٫۸۹	۱٫۰۷	۰٫۷۶	۰٫۵۳	۰٫۹۶	۱٫۳۰	۰٫۷۳	۰٫۴۳
Dy	۳٫۹۵	۳٫۲۵	۴٫۳۵	۵٫۶۹	۳٫۹۱	۳٫۲۸	۴٫۸۲	۶٫۸۷	۳٫۴۰	۲٫۸۵
Ho	۰٫۹۲	۰٫۷۲	۱٫۰۳	۱٫۴۶	۰٫۸۷	۰٫۷۴	۰٫۸۳	۱٫۳۱	۰٫۶۹	۰٫۶۲
Er	۲٫۴۹	۱٫۹۵	۳٫۰۹	۴٫۳۶	۲٫۳۰	۲٫۲۵	۲٫۱۳	۳٫۳۶	۱٫۹۴	۱٫۸۰
Tm	۰٫۴۶	۰٫۳۸	۰٫۴۸	۰٫۷۳	۰٫۴۲	۰٫۴۱	۰٫۳۹	۰٫۶۴	۰٫۳۸	۰٫۴۳
Y	۲۴٫۹	۲۱٫۶	۲۶٫۱	۳۹٫۴	۲۴٫۷	۲۱٫۳	۲۰٫۵	۴۴٫۹	۲۴٫۴	۱۸٫۹
Yb	۲٫۸۷	۲٫۳۶	۳٫۴۴	۴٫۹۹	۲٫۹۹	۲٫۷۳	۲٫۵۰	۳٫۵۹	۲٫۳۳	۲٫۶۸
Lu	۰٫۴۳	۰٫۴۵	۰٫۵۹	۰٫۸۳	۰٫۵۶	۰٫۵۷	۰٫۴۵	۰٫۷۴	۰٫۴۶	۰٫۵۵
Co	۹٫۴۹	۹٫۰۸	۴٫۲۰	۴٫۰۵	۳٫۱۶	۲٫۸۲	۷٫۸۳	۰٫۲۶	۱٫۳۱	۰٫۸۶
Cu	۱۲٫۶۷	۱۲٫۲۹	۰٫۶ >	۲۶٫۴۲	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۱۱۰٫۰۶	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۱۳٫۷۷
Ni	۳٫۹۵	۲٫۶۰	۳٫۹۳	۲٫۱۷	۲٫۶۷	۱٫۶۸	۵٫۷۶	۲٫۲۴	۳٫۱۳	۲٫۳۷
Sc	۱۰٫۶	۹٫۸۵	۸٫۸۵	۱۱٫۴	۷٫۳۳	۴٫۸۲	۴٫۶۶	۵٫۳۴	۴٫۱۰	۵٫۷۴
V	۵۳٫۷۸	۶۰٫۶۰	۲۸٫۰۲	۲۲٫۸۴	۲۶٫۳۱	۲۰٫۰۳	۱۷٫۱۷	۱۵٫۷۵	۱۱٫۱۱	۱۵٫۴۴

Description	Schematic column	Geo. units	V. eruption
Ignimbrite-lava Ignimbrite-breccia		E^{ig2}	Stage 5
Ash tuff, green tuff and lithic tuff Phyrac-megaphyric andesitic lava flow		E^{rt2} E^{an2}	Stage 4
Ignimbrite-lava Ignimbrite-tuff Ignimbrite-breccia		E^{ig1}	Stage 3
Perlite Hybrid breccia and dacitic lava		E^{hb} E^{an} E^{da} E^a	Stage 2
Grey andesitic tuff and breccia Phyrac trachy andesitic lava		E^{an1}	
Hypabyssal rhyolitic intrusion Ferrogenous tuff	E^l		
Phyrac-megaphyric andesitic lava flow Rhyolitic tuff and rhyolite	E^{an1}		
Green tuff	E^{an1}		
Rhyolitic-dacitic lava Rhyolitic tuff and breccia	E^{r1}	Stage 1	

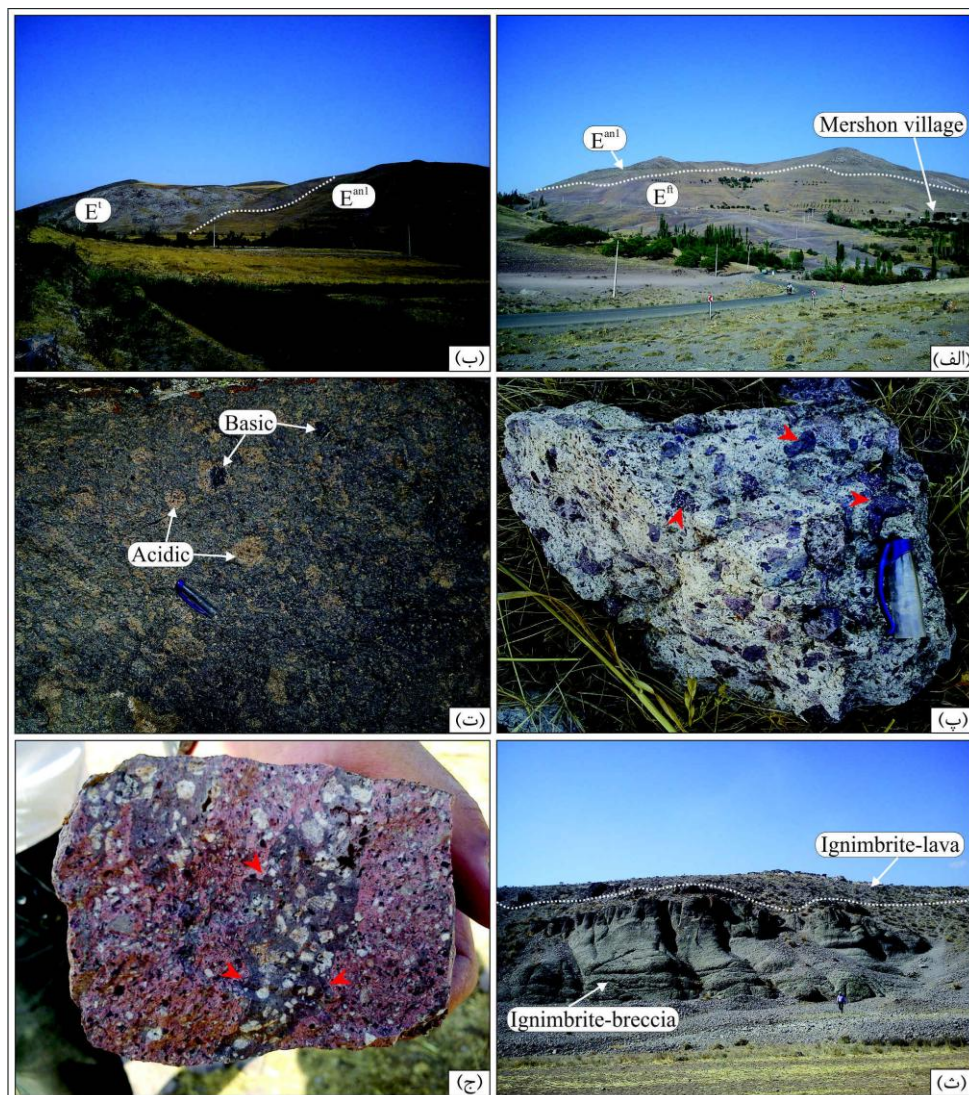
شکل ۲. موقعیت چین‌نگاری واحدهای آتشفشانی منطقه آق‌داغ

واحدهای آتشفشانی با ترکیب حدواسط مرحله ۲، روی نهشته‌های ریولیتی مرحله ۱، ریخته شده‌اند (شکل ۲) و در درون خود نیز توف و گدازه ریولیتی (واحد E^t) را دربردارند (شکل ۴ ب). بنابراین شاید بتوان سنگ‌های آتشفشانی مراحل ۱ و ۲ را از جمله شواهد روی زمین آتشفشانی دوگانه در منطقه بررسی شده تلقی کرد. در مرحله ۳، گدازه داسیتی و برش هیبریدی (واحد E^{hb})، سپس ایگنیمبریت با ترکیب داسیتی-ریولیتی (واحد E^{ig1}) نهشته شدند. برش هیبریدی، دربردارنده قطعه‌هایی با ترکیب آندزیتی است که با همبری بین‌انگشتی با خمیره ریولیتی صورتی تا سفیدرنگ، دربر گرفته شده‌اند (شکل ۴ پ). این برش‌ها در شمال‌باختری روستاهای شورجه و خلج و جنوب روستای ینگجه (شکل ۱) برون‌زد دارد و می‌توان آن را به‌عنوان شاهدی از زمین‌آمیختگی ماگمایی معرفی کرد. در شمال روستاهای برزاییل، باریک‌آب و خلج (شکل ۱ و ۲) و در بالای برش هیبریدی، ایگنیمبریت‌ها برون‌زد دارند (واحد E^{ig1}). این ایگنیمبریت‌ها را می‌توان بر حسب فراوانی قطعه‌های آندزیتی، فیام‌ها و تراشه‌های شیشه‌ای اسیدی به انواع ایگنیمبریت-برش، ایگنیمبریت-گدازه و ایگنیمبریت-توف تقسیم کرد (۴ ت). شاید بتوان تشکیل ایگنیمبریت-برش را حاصل آمیختگی مذاب ریولیتی با مذاب آندزیتی دانست که قطعه‌های آندزیتی در مذاب ریولیتی به حرکت درآمدند (شکل ۴ ث). واحدهای آتشفشانی مرحله ۴، در دامنه باختری و شمال‌باختری آق‌داغ رخنمون دارند (شکل ۱). در این مرحله، ابتدا گدازه‌های با ترکیب بازالتیک‌آندزیت و تراکی‌داسیت (واحد E^{an2}) و سپس گدازه‌های ریولیتی، لیتیک-کریستال توف و خاکستر توف نهشته شدند (واحد E^{rt2}). با توجه به ترکیب فرآورده‌های آتشفشانی در این مرحله، شاید بتوان آن‌ها را هم حاصل ولکانیسم دوگانه به حساب آورد. واحدهای آتشفشانی مرحله پنج، دربردارنده ایگنیمبریت‌هاست

که در جنوب باختری منطقه بررسی شده و در یک امتداد شمال باختری-جنوب خاوری برون زد داشته و واحد E^{ig2} را تشکیل داده‌اند. در مقایسه با ایگنمبریت‌های مرحله ۳، ایگنمبریت‌های مرحله ۵، ترکیب داسیتی داشته و ایگنمبریت-برش و ایگنمبریت-گدازه در آن‌ها فراوان‌تر است. ایگنمبریت-توف نیز به مقدار ناچیز دیده می‌شود. به نظر می‌رسد که در پایان ائوسن-الیگوسن (۹) توده‌های نیمه‌عمیق با ترکیب ریولیتی (واحد Rh)، واحدهای آتشفشانی ائوسن میانی-بالایی را قطع کرده‌اند (شکل ۳ پ). این توده‌ها در روستای زاج‌کان بالا و شمال روستای اسدآباد رخنمون دارند و به نظر می‌رسد که در شمال زاج‌کان بالا، در امتداد محور تاقدیس، سنگ‌های آتشفشانی قدیمی‌تر را قطع کرده‌اند (شکل ۱ و ۳ الف).



