علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

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

مرتضی خلعتبری جعفری^{*}، میثم اکبری، جلیل قلمقاش؛ سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکدهٔ علوم زمین _{دریافت ۹۴/۱۱/}۲۷ پذیرش ۹۵/۶/۸

چکیدہ

منطقهٔ بررسی شده در بردارندهٔ گدازهها و سنگهای ولکانوکلاستیک با ترکیب بازالتیک آندزیت، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت-ایگنیمبریت (hs که در پنج مرحله و در محیط آبدار تا خشکی فوران یافتهاند. همهٔ سریهای آتشفشانی به وسیلهٔ تودههای نیمه عمیق اسیدی جوان تر قطع شده اند. سنگهای آتشفشانی با ترکیب حدواسط -اسیدی، شواهد اختلاط و آمیختگی ماگمایی را در خود ثبت کرده اند. در نمودارهای تمایز ماگمایی، گدازههای بررسی شده، ویژگیهای کالک آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی دارند. در نمودارهای عنکبوتی، نمونههای بازیک حدواسط ا الگوی کمان قارهای و نمونه های اسیدی از الگوهای ریولیت پر آلومینوس و پوستهٔ بالایی تبعیت می کنند. الگوهای عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی سنگهای آتشفشانی، غنی شدگی از EREE و LREE در مقایسه با HREE و تهی شدگی واضح از HFSE (شامل HFSE) را نشان می دهند که از ویژگیهای مناطق فرورانش است. به دنبال برخورد پلیت عربی با صفحه ایران و کوتاه شدگی البرز طی ائوسن و به دنبال آن پدیدهٔ دیلامینیشن لیتوسفر، گوشته لیتوسفری زیرقارهای کربی با صفحه ایران و کوتاه شدگی البرز طی ائوسن و به دنبال آن پدیدهٔ دیلامینیشن لیتوسفر، گوشته لیتوسفری زیرقاره ای کرد و ذوب بخشی پوستهٔ بالایی ماگمای اسیدی را به وجود آورد. اختلاط و آمیختگی ماگمایی نقش مهمی در ایجاد سنگ-های آتشفشانی با ترکیب بازیک حدواسط داشته است.

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

مقدمه

منطقهٔ بررسی شده، در محدودهٔ کوههای آقداغ واقع در شمالخاوری ابهر (شکل ۱)، بین استانهای زنجان و قزوین، بین طولهای جغرافیایی "۰۰ '۱۵ °۴۹ الی "۰۰ '۳۰ °۴۹ خاوری و عرضهای جغرافیایی "۲۰ '۳۰ °۳۶ الی "۲۶ '۲۲ °۳۶ شمالی رخنمون دارد. این منطقه، در جنوبخاوری ورقه زمینشناسی با مقیاس ۲۰۰،۲۵۰ زنجان [۱]، در جنوبخاوری کوههای طارم [۱]، [۲] برونزد داشته و بهطور عمده در بردارنده سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن هستند که بهوسیلهٔ تودههای نیمه عمیق ریولیتی قطع شدهاند. طبق تقسیم بندی مناطق ساختاری ایران [۳]، منطقهٔ بررسی شده، در مرز زونهای ایران مرکزی-البرز، در تقسیم بندی [۴] در زون البرز و در تقسیم بندی [۵] در زون البرز باختری واقع است.

^{*}نویسنده مسئول Khalat1965@gmail.com

رشته کوههای البرز، جزیی 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 در برداشتن سنگهای ولکانوکلاستیک و گدازهای با ستبرای بیش از ۲۰۰۰ متر [۸]، [۹]، مهمترین واحد زمین شناسی البرز در بازهٔ زمانی ائوسن است که همزمان با واحدهای آتشفشانی ائوسن در منطقه آق داغ 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 ناحیهٔ البرز، کوتاه شدگی شمالی-جنوبی را نشان می دهد [۱۲]، [۱۳].

به عقیدهٔ برخی محققان [۱۲]، [۱۵]، [۱۹]، [۱۷] سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی در البرز، طی فاز کششی در اوایل ائوسن نهشته شدهاند. به باور برخی پژوهش گران [۱۷]، تبدیل رژیم تکتونیکی کششی به رژیم فشارشی در ۳۶ میلیونسال قبل در البرز رخداده است. در ائوسن پایانی-الیگوسن، همزمان با فاز کوهزایی پیرنه، نهشتههای ائوسن و قدیمی تر 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، به صورتی متناوب طی دوره ائوسن بوده است. به دنبال آن گسلش، چینخوردگی و بالاآمدگی تودههای نیمهعمیق (شکل ۱) در امتداد محور چینخوردگیها و گسلهای اصلی از رخدادهای بعدی بوده است.