شکل ۳. الف) ساختار تاقدیس در ارتفاعات زاج‌کان بالا را نشان می‌دهد که در هسته تاقدیس، توده نیمه‌عمیق ریولیتی (واحد Rh) تزریق شده است. ب) برش ریولیتی از واحد E^{rt1} در خاور روستای مهین که قطعه‌های بازیگ نیز در آن دیده می‌شوند، پ) توده نیمه‌عمیق با ترکیب ریولیتی (واحد Rh) در جنوب‌خاوری روستای مرشون، (دید به سمت شمال باختری)، ت) گدازه‌های آندزیتی واحد E^{an1} در خاور روستای زاج‌کان بالا که ساخت منشوری دارند (دید رو به سمت شمال خاوری)، ث) نمایی از گدازه‌های آندزیتی واحد E^{an1} همراه با میان‌لایه‌های توف فروژن از واحد E^{ft} و توف سبز از واحد E^{gt} را در شمال روستای ینگجه با دید به سمت شمال خاوری را نشان می‌دهد، ج) گدازه‌های آندزیتی واحد E^{an1} در شمال روستای مهین که به صورت طنابی دیده می‌شوند، چ) برش هیالوکلاستیک از واحد E^{an1} رخنمون در جنوب روستای احمدآباد را نشان می‌دهد. زمینه هیالوکلاستیت به رنگ سبز دیده می‌شود



شکل ۴. الف) نمای از گسترش توف فروزن (واحد E^{ft}) در زیر گدازه‌های آندزیتی فیریک (واحد E^{an2}) جنوب روستای مرشون، (دید به سمت شمال)، ب) رخنمون گدازه‌های آندزیتی E^{an1} و گدازه ریولیتی E^t در شمال روستای چنگوره، (دید به سمت شمال خاوری)، پ) برش هیبریدی از واحد E^{hb} را در شمال روستای برزابیل نشان می‌دهند. در این تصویر، قطعه‌های آندزیتی با حاشیه بین انگشتی در خمیره ریولیتی روشن رنگ قرار گرفته‌اند، ت) قطعه‌های اسیدی و حدواسط که در خمیره‌ای داسیتی چیدمان شده‌اند. این عکس از گدازه داسیت هیبریدی واحد E^{hb} در شمال‌باختری روستای شورجه برداشته شد، ث) نمای از ایگنیمبریت برش در زیر و ایگنیمبریت-گدازه در بالای واحد E^{ig2} را در جنوب‌باختری روستای خلج نشان می‌دهد، ج) ایگنیمبریت (واحد E^{ig1}) که زبانه‌هایی از آندزیت فیریک با حاشیه بین انگشتی در آن دیده شده و می‌توان از جمله شواهد صحرایی آمیختگی ماگمایی به حساب آورد. این عکس از شمال روستای قارلوق برداشته شد

بیامد فعالیت‌های تکتونیک در منطقه، به صورت چین خوردگی، گسلش، زمین‌لغزش و اسلامپ ظاهر شده است. چنان‌که گفته شد، واحدهای آتشفشانی بررسی شده، چین خورده و ساختارهای تاقدیس و ناودیس دارند. محور اغلب چین‌ها، شمال‌باختری-جنوب‌خاوری است. هم‌چنین این واحدها، به وسیله دو دسته از گسل‌ها قطع شده‌اند. گسل‌های نسل اول از جمله گسل ینگجه و گسل خلج که روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری داشته و نقش عمده‌ای را بر تکتونیک منطقه ایفا می‌کنند. چنان‌که در نقشه زمین‌شناسی مشاهده می‌شود (شکل ۱)، آن‌ها بیش‌تر در بخش‌های مرکزی و

باختری منطقه بررسی شده پراکنده‌اند. گسل‌های نسل اول دربردارنده گسل‌های عادی، معکوس و گسل‌هایی با مؤلفه جابه‌جایی امتداد لغز راست‌گرد هستند. گسل‌های نسل دوم بر خلاف گسل‌های نسل اول، روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری دارند. این گسل‌ها به صورت متعدد و مجاور هم در باختر منطقه بررسی شده فعال هستند. به باور لندگرف و همکاران [۴۲]، گسل‌های مجاور، فعل و انفعال داخلی با یک‌دیگر داشته و در نتیجه با افزایش نیرو سبب لرزه و مخاطره‌های طبیعی مربوط در مجاورت خود می‌شوند. گسل‌های نسل دوم، بسیاری از واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن را در جنوب‌باختری نقشه قطع کرده‌اند (شکل ۱). این گسل‌ها دارای مؤلفه‌های راست‌گرد هستند و تنها در شمال‌خاوری روستای اسداباد ویژگی‌های مؤلفه امتداد لغز چپ‌گرد را نشان می‌دهند.

در گدازه‌های بازالتیک‌اندزیتی واحد E^{an1} در شمال روستای شورجه و باختر روستای ینگجه و گدازه‌های تراکی-اندزیتی واحد E^{dat} در جنوب‌باختری روستای قارقالو، مالاکی، کالکوپریت دگرسان شده به کولیت و دیژنیت، منیثیت و هماتیت را می‌توان یافت. در ریولیت‌های واحد E^{tl1} در جنوب روستای شورجه، هماتیت به صورت بلورهای خودشکل و پراکنده دیده می‌شود. پرلیت نیز در واحد هیبریدی E^{hb} در شمال‌باختری روستای شورجه یافت شده است. به علاوه رخنمون‌هایی از دگرسانی در اطراف توده‌های نیمه‌عمیق ریولیتی (واحد Rh) روستای زاج‌کان بالا گسترش یافته است (شکل ۱).

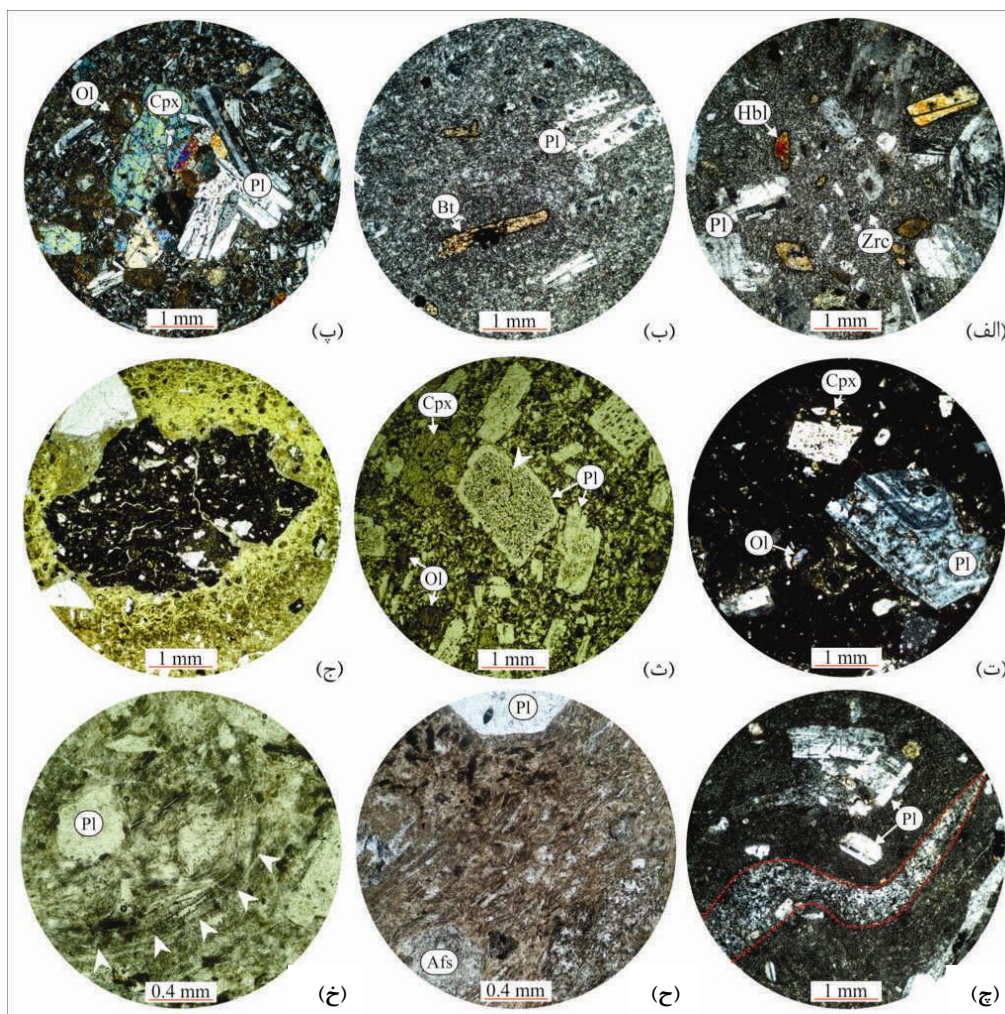
تحولات سنگ‌شناسی

چنان‌که گفته شد، گدازه‌های ائوسن در منطقه آق‌داغ، دارای تنوع ترکیبی از سنگ‌های بازیک-حدواسط تا اسیدی هستند. گدازه‌های حدواسط که در واحدهای مختلف زمین‌شناسی (شکل ۱) رخنمون دارند ترکیب بازالتیک‌اندزیتی، اندزیتی، تراکی‌اندزیتی، داسیتی و تراکی‌داسیتی دارند و بافت میکروسکوپی فیریک در آن‌ها فراوان است (شکل ۵ الف). به علاوه در گدازه‌های بازالتیک‌اندزیتی واحد E^{an2} در شمال روستای اسداباد، بافت پورفیریتیک نیز دیده شده است. خمیره گدازه‌های حدواسط شیشه‌ای، میکرولیتیک (شکل ۵ ب) و گاهی اینترسرتال است. در انواع حفره‌دار، حفره‌ها توسط زئولیت، اسمکتیت، کوارتز ثانوی، کلریت و کلسیت پر شده‌اند. شاید بتوان تشکیل اسمکتیت در درون حفره‌های گدازه‌های بازالتیک‌اندزیتی، اندزیتی و تراکی‌اندزیتی را به فوران این گدازه‌ها در محیط کم‌عمق آب نسبت داد [۴۳]، [۴۴]. فنوکریست غالب در گدازه‌های حدواسط پلاژیوکلاز است. پس از آن، به ترتیب فراوانی، فنوکریست‌های اوژیت، هورنبلند، بیوتیت، آنستاتیت و پسودومورف الیوین یافت شده‌اند. فنوکریست‌های هورنبلند، کوچک‌ترین فنوکریست‌ها و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با طول حدود ۳ میلی‌متر، بزرگ‌ترین آن‌ها هستند که در گدازه‌های حدواسط به خصوص در گدازه‌های اندزیتی واحد E^{an1} یافت می‌شوند. با توجه به وجود میانبارهای الیوین و اوژیت در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، می‌توان ترتیب تبلور در گدازه‌های بازالتیک‌اندزیتی، اندزیتی و تراکی‌اندزیتی را به ترتیب الیوین-اوژیت-پلاژیوکلاز در نظر گرفت. گاهی تجمع فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، اوژیت و به ندرت پسودومورف‌های الیوین، سبب تشکیل بافت گلومروپورفیریک شده است (شکل ۵ پ). در گدازه‌های حدواسط با اسیدیته بیش‌تر مانند تراکی‌داسیت و داسیت، با توجه به نحوه چیدمان میانبارها در درون فنوکریست‌ها، می‌توان ترتیب تبلور الیوین، اوژیت، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت را حدس زد که می‌تواند از شواهد فرآیند تفریق بلورین در گدازه‌های بررسی شده باشد. پلاژیوکلازها در شکل‌های مختلف دیده می‌شوند. برخی از آن‌ها به صورت فنوکریست‌های درشت، نسبتاً سالم و شکل‌دار

دیده می‌شوند. دسته دیگری از فنوکریست‌ها، شواهد عدم تعادل ماگما مانند منطقه‌بندی نوسانی (شکل ۵ ت)، ساختار لانه‌زنبوری (شکل ۵ ث)، بافت الکی و حاشیه انحلال‌یافته دارند. این‌گونه علائم به اختلاط ماگمایی یا کاهش ناگهانی فشار نسبت داده شده است [۴۵]. همچنین میکروولیت‌های پلاژیوکلاز به فراوانی در خمیره پراکنده‌اند. فنوکریست‌های اوژیت از حاشیه و یا از مرکز دچار انحلال شده و در امتداد خوردگی‌ها به هورنبلند جانشین شده‌اند. فنوکریست‌های هورنبلند و بیوتیت نیز با حاشیه اکسیده دیده می‌شوند.

آمیختگی ماگمایی در گدازه‌های حدواسط منطقه از جمله در گدازه‌های داسیتی واحد E^{hb} ، چشم‌گیر است. در این گدازه‌ها، بقایایی از قطعه‌های آندزیتی اکسیده شده دیده می‌شوند که دربردارنده میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز کانی‌های فرومنیزین هستند. گاهی دارای حفره و یا فاقد حفره‌اند اما با همبری بین‌انگشتی به‌وسیله خمیره داسیتی (شکل ۵ ج) دربرگرفته شده‌اند. شاید که آمیختگی ماگمایی، در اثر تزریق ماگمای بازیک-حدواسط (؟) در درون ماگمای اسیدی سبب لخته شدن ماگمای بازیک-حدواسط شده است [۴۶]. در حالتی که این قطعه‌ها فراوانند، بافت لیتوکلاستیک و برش هیبریدی تشکیل شده است. خمیره لیتوکلاست‌ها نیز متنوع است. خمیره متنوع در لیتوکلاست‌ها شاید پیامد تزریق‌های متفاوت ماگمای بازیک در درون ماگمای اسیدی و یا تبلور در شرایط دما-فشار متفاوت بوده است [۴۷]. ایگنیمبریت‌های مرحله ۱، ترکیب داسیتی، تراکیت-تراکی‌داسیتی و ریولیتی دارند اما ایگنیمبریت‌های مرحله ۲، ترکیب ریولیتی دارند. در ایگنیمبریت‌های بررسی شده، بافت‌های میکروسکوپی کلاستیک-ایگنیمبریتی (شکل ۵ د)، کریستالوکلاستیک-لیتوکلاستیک و ویتروکلاستیک فراوان هستند. دربردارنده فیام‌ها و پسودوفیام‌های فراوان و تراشه‌های شیشه‌ای نیز (شکل ۵ ه) هستند. فنوکلاست‌های معمول در ایگنیمبریت‌های منطقه، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. گاهی کانی‌های اپاک به‌صورت افشان و یا به موازات فیام‌ها (شکل ۵ و) در خمیره ایگنیمبریت‌ها دیده می‌شوند که شاید بتوان آن را به آمیختگی ماگمایی نسبت داد [۴۸]. توف‌های بررسی شده در منطقه آق‌داغ از نوع کریستال توف، لیتیک توف و یا ترکیبی از هر دو هستند. بافت غالب در آن‌ها، کریستالوکلاستیک تا لیتوکلاستیک است. کریستالوکلاست‌ها شامل خرده‌های بلورین پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند و بیوتیت در ابعاد متفاوت هستند. همانند گدازه‌ها، شواهد عدم تعادل مانند منطقه‌بندی نوسانی در کریستالوکلاست‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. لیتوکلاست‌ها نیز ۲۰-۴۵ درصد از مقاطع میکروسکوپی کریستال توف، لیتیک کریستال توف و لیتیک توف را دربردارند. لیتوکلاست‌های توف‌های هیبریدی به‌طور معمول دارای حاشیه بین‌انگشتی با خمیره اطراف هستند. توده‌های نیمه‌عمیق (واحد Rh) که واحدهای آتشفشانی ائوسن را قطع کرده‌اند، ترکیب ریولیتی دارند. در حاشیه بافت میکروسکوپی فیریک داشته اما در هسته توده‌ها، بافت میکروکریستالین و فلسیتیک غالب است.

آپاتیت به‌صورت میانبار در درون فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت یافت شده است. کانی‌های ریز اپاک نیز در خمیره پراکنده‌اند. زیرکن بندرت در گدازه‌های اسیدی و به‌خصوص در ایگنیمبریت‌های منطقه یافت شد. در گدازه‌های بازالتیک‌آندزیتی و آندزیتی، الیوین به‌وسیله ایدنگزیت و سرپانتین جانشین شده است. اوژیت نیز اغلب به هورنبلند، ترمولیت-اکتینولیت و به‌بندرت به کلسیت دگرسان شده است. دگرسانی به‌کانی‌های رسی، سریسیت و کلسیت نیز در پلاژیوکلازها فراوان است.

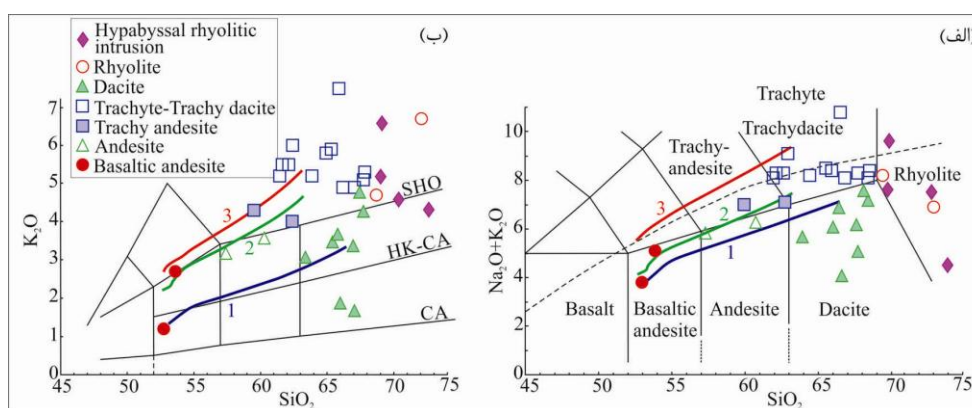


شکل ۵. الف) بافت فیبریک با خمیره میکروکریستالین از گدازه داسیتی واحد E^{rt1} در جنوب باختری روستای مهین (XPL-4X)، ب) گدازه تراکی آندزیتی با بافت هیالومیکرولیتیک جریان‌ی از واحد E^{an1} در شمال باختری روستای سوله در (XPI-4X)، پ) بافت گلوپورپورفیبریک از گدازه بازالتیک آندزیتی واحد E^{an2} در شمال روستای برزابیل (XPL-4X)، ت) بافت فیبریک با خمیره فلسیتیک از گدازه آندزیتی واحد E^{an1} در شمال باختری روستای شورجه همراه با منطقه‌بندی نوسانی و انحلال‌یافتگی در فنوکریست پلاژیوکلاز (XPL-4X)، ث) ساختار لانه‌زنبوری در فنوکریست‌ها پلاژیوکلاز از گدازه بازالتیک آندزیت واحد E^{an1} در باختر روستای ینگجه (PPL-4X)، ج) لیتوکلاست آندزیتی اکسیده شده با حاشیه بین‌انگشتی از برش هیبریدی واحد E^{hb} را در شمال باختری روستای شورجه نشان می‌دهد (PPL-4X)، چ) پسودوفیام‌ها در گدازه ایگنیمبریتی واحد E^{ig2} در جنوب‌روستای خلیج (XPL-4X)، ح) تراشه‌های شیشه‌ای در ایگنیمبریت-توف واحد E^{ig1} از شمال روستای اسدآباد (PPL-10X)، خ) فیام‌های نازک همراه با نوارهای نازک اکسیده شده را در ایگنیمبریت-گدازه واحد E^{ig1} در شمال خاوری روستای قارلوق نشان می‌دهد (PPL-10X)

ژئوشیمی و خاستگاه تکتونوماگمایی

در این بخش ابتدا نام‌گذاری و دسته‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های بررسی شده و سپس نقش تفریق و آلیاژ ماگمایی، محیط تکتونوماگمایی، ذوب‌بخشی پوسته و نمودارهای به‌هنجار شده از عناصر نادر خاکی و عناصر کمیاب بررسی می‌شوند.

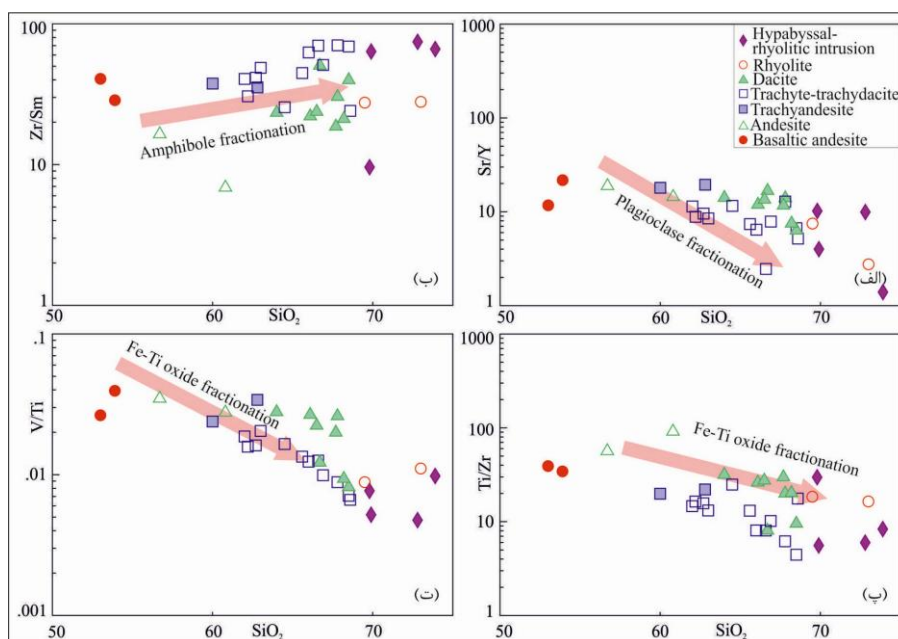
نامگذاری و دسته‌بندی ژئوشیمیایی: نتایج تجزیه‌های شیمیایی از سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده، در نمودار نام‌گذاری SiO_2 به $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ [۴۹]، روند ماگمایی ساب‌آلکان دارند و در قلمروهای بازالتیک‌آندزیت، آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکیت-تراکی‌داسیت، داسیت و ریولیت جای گرفته‌اند (شکل ۶ الف، جدول ۱). این سنگ‌ها دارای مقادیر زیادی K_2O (۱۰/۵٪-۱/۲٪) و $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (۴۰/۸۴-۰/۵) هستند و در نمودار SiO_2 به K_2O (شکل ۶ ب، [۵۰])، سه روند ماگمایی را می‌توان در آن‌ها تشخیص داد که عبارتند از: ۱. روند کالک‌آلکان (CA) که دربردارنده‌ی گدازه‌های بازالتیک‌آندزیت و داسیت است، ۲. روند کالک‌آلکان پتاسیم زیاد (HK-CA) که شامل بازالتیک‌آندزیت، آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکیت-تراکی‌داسیت، داسیت و ریولیت هستند، ۳. روند شوشونیتی (SHO) که از گدازه‌های تراکی‌آندزیتی، تراکیت-تراکی‌داسیتی و ریولیتی تشکیل شده‌اند. هم‌پوشانی نیز بین نمونه‌ها در این سه روند ماگمایی دیده می‌شوند (شکل ۶ ب).



شکل ۶. الف) نمودار SiO_2 به $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ [۴۹]، ب) نمودار SiO_2 به K_2O [۵۰] را نشان می‌دهد. خط‌چین در نمودار الف نشان‌دهنده‌ی مرز بین سری‌های آلکان و ساب‌آلکان از [۵۱] است. خطوط ۱، ۲ و ۳ به ترتیب روندهای تبلور تفریقی در سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان (CA)، کالک‌آلکان پتاسیم بالا (HK-CA) و شوشونیتی (SHO) را نشان می‌دهند [۵۲].

در نمودار تغییرات SiO_2 به Sr/Y [۵۳]، به‌نظر می‌رسد که تبلور تفریقی پلاژیوکلاز به‌صورت فنوکریست در گدازه‌های حدواسط (آندزیت فیریک تا تراکی‌داسیت فیریک) نقش مهمی داشته است (شکل ۷ الف). در شکل ۷ ب، تغییرات SiO_2 به Zr/Sm خطی و مثبت است که می‌توان به‌تبلور هورنبلند نسبت داد. پراکندگی نمونه‌های حدواسط-اسیدی در این نمودار را می‌توان به تغییر فراوانی آمفیبول در این سنگ‌ها نسبت داد که شواهد پتروگرافی آن نیز در مقاطع میکروسکوپی دیده شدند. به‌علاوه تغییرات SiO_2 با نسبت‌های مقادیر Ti/Zr (شکل ۷ پ) و V/Ti (شکل ۷ ت)، نشانه‌ی تبلور تفریقی کانی‌های آهن-تیتان دار و کاهش این کانی‌ها در سنگ‌های اسیدی منطقه آق‌داغ است. در نمودارهای شکل ۷، نمونه‌های حدواسط پراکندگی چشم‌گیری را نشان می‌دهند که می‌توان به آمیختگی ماگمای بازالتی اولیه با مواد پوسته‌ای و یا آمیختگی ماگمای اسیدی حاصل از ذوب‌بخشی پوسته با مواد بازیک‌تر (به‌طور مثال قطعه‌های آندزیتی در داسیت) نسبت داد.

نقش مؤلفه‌های پوسته‌ای در تحولات ماگمایی: اگرچه نمودارهای دوتایی، نشان از نقش تبلور تفریقی در تحول گدازه‌های منطقه آق‌داغ را دارند اما گسترش واحدهای اسیدی روی زمین بیش‌تر از واحدهای بازیک است. به‌علاوه پراکندگی نقاط در نمونه‌های اسیدی بیش‌تر شده است (شکل ۷). بنابراین، مشکل بتوان تحولات ماگمایی منطقه آق‌داغ



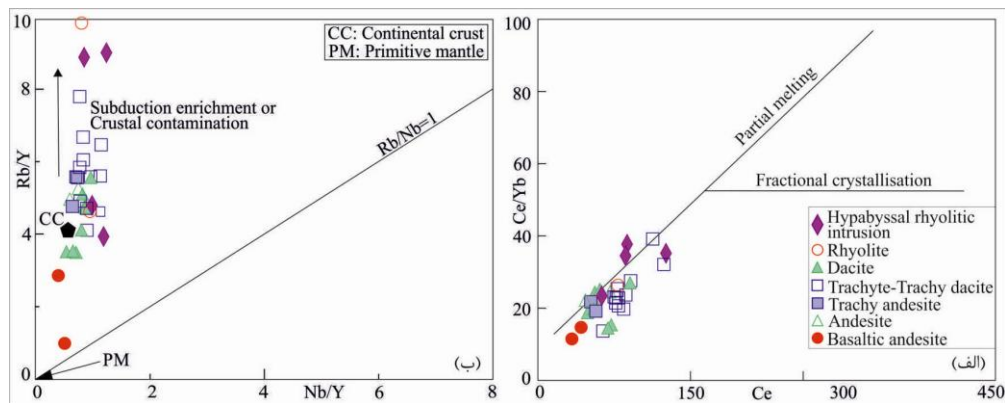
شکل ۷. نمودار تغییرات SiO_2 به نسبت عناصر کمیاب و روندهای تبلور تفریقی [۵۳] را برای سنگ‌های

آتشفشانی بررسی شده از شمال خاوری ابهر نشان می‌دهد

را تنها با تبلور تفریقی توجیه کرد. برخی از نمونه‌های اسیدی و بازیک-حدواسط نیز دارای مقادیر نسبت‌های عنصری مشابه‌اند (شکل ۷ ب) که نشان می‌دهد که تبلور تفریقی، تنها فرآیند تأثیرگذار در تحولات ماگمایی منطقه آق‌داغ نبوده است [۵۴]. با توجه به شواهد پتروگرافی آمیختگی و اختلاط ماگمایی در گدازه‌های ائوسن منطقه آق‌داغ، می‌توان انتظار داشت که مؤلفه‌های پوسته‌ای (از جمله آغشتگی و یا حتی ذوب‌بخشی پوسته) نیز در تکوین ماگما نقش داشته‌اند [۵۵]. به باور لیو و همکاران [۵۶]، دخالت مؤلفه‌های پوسته‌ای می‌تواند به صورت ذوب‌بخشی رسوب‌های بالای صفحه فرورونده و یا دیلامینیشن^۱ روی دهد. مقدار زیاد SiO_2 (۷۳/۹٪-۵۳٪)، La (۶۶/۲-۱۷/۱ ppm) و Ce (۱۲۶-۳۳/۵) ppm گویای دخالت مواد پوسته‌ای در تحولات ماگمایی منطقه آق‌داغ است [۵۷]. در صورت تأثیر مؤلفه‌های پوسته‌ای، چه از نوع ذوب‌بخشی رسوب‌های بالای صفحه فرورونده و یا ذوب‌بخشی پوسته [۵۸]، با افزایش نسبت Ce/Yb افزایش خواهد یافت. در شکل ۸ الف (به‌خصوص در نمونه‌های اسیدی بررسی شده)، نسبت Ce/Yb با افزایش Ce افزایش یافته که نشان از ذوب‌بخشی مؤلفه‌های پوسته‌ای و تأثیر آن‌ها در تحولات ماگمایی را دارد [۵۶]. به باور مؤلفان، به‌خصوص در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی که مؤلفه‌های پوسته‌ای در تکوین و تحول ماگما دخالت داشته‌اند، مشکل بتوان نقش ذوب‌بخشی پوسته را از ذوب‌بخشی رسوب‌های بالای صفحه فرورونده متمایز کرد [۵۶]، [۵۷]، [۵۸]، [۵۹]. به باور تمل و همکاران [۵۹]، ولکانیسم مناطق حاشیه‌ی قاره‌ای فعال، دارای نسبت $\text{Nb/Y} < 1.72$ هستند که این نسبت در نمونه‌های بررسی شده دارای تغییرات ۰/۳۲-۱/۲۳ است (شکل ۸ ب). در نمودار نسبت Nb/Y به Rb/Y [۵۹] (شکل ۸ ب)، بردار عمودی، معرف غنی‌شدگی در مناطق فرورانش و یا آلودگی پوسته‌ای است [۵۹]. در این نمودار، گدازه‌های آتشفشانی منطقه آق‌داغ، در مسیر بردار عمودی چیدمان شده‌اند. مقادیر نسبت‌های

1. Lithospheric delamination

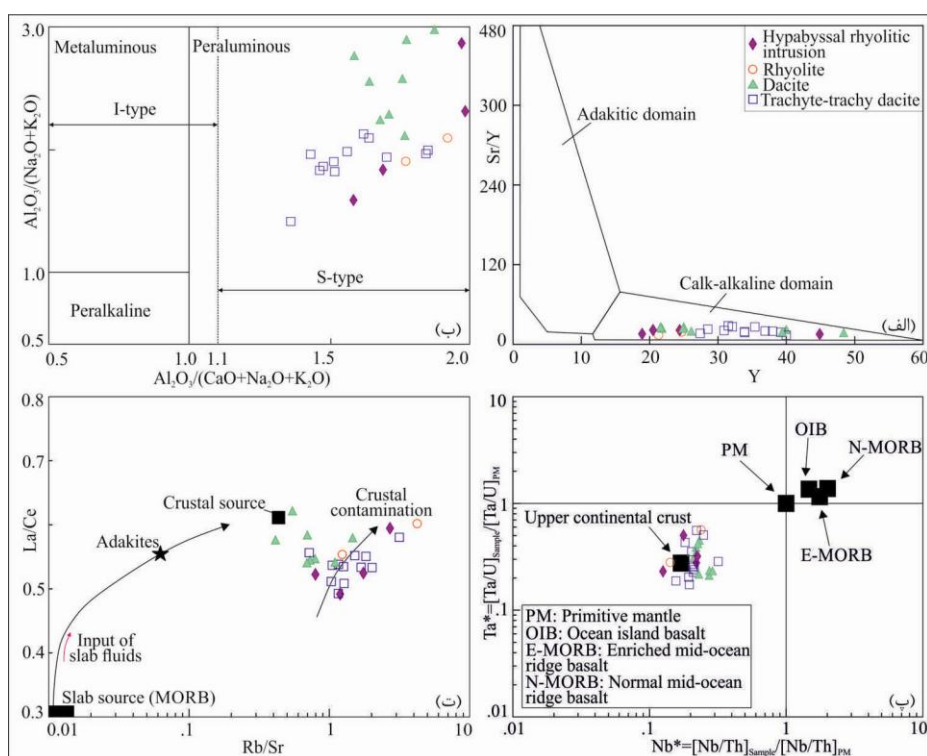
Nb/U [۶۰]، Th/Nb [۶۱] و Th/La [۶۲] از دیگر شاخص‌های ژئوشیمیایی برای تشخیص دخالت مؤلفه‌های پوسته (ذوب‌بخشی پوسته و یا ذوب رسوب‌های صفحه فرورونده) در تکوین و تحول ماگما در مناطق فرورانش است. در صورت مشارکت مؤلفه‌های پوسته‌ای در ژنز ماگما، دامنه تغییرات Nb/U کم است (۵-۱۰) [۶۰]. در گدازه‌های آتشفشانی منطقه آق‌داغ، Nb/U دارای تغییراتی بین ۱۰/۴-۲/۴ است که معرف ذوب‌بخشی مواد پوسته‌ای در ترکیب ماگما است.



شکل ۸. الف) تمایز روندهای ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی از [۵۶] است، ب) نمودار Nb/Y به Rb/Y از [۵۹] برای نمایش آلودگی پوسته‌ای در ژنز سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده است. داده مقدار میانگین پوسته قاره‌ای (CC) از [۶۳] اقتباس شده است

نسبت‌های $Th/Nb > 0.3$ [۶۱] و $Th/La > 0.25$ [۶۲] را نیز می‌توان به‌عنوان شاخص‌های ژئوشیمیایی ذوب‌بخشی پوسته، به‌عنوان سنگ منشأ سنگ‌های اسیدی منطقه تلقی کرد، چراکه نسبت‌های Th/Nb (۰/۳۹-۰/۹۶) و Th/La (۰/۲۴-۰/۶۳) سنگ‌های بررسی شده تطابق چشم‌گیری با مقادیر یادشده دارند. چنان‌که نوشته شد، اگرچه مشکل بتوان ماگماهای حاصل از ذوب‌بخشی رسوب‌های بالای صفحه فرورونده را از ماگماهایی که حاصل ذوب‌بخشی پوسته بوده‌اند را از یک‌دیگر تفکیک کرد، اما بعضی مؤلفان سعی کردند تا ماگماهای با منشأهای یادشده را متمایز کنند [به‌طور مثال ۶۴]. رسوب‌های پلاژیک بالای صفحه فرورونده دارای نسبت Pb/Rb از (۰/۳-۰/۳۷)، Pb/K_2O از (۱۲-۱۴) و میانگین نسبت Sm/Hf برابر با ۳ هستند. درحالی‌که پوسته قاره‌ای دارای نسبت‌های کم‌تر Pb/Rb (۰/۲-۰/۱۵) و Pb/K_2O (۰-۸) و Sm/Hf (میانگین ۱) را دارند [۶۴]. با توجه به نسبت Pb/Rb (۰/۱۰-۰/۲۵) و Pb/K_2O (۰/۶۱-۹) و Sm/Hf (میانگین ۱/۲۴) در سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده، می‌توان انتظار داشت که مواد پوسته‌ای در آرایش ماگمای بازیک-حدواسط و ذوب‌بخشی پوسته در ایجاد گدازه‌های اسیدی نقش داشته‌اند.

محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های اسیدی: شکل ۹، نمودارهای تکتونوماگمایی را نشان می‌دهد که نمونه‌های اسیدی بر روی آن‌ها ترسیم شده‌اند. در شکل ۹ الف [۶۵]، این سنگ‌ها در قلمرو کالک‌آلکانل جای گرفته و از قلمرو آداکیت دور شده‌اند. به باور گیل و همکاران [۴۶]، در آداکیت‌ها نسبت $Sr/Y > 40$ است اما در نمونه‌های اسیدی بررسی شده، Sr/Y دارای تغییرات (۱/۳۷-۱۶/۶۷) است. فاصله گرفتن نمونه‌های اسیدی از قلمرو آداکیت، احتمال تشکیل سنگ‌های اسیدی منطقه در اثر ذوب‌بخشی رسوب‌های بالای صفحه فرورونده (به‌عنوان یکی از منشأهای آداکیت‌ها) را با مشکل مواجه می‌سازد [۶۵]. از آن‌جا که برای تمایز محیط تکتونوماگمایی گدازه‌های آتشفشانی اسیدی، نمودارهای کلاسیک کمی وجود



شکل ۹. نمودارهای ژئوشیمیایی برای تعیین منشأ سنگ‌های اسیدی بررسی شده را نشان می‌دهد. الف) از [۶۵]، ب) از [۶۶]، مقدار میانگین گرانیتوئیدهای نوع I و S از [۶۷]، پ) از [۶۸]، مقدار میانگین پوسته قاره‌ای بالایی از [۶۹]، ت) از [۷۰] است

دارد از این رو، مؤلفان برای تشخیص ژنز و محیط تکتونوماگمایی این نوع از سنگ‌ها، از نمودارهای گرانیتوئیدها به صورتی معادل، بهره می‌گیرند. نمونه‌های اسیدی بررسی شده، در نمودار نسبت $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ به $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ [۶۶] در قلمروی گرانیتوئیدهای پeraluminous نوع S جای می‌گیرند (شکل ۹ ب). گرانیتوئیدهای نوع S حاصل ذوب بخشی پوسته قاره‌ای است و در مناطق برخوردی قاره‌ای گزارش شده‌اند [۶۶]. در نمودار $Ta^*=[Ta/U]_{sample}/[Ta/U]_{pm}$ به $Nb^*=[Nb/Th]_{sample}/[Nb/Th]_{pm}$ [۶۸]، گدازه‌های اسیدی آق‌داغ در اطراف مقدار میانگین پوسته قاره‌ای بالایی تجمع یافته‌اند (شکل ۹ پ)، بنابراین احتمال تشکیل این گدازه‌ها در اثر ذوب بخشی پوسته قاره‌ای تقویت می‌شود. در نمودار نسبت Rb/Sr به La/Ce [۷۰]، این نمونه‌ها در اطراف بردار آلایش پوسته‌ای چیدمان شده‌اند (شکل ۹ ت). با بررسی این نمودارها، احتمال این‌که نمونه‌های اسیدی منطقه آق‌داغ، از ذوب بخشی پوسته حاصل شده باشند، تقویت می‌شود.

الگوهای عناصر نادر و نمودارهای عنکبوتی: در شکل ۱۰، الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنجارشده با مقادیر کندریت (شکل ۱۰ الف، پ، ت)، و نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و نادر خاکی به‌هنجارشده با مقادیر گوشته اولیه (شکل ۱۰ ب، ت) نشان داده شدند [۷۱]. در شکل ۱۰ الف و ب، محدوده میانگین کمان قاره‌ای و الگوهای OIB، E-MORB و N-MORB از [۷۲] اقتباس شده است.

الگوهای به‌هنجار شده با مقادیر کندریت از گدازه‌های بازیک-حدواسط (شکل ۱۰ الف) و سنگ‌های اسیدی (شکل ۱۰ پ، ت) منطقه آق‌داغ، دارای غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE هستند. این الگوها دارای غنی‌شدگی

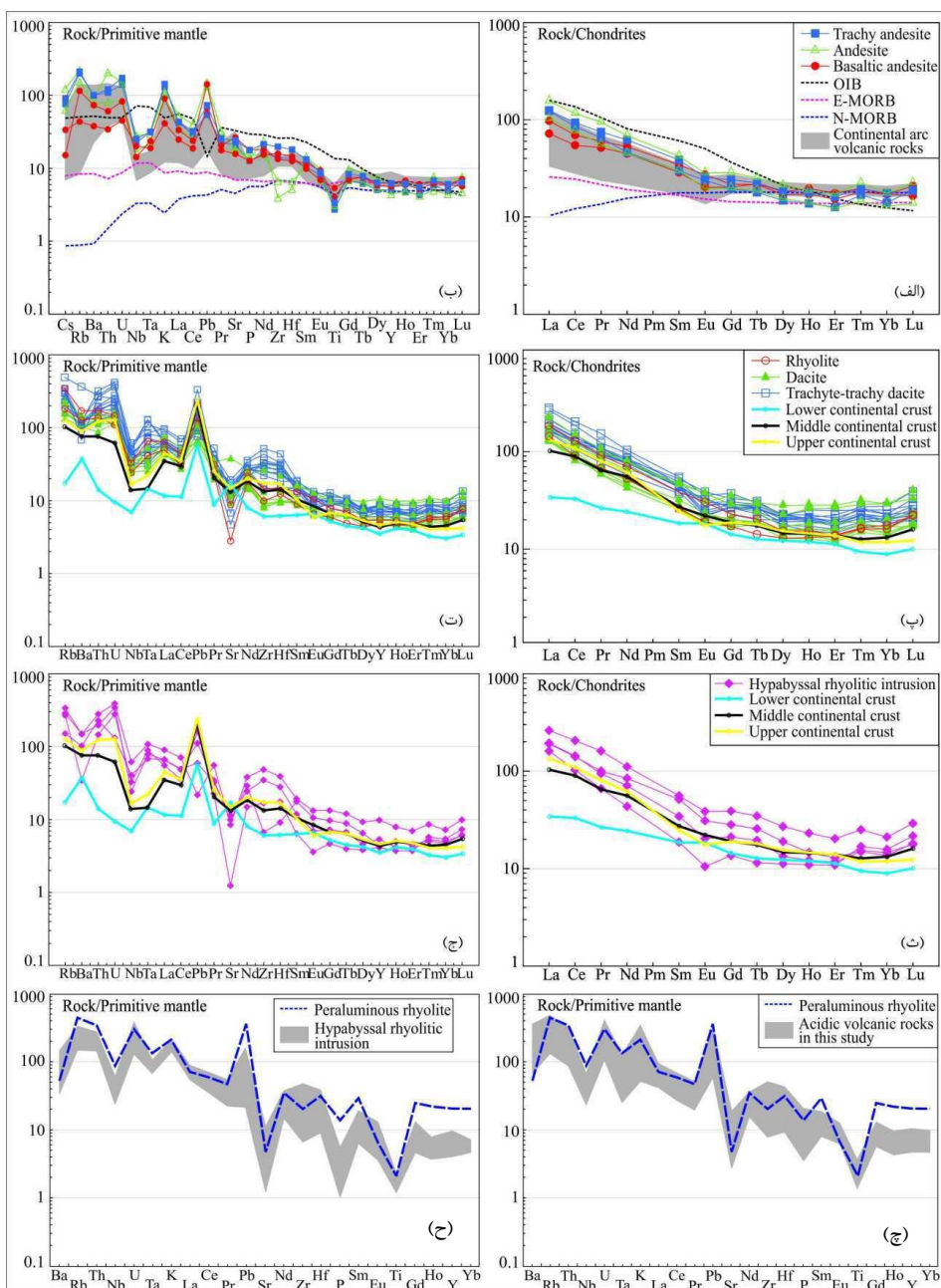
HREE و MREE بیشتر از مرتبه ۱۰ و دارای تهی‌شدگی Eu هستند و به‌عنوان دلایل ژئوشیمیایی تفریق پلاژیوکلاز [۷۳]، [۷۴]، [۷۵]، [۷۶] نسبت داده شده‌اند. هم‌چنین در این الگوها (شکل ۱۰ الف، پ، ت)، تهی‌شدگی از MREE نسبت به HREE دیده می‌شوند که با تفریق کلینوپیروکسن [۷۵]، هورنبلند و تیتانیت [۷۷] توجیه شده‌اند که شواهد آن در پتروگرافی گدازه‌های بازیک حدواسط نوشته شد.

نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده با مقادیر گوشته اولیه از گدازه‌های بازیک-حدواسط (شکل ۱۰ ب) و سنگ‌های اسیدی (شکل ۱۰ ت، ج) منطقه آق‌داغ، دارای غنی‌شدگی از LREE و LILE نسبت به HREE هستند. این الگوها، تهی‌شدگی واضح از Nb, Ta, Ti را در تمامی الگوها و تهی‌شدگی خفیف P, Zr را در بعضی از الگوها نشان می‌دهند که قابل مقایسه با ماگماتیسم مناطق فرورانش هستند [۴۶]، [۵۷]، [۷۸]، [۷۹]، [۸۰]، [۸۱]، [۸۲]، [۸۳]، [۸۴]. تهی‌شدگی از HFSE (مانند Nb و Ti) و الگوهای با غنی‌شدگی از LILE (مانند U, Th, Pb)، در ولکانیسم کمانی گزارش شده‌اند [۷۶]، [۷۷]، [۷۸]. الگوهای گدازه‌های بازیک-حدواسط، انطباق چشم‌گیری با محدوده میانگین کمان قاره‌ای نشان داده و از الگوهای میانگین OIB، E-MORB و N-MORB فاصله گرفته‌اند (شکل ۱۰ الف، ب). غنی‌شدگی از Pb در الگوهای نمونه‌های بررسی شده را شاید بتوان به تأثیرات متفاوت مواد پوسته‌ای نسبت داد [۸۳]. به‌علاوه غنی‌شدگی از Rb و La و تهی‌شدگی Y و HREE به هضم سنگ‌های پوسته‌ای نیز نسبت داده شده است [۶۴]. تهی‌شدگی Ce در بعضی از الگوهای گدازه‌های بازیک-حدواسط نیز به منشأ گوشته‌ای ماگمای والد نسبت داده شده که به‌طور چشم‌گیری به‌وسیلهٔ مواد پوسته‌ای آلوده شده‌اند [۸۰]، [۸۱].

در الگوهای به‌هنجار شده از گدازه‌های بازیک-حدواسط، الگوهای گدازه‌های حدواسط در مرتبه بالاتری نسبت به گدازه‌های بازیک‌تر قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰ الف، ب). در الگوهای سنگ‌های اسیدی، چیدمان الگوها انطباق چشم‌گیری با الگوهای پوسته‌ای به‌خصوص با الگوی پوستهٔ بالایی دارند که شاید بتوان به‌عنوان دلیل دیگری بر منشأ پوسته‌ای سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه آق‌داغ تلقی کرد (شکل ۱۰ پ، ت، ث، ج). در شکل ۱۰ چ و ۱۰ ح، محدودهٔ میانگین سنگ‌های اسیدی با الگوی میانگین ریولیت پرآلومینیوس [۸۶] مقایسه شدند، و انطباق چشم‌گیری بین آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۱۰ چ، ح).

نتیجه‌گیری

نتایج پژوهش‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که فوران‌های آتشفشانی در منطقه آق‌داغ، شمال‌خاوری ابهر طی پنج مرحله و در محیط آب دریا-خشکی رخ داده است. حاصل این فوران‌ها، نهشته‌های آتشفشانی بازیک-حدواسط و اسیدی با ترکیب بازالتیک‌آندزیت، آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکیت-تراکی‌داسیت، داسیت و ریولیت بوده است. در این منطقه، واحدهای آتشفشانی حدواسط و اسیدی دارای گسترشی بیش از واحدهای بازیک هستند. این رخمون‌ها روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری دارند که به‌صورت ناودیس و تاقدیس چین‌خورده‌اند. بر اساس بررسی دیرینه‌شناسی سنگ‌آهک میکرایتی در درون سری‌های آتشفشانی-رسوبی، ریزفسیل‌های با سن ائوسن میانی-پسین شناسایی شدند که نشان می‌دهد که فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه آق‌داغ، طی ائوسن میانی-بالایی روی داده است. فعالیت‌های آتشفشانی در این منطقه با فوران گدازه‌های ریولیتی-داسیتی آغاز شده که به‌صورتی متناوب و به‌سمت بالا با گدازه‌های بازیک حدواسط تکرار شده است. شواهدی از برش‌های هیبریدی و آمیختگی ماگمایی را نیز



شکل ۱۰. (الف، ب) و (ث) الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنجارشده با مقادیر کندریت [۷۱]، (ب، ت، ج، چ) و (ح) الگوهای نمودارهای عنکبوتی به‌هنجارشده با مقادیر گوشته اولیه [۷۱] برای گدازه‌های بازیک-حدواسط و اسیدی بررسی شده است. الگوهای سنگ‌های آتشفشانی کمان قاره‌ای، OIB، N-MORB و E-MORB از [۷۲]، الگوهای میانگین پوسته بالایی، میانی و زیرین از [۸۵] و الگوهای ریولیت‌های پرآلومینوس از [۸۶] اقتباس شده است

می‌توان در افق‌هایی همراه با گدازه‌های حدواسط و اسیدی یافت. بر اساس بررسی‌های مقاطع نازک، این سنگ‌ها شواهد اختلاط و آمیختگی ماگمایی شامل وجود قطعه‌های بازیک-حدواسط درون خمیره اسیدی، پلاژیوکلاز با بافت الکی، ساختار لانه‌زنبوری، منطقه‌بندی نوسانی و حاشیه انحلال‌یافته را از خود نشان می‌دهند. این گدازه‌ها مقادیر زیاد K_2O داشته و روندهای ماگمایی کالک‌آلکان، کالک‌آلکان پتاسیم زیاد و شوشونیتی دارند. شاید بتوان حدس زد که فرآیند تفریق ماگمایی در سه روند ماگمایی از قطب سنگ‌های بازیک به سمت سنگ‌های اسیدی رخ داده است.

نمودارهای ژئوشیمیایی نشان‌گر تفریق پلاژیوکلاز، آمفیبول و کانی‌های آهن-تیتان‌دار در این سنگ‌ها هستند، اما فرآیندهای ماگمایی در منطقه بررسی شده تنها به تفریق ماگمایی محدود نمی‌شوند، بلکه شواهدی از ذوب‌بخشی پوسته نیز در آن‌ها دیده می‌شوند. از سوی دیگر در نمودارهای دوتایی، پراکندگی در تجمع نمونه‌های بازیک-حدواسط و اسیدی دیده می‌شوند که شاید بتوان حاصل عملکرد اختلاط ماگمایی، آلیش و ذوب‌بخشی پوسته دانست. به‌علاوه سنگ‌های اسیدی در نمودارهای تکتونوماگمایی در قلمروی گرانیوتئیدهای پرآلومینوس (نوع S) و در اطراف مقادیر میانگین پوسته‌قاره‌ای بالایی ترسیم شده‌اند که شاید دلیلی بر ذوب‌بخشی پوسته در تحولات ماگمایی منطقه آق‌داغ است.

سنگ‌های بررسی شده دارای غنی‌شدگی از LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE و تهی‌شدگی Nb، Ta و Ti هستند که از علائم ژئوشیمیایی ولکانیسم مناطق فرورانش محسوب می‌شوند. الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنجارشده با مقادیر کندریت و نمودارهای عنکبوتی به‌هنجارشده با مقادیر گوشته‌اولیه سنگ‌های بازیک-حدواسط، قابل مقایسه با سنگ‌های آتشفشانی کمان‌های قاره‌ای هستند و نسبت به آن‌ها قدری غنی‌ترند که شاید بتوان به آلیش پوسته‌ای نسبت داد. شاید بتوان گفت که ماگمای گدازه‌های بازیک-حدواسط، از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای (SCLM) حاصل شده است که با مواد پوسته آلودگی یافته‌اند. الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنجارشده با مقادیر کندریت و نمودارهای عنکبوتی به‌هنجارشده با مقادیر گوشته‌اولیه در سنگ‌های اسیدی نیز انطباق چشم‌گیری با الگوهای پوسته بالایی و ریولیت‌های پرآلومینوس دارند که نشان‌گر دخالت مؤلفه‌های پوسته‌ای (به‌خصوص ذوب‌بخشی پوسته) در ژنز این سنگ‌ها است.

اگرچه در پیشینه پژوهش‌های زمین‌شناسی از ناحیه زنجان و کوه‌های طارم (که محدوده بررسی شده نیز در این رشته کوه‌ها واقع است)، تشکیل سنگ‌های آذرین شامل توده‌های نفوذی و آتشفشانی بیش‌تر بر عملکرد فرورانش نسبت داده شده‌اند، اما ارتباط مکانیسم فوران‌های آتشفشانی و کوتاه‌شدگی البرز هم‌چنان مبهم است. بر اساس تفسیر داده‌های صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمی در این مقاله، احتمال دارد که کوتاه‌شدگی پوسته در البرز طی ائوسن، سبب ضخیم شدن پوسته و به‌دنبال آن فشار بر گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای (SCLM) داشته است. شاید پیامد این پدیده ژئودینامیکی سبب دیلامینیشن^۱ گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای (که به‌نوبه خود پیامد فرورانش در زیر قاره هستند)، به‌صورتی محلی در بخش‌هایی از پهنه البرز و به‌احتمال در منطقه آق‌داغ شده باشد. در نتیجه این رخداد، افزایش حرارت ناشی از صعود جریان‌های آستنوسفری، سبب ذوب‌بخشی لیتوسفر زیرقاره شده است. بنابراین شاید بتوان حدس زد که ماگمای بازیک-حدواسط بررسی شده که حاصل ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای (SCLM) بوده است، به‌سمت ترازهای بالاتری از پوسته قاره‌ای صعود و در آن تجمع کرده است. گرمای حاصل از این تجمع ماگمایی در درون پوسته قاره‌ای، سبب ذوب‌بخشی پوسته و تشکیل ماگمای اسیدی شده است. بدیهی است که ماگمای والد بازیک-حدواسط ضمن صعود با مواد پوسته‌ای نیز آغشته شده و همراه با ماگمای اسیدی متحمل تفریق ماگمایی نیز شده است. فرضی که اثبات آن نیاز به داده‌های بیش‌تر صحرائی و آزمایشگاهی در پهنه البرز را دارد.

تشکر و قدردانی

از مسئولان محترم پژوهشکده علوم زمین و سازمان زمین‌شناسی کشور که امکان لازم برای پژوهش‌های صحرائی و آزمایشگاهی را فراهم کردند، تشکر می‌شود.

منابع

1. Stöcklin J., Eftekhar-nezhad J., "Explanatory text of the Zanjan quadrangle map on scale 1:250,000", Geological survey of Iran, No. D4 (1969).
2. Hirayama K., Haghypour A., Hajian J., "Geology of the Zanjan area: The Tarom district, eastern part", Geological Survey of Iran, No. 28 (1965).
3. Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran. A review", American Association of Petroleum Geologists, (1968) 1229-1258.
۴. نبوی محمدحسن، "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۵۵).
۵. افتخارنژاد جمشید، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از لحاظ وضعیت ساختاری در ارتباط با حوضه‌های رسوبی"، نشریه انجمن نفت ایران، شماره ۸۲ (۱۳۵۹) ۱۹-۲۸.
6. Brunet M.F.O., Korotaev M.V., Ershov A.V., Nikishin A.M., "The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling", Sedimentary Geology, 156 (2003) 119-148.
7. Zanchi F., Berra M., Mattei M.R., Ghassemi M.R., Sabouri J., "Inversion tectonics in central Alborz, Iran", Journal of Structural Geology, 28 (2006) 2023-2037.
8. Dedual E., "Zur geologie dest mittleren und unteren Karaj-Tales, Zentral Elburz (Iran)", Unpublished Ph.D. thesis, University of Zurich, Zurich (1967).
۹. پرچکانی محمد، شهرابی مصطفی، بازرگانی گیلانی کمال‌الدین، "بررسی ویژگی‌های فعالیت آتشفشانی ائوسن کوه‌های طارم در البرز باختری ایران و مقایسه آن با فعالیت آتشفشانی مشابه در ناحیه یوندداغ (Yunt'dağ) ترکیه"، فصل‌نامه علوم زمین، سال بیست و سوم، شماره ۸۹ (۱۳۹۲) ۱۰۹-۱۱۸.
10. Asiabanha A., Ghassemi H., Meshkin M., "Paleogene continental-arc type volcanism in north Qazvin, north Iran: facies analysis and geochemistry", Stuttgart, 186 (2009) 201-214.
11. Asiabanha A., Foden J., "Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz ranges, N-Iran", Lithos, 148 (2012) 98-111.
12. Allen M.B., Ghassemi M.R., Shahrabi M., Qorashi M., "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran", Journal of structural geology, 25 (2003) 659-672.
13. Guest B., Stockli D.F., Grove M., Axen G.J., Lam P.S., Hassanzadeh J., "Thermal histories from the central Alborz mountains, northern Iran: Implication for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran", Geosphere, 2 (2006) 35-52.
14. Vernant P., Chery J., Bayer R., Djamour Y., Masson F., Nankali H., Ritz J.F., Sedighi M., Tavakoli F., "Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data", Earth and Planetary Science Letters, 223 (2004) 177-185.

15. Vincent S.J., Allen M.B., Ismail-zadeh A.D., Flecker R., Foland K.A., Simmons M.D., "Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region", *Geological Society of America Bulletin*, 117 (2005) 1513-1533.
16. Verdel C., "Cenozoic geology of Iran: An Integrated study of extensional tectonics and related volcanism", Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, California, (2008).
17. Ballato P., Uba C.E., Landgraf A., Strecker M.R., Sudo M., Stockli D.F., Friedrich A., Tabatabaei S.H., "Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran", *Geological Society of America Bulletin*, 1 (2011) 106-131.
18. Alavi M., "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran", *Journal of Geodynamics*, 21 (1965) 1-33.
19. Asiabanha 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.
20. Ghorbani M.R., Ahmadi A.R., Tiepolo M., Langone A., "Clinopyroxene chemistry in Tertiary alkaline volcanic rocks from Taleghan, Central Alborz, Iran: implications for two parental melts", *Chemie der Erde, Geochemistry*, 73 (2013) 565-568.
21. Castro A., Aghazadeh M., Badrzadeh Z., Chichorro M., "Late Eocene Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source", *Lithos* (2013) doi: 10.1016/j.lithos.2013.08.003.
22. Nabatian G., Ghaderi M., Neubauer F., Honarmand M., Liu X., Dong Y., Jiang S.Y., Von Qaudt A., Bernroider M., "Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz-Azerbaijan belt, Iran: Geochemical, U-Pb zircon and Sr-Nd-Pb isotopic constraints", *Lithos* (2013) doi: 10.1016/j.lithos.2013.11.002.
۲۳. مؤید محسن، "بررسی پتروگرافی و پتروشیمی سنگ‌های نوار ولکانوپلوتونیک منطقه طارم در ارتباط با ژنز مس"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۷۰).
۲۴. احمدیان جمشید، "بررسی ژئوشیمیایی زون‌های آلتراسیون هیدروترمال با نگرشی بر کانی‌سازی‌های انجام شده در منطقه ذاکر"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۷۰).
۲۵. ترکمانی الهه، "بررسی پترولوژیکی سنگ‌های نفوذی شمال ابهر-خرمدره"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، (۱۳۷۷).
۲۶. قنبری سعید، "پترولوژی و پتروگرافی توده‌های نفوذی جنوب شرق زنجان و مقایسه آن با گرانیت دوران"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، (۱۳۷۸).

۲۷. پیروان حمیدرضا، "بررسی ژئوشیمیایی زون‌های دگرسانی هیدروترمال سنگ‌های ماگمایی منطقه طارم و اثرات زیست-محیطی آن"، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی- واحد علوم و تحقیقات (۱۳۸۱).
۲۸. پیروان حمیدرضا، امینی صدرالدین، "رده‌بندی کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های دگرسانی منطقه طارم"، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۴) ۴۲۷-۴۴۰.
۲۹. اسدی ناهید، امامی محمد هاشم، خیرخواه منیره، "بررسی ویژگی‌های دگرسانی در محدوده آبترش-یوزباش‌چای و تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر (اصلی و کمیاب) در محیط دگرسانی"، فصل‌نامه پترولوژی، دانشگاه اصفهان، سال اول، شماره سوم، (۱۳۸۹) ۲۸-۱۱.
۳۰. قاسمی آرتیمس، "بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های ماگمایی و زون‌های دگرسانی منطقه یوزباش‌چای و اثرات زیست محیطی آن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۳).
۳۱. بلوچی سولماز، "پترولوژی سنگ‌های آذرین منطقه سروجهان، شمال غرب ابهر"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان (۱۳۸۹).
۳۲. محمدی معصومه، حاج‌بولفتح علی، "پتروگرافی و ژئوشیمی ولکانیسم ائوسن منطقه ذاکر (شرق زنجان)"، سی‌امین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۹۰) ۷-۱.
۳۳. نظری‌نیا اسما، "بررسی پترولوژی توده کوارتز مونزونیتی کوهیان در زیرپهنه طارم"، شمال شرق زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۹۰).
۳۴. مهرابی بهزاد، چقانه نفیسه، طالع فاضل ابراهیم، "بررسی کانی‌سازی اپی‌ترمال سولفیداسیون متوسط آنومالی ۴ کانسار گلوچه (شمال زنجان)، بر اساس خصوصیات کانه‌نگاری، دگرسانی و ژئوشیمی سیال کانه‌ساز"، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، شماره یکم، جلد ششم (۱۳۹۳) ۲۲-۱.
۳۵. فودازی، محمد، شیخی کاریزکی، حسین، قلی‌پور، مریم، "سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده‌های گرانیتوئیدی شمال باختر تاکستان"، سال بیست و چهارم، شماره ۹۵، (۱۳۹۴) ۲۸-۲۱.
۳۶. عابدیان ناصر، شاهین ابراهیم، علی‌پور مسعود، "اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ ابهر، طرح زمین‌شناسی عمومی"، پروژه ژئوشیمیایی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۷).
۳۷. زارعی‌سهمیه رضا، "بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی شمال ابهر و ارتباط ولکانیسم منطقه با کانی‌سازی‌های انجام شده"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۷۱) ۲۴۹ ص.
۳۸. زارعی‌سهمیه، رضا شاهرخی، سیدوحید، پیروان حمیدرضا، جعفریان منوچهر، "پترولوژی سنگ‌های ماگمایی شمال ابهر (جنوب شرق زنجان)"، پانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد (۱۳۸۷) ۵۹۳-۵۹۷.
۳۹. علایی مهابادی سلیمان، فنودی محمد، "نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ تاکستان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۱).
۴۰. قلمقاش جلیل، "نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ جیرنده"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۱).
۴۱. نظری حمید، سلامتی رضا، "نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ رودبار"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۷).
42. Landgraf A., Ballato P., Strecker M.R., Friedrich A., Tabatabaei S.H. Shahpasandzadeh M., "Fault-kinematic and geomorphic observations along the North Tehran Thrust and Moshā"

- Fasham Fault, Alborz mountains Iran: implications for fault-system evolution and interaction in a changing tectonic regime", *Geophysical Journal International*, 177 (2009) 676-690.
43. Best M.G., "Igneous and metamorphic petrology", Second edition, Blackwell Publishing, (2003).
44. Shrivastava J.P., Ahmad M., "Trace element compositions of iridium enriched illite-smectite assemblages from a K/Pg boundary section in the Anjar area of the Deccan volcanic province: palaeoenvironmental implications", *Cretaceous Research*, 29 (2008) 592-602.
45. Renjith M.L., "Micro-textures in plagioclase from 1994-1995 eruption, Barren island volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone", *Geoscience Frontiers*, 5 (2014) 113-126.
46. Gill R., "Igneous rocks and processes, a practical guide", A John Wiley & Sons Publication, (2010).
47. Manikyamba C., Saha A., Ganguly S., Santosh M., Lingadevaru M., Rajanikanta Singh M., Subba Rao D.V., "Sediment-infill volcanic breccia from the Neoproterozoic Shimoga greenstone terrane, western Dharwar Craton: Implications on pyroclastic volcanism and sedimentation in an active continental margin", *Journal of Asian Earth Sciences*, 96 (2014) 269-278.
48. Sensarma S., Palme H., "Silicate liquid immiscibility in the ~2.5 Ga Fe-rich andesite at the top of the Dongargarh large igneous province (India)", *Lithos*, 170-171 (2013) 239-251.
49. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram", *Journal of Petrology*, 27 (1986) 745-750.
50. Beccaluva L., Di Girolamo P., Serri G., "Petrogenesis and tectonic setting of the Roman Volcanic Province, Italy", *Lithos*, 26 (1991) 191-221.
51. Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8 (1971) 523-548.
52. Beccaluva L., Bianchini G., Marnati P., Natali C., "Miocene shoshonite volcanism in Sardinia: Implications for magma sources and geodynamic evolution of the central-western Mediterranean", *Lithos*, (2013) 1-10.
53. Aydınçakır E., "The petrogenesis of Early Eocene non-adakitic volcanism in NE Turkey: Constraints on the geodynamic implications", *Lithos*, 208-209 (2014) 361-377.
54. Sheth H.C., Choudhary A.K., Cucciniello C., Bhattacharyya S., Laishram R., Gurav T., "Geology, petrochemistry, and genesis of the bimodal lavas of Osham Hill, Saurashtra, northwestern Deccan Traps", *Journal of Asian Earth Sciences*, 43 (2012) 176-192.

55. Parker D.F., Ghosh A., Price C.W., Rinard B.D., Culler R.L., Ren M., "Origin of rhyolite by crustal melting and the nature of parental magmas in the Oligocene Conejos Formation, San Juan Mountains, Colorado, USA", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139 (2005) 185-210.
56. Liu H.Q., Xu Y.G., Tian W., Zhong Y.T., Mundil R., Li X.H., Yang Y.H., Luo Z.Y., Shang-Guan S.M., "Origin of two types of rhyolites in the Tarim Large Igneous Province: Consequences of incubation and melting of a mantle plume", *Lithos* (2014) doi: 10.1016/j.lithos, 2014.02.007.
57. Temizel İ., Arslan M., "Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the İkizce (Ordu) area, NE Turkey: implications for the evolution of the eastern Pontide paleomagmatic arc", *Journal of Asian Earth Sciences*, 31 (2008) 439-463.
58. McDermott F., Delfin F.G., Defant M.J., Turner S., Maury R., "The petrogenesis of magmas from Mt. Bulusan and Mayon in the Bicol arc, the Philippines", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150 (2005) 652-670.
59. Temel A., Gündoğdu M.N., Gourgaud A., "Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1998) 327-354.
60. Prelevic D., Foley S.F., Romer R., Conticelli S., "Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72 (2008) 2125-2156.
61. Conticelli S., Guarnieri L.I., Farinelli A., Mattei M., Avanzinelli R., Bianchini G., Boari E., Tommasini S., Tiepolo M., Prelevic D., Venturelli G., "Trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting", *Lithos*, 107 (2009) 68-92.
62. Plank T., "Constraints from Thorium/Lanthanum on Sediment Recycling at Subduction Zones and the Evolution of the Continents", *Journal of Petrology*, 46 (2005) 921-944.
63. Rudnick R.L., Gao S., "The composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust*", Elsevier-Pergamon, Oxford (2003) 1-64.
64. Çoban H., Karacık Z., Ece Ö., "Source contamination and tectonomagmatic signals of overlapping Early to Middle Miocene orogenic magmas associated with shallow continental subduction and asthenospheric mantle flows in Western Anatolia: A record from Simav (Kütahya) region", *Lithos*, 140-141 (2012) 119-141.
65. Defant M.J., Drummond M.S., "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", *Nature*, 347 (1990) 662-665.

66. Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geological Society of American Bulletin*, 101 (1989) 635-643.
67. Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types", *Pacific Geology*, 8 (1974) 173-174.
68. Niu Y., Collerson K.D., Batiza R., Wendt J.I. Regelous M., "The origin of E Type MORB at ridges far from mantle plumes: the East Pacific Rise at 11°20'", *Journal of Geophysical Research*, 104 (1999) 7067-7087.
69. Niu Y., O'Hara M.J., "MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: new perspectives on crustal growth, crust-mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle", *Lithos*, 112 (2009) 1-17.
70. Long X., Wilde S.A., Wang Q., Yuan C., Wang X.C., Li J., Jiang Z., Dan W., "Partial melting of thickened continental crust in central Tibet: Evidence from geochemistry and geochronology of Eocene adakitic rhyolites in the northern Qiangtang Terrane", *Earth and Planetary Science Letters*, 414 (2015) 30-44.
71. Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", *Geological Society of London, Special Publication*, 42 (1989) 313-345.
72. Qian X., Feng Q., Yang W., Wang Y., Chonglakmani C., Monjai D., "Arc-like volcanic rocks in NW Laos: Geochronological and geochemical constraints and their tectonic implications", *Journal of Asian Earth Sciences*, 98 (2015) 342-357.
73. Aydınçakır E., and Şen C., "Petrogenesis of the post-collisional volcanic rocks from the Borçka (Artvin) area: Implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey)", *Lithos*, 172-173 (2013) 98-117.
74. Leo G.W., Hedge C.E., Marvin R.F., "Geochemistry, strontium isotope. Data and potassium-argon ages of the andesite-rhyolite association in the Padang area, west Sumatra", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7 (1980) 139-156.
75. Mtoro M., Maboko M. A., Many S., "Geochemistry and geochronology of the bimodal volcanic rocks of the Suguti area in the southern part of the Musoma-Mara Greenstone Belt, Northern Tanzania", *Precambrian Research*, 174 (2009) 241-257.
76. Chen X., Shu L., Santosh M., Zhao X., "Island arc-type bimodal magmatism in the eastern Tianshan Belt, Northwest China: Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and implications for the Paleozoic crustal evolution in Central Asia", *Lithos*, 168 (2013) 48-66.
77. Streck M., "Evaluation of crystal mush extraction models to explain crystal-poor rhyolites", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 284 (2014) 79-94.

78. Shinjo R., "Geochemistry of high Mg andesites and the tectonic evolution of the Okinawa Trough-Ryukyu arc system", *Chemical Geology*, 157 (1999) 6-88.
79. Marchev P., Raicheva R., Downes H., Vaselli O., Chiaradia M., Moritz R., "Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: Implications for genesis and tectonic setting", *Tectonophysics*, 393 (2004) 301-328.
80. Nicholson K.N., Black P.M., Hoskin P.W.O., Smith I.E.M., "Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the Late Cainozoic Australian-Pacific plate boundary", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131 (2004) 295-306.
81. Azer M.K., Farahat E.S., "Late Neoproterozoic volcano-sedimentary successions of Wadi Rufaiyil, southern Sinai, Egypt: A case of transition from late- to post-collisional magmatism", *Journal of Asian Earth Sciences*, 42 (2011) 1187-1203.
82. Altunkaynak S., Dilek Y., "Eocene mafic volcanism in northern Anatolia: its causes and mantle sources in the absence of active subduction", *International Geology Review*, (2013) 1-19.
83. Varol E., Temel A., Yürür T., Gourgau A., Bellon H., "Petrogenesis of the Neogene bimodal magmatism of the Galatean Volcanic Province, Central Anatolia, Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 280 (2014) 14-29.
84. 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*, (2013) 1-18.
85. Li H., Ling M.X., Ding X., Zhang H., Li C.Y., Liu D.Y., Sun W.D., "The geochemical characteristics of Haiyang A-type granite complex in Shandxong, eastern China", *Lithos*, 200-201 (2014) 142-156.
86. Shao F., Niu Y., Regelous M., Zhu D.C., "Petrogenesis of peralkaline rhyolites in an intra-plate setting: Glass House Mountains, southeast Queensland, Australia", *Lithos*, 216-217 (2015) 196-210.