در پیشینهٔ بررسیهای زمینشناسی از ناحیهٔ زنجان و کوههای طارم سنگهای اُتشفشانی 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 تودهٔ کوارتزمونزونیتی 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 پهنهٔ آب-ترش-يوزباشچاي، نوع دگرساني را اپيترمال و اسيد سولفات دانستهاند. قاسمي [۳۰]، با بررسي سنگهاي ماگمايي و زونهای دگرسانی منطقهٔ یوزباشچای، سیالات ناشی از فرورانش را عامل مهم در ژنز این سنگها دانسته است. بلوچی [۳۱]، تشکیل سنگهای اتشفشانی 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 أتشفشاني ائوسن در منطقهٔ زاكر را از نوع كالكالكالن پتاسيم متوسط-بالا دستهبندي كردند. أنان ذوب بخشي گوشته، تفریق و آلودگی پوستهای را در ژنز این سنگها دخیل دانسته و تشکیل آنها را به مناطق فرورانش نسبت دادهاند. نظرینیا [۳۳]، تشکیل تودهٔ کوارتزمونزونیتی کوهیان در شمال خاوری زنجان را به تکتونیک پس از برخورد نسبت داده است. مهرابی و همکاران [۳۴]، کانهزایی اپیترمال کانسار گلوجه در شمال زنجان را مشابه کانسارهای رگهای اپی ترمال نقره و فلزات پایه سولفیدی متوسط در نظر گرفته و معتقدند که کانهزایی این محدوده می تواند با دخایر پورفیری مس-طلا در عمق مرتبط باشد. فودازی و همکاران [۳۵]، تودههای نفوذی باختر تاکستان را اغلب متاآلومین

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

اما در رابطه با پیشینهٔ پژوهشی که موقعیت جغرافیایی منطقه آقداغ را در برداشته باشد، میتوان به نقشهٔ زمین شناسی زمین شناسی ۱۱:۲۵۰, ۱۱:۲۵۰ زنجان و گزارش آن اشاره کرد [۱]. در این نقشه [۱]، واحدهای زمین شناسی منطقهٔ آقداغ، با نشانههای ۲۵۰ ه⁴³ و به عنوان واحدهای ممبر آمند از سازند کرج معرفی شدهاند. واحد E⁴⁴، در بردارنده گذازه آندزیتی-ریولیتی و داسیتی همراه با توف برش، ماسه سنگ توفی و مادستون، با ضخامت حدود ۲۵۰ متر در نظر گرفته شد. واحد ⁴⁵ شامل توف و مادستون قرمز رنگ و واحد ⁴⁶ با لیتولوژی توف-مادستون تیره رنگ، ماسه سنگ توفی و مادستون تیره رنگ، مر در نظر گرفته شد. واحد ⁴⁵ شامل توف و مادستون قرمز رنگ و واحد ⁴⁶ با لیتولوژی توف-مادستون تیره رنگ، ماسه سنگ، گذازهٔ آندزیتی و توفهای اسیدی معرفی شدهاند. عابدیان و همکاران [۳۶]، در گزارش اکتشافات ماسه سنگ، گذازهٔ آندزیتی و توفهای اسیدی معرفی شدهاند. عابدیان و همکاران [۳۶]، در گزارش اکتشافات ژوشیمیایی سیستماتیک ورقه دانداند. ابهر، دگرسانی از نوع آرژیلی حدواسط همراه با کلاهکها و پچ 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. زارعی سهامیه و همکارن [۳۷]، فراوانی گرارش 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. زارعی سهامیه و همکارن [۳۷]، فراوانی گزارش کردند. در نقشههای ژوشیمیایی مسال میرسی ایه را با مناطق کششی پشت کمان مقایسه کردند. در نقشههای زمین شناسی با مقیاس ۱۱۰۰٬۰۰۰ تاکستان در خاور منطقهٔ آقداغ [۳۳]، جیرنده در کردند. در نقشههای زمین شناسی با مقیاس مستی های مال ایهر را با مناطق کششی پشده ای مان مقیسه کمان مقیسه را با مناطق کششی پشت کمان مقایسه کردند. در نقشههای زمین شناسی با مقیاس داد۱۰٬۰۰۰ تاکستان در خاور منطقهٔ آقداغ [۳۵]، جیرنده در المال خاوری [۴۰] و رودبار در شمال منطقه آراع]، میتوان اطلاعات مفیدی در مورد موقعیت واحدهای آنشمانی اطراف منطقهٔ بررسی شده یافت.

اهداف و روش پژوهش

اگرچه در پیشینهٔ تحقیق از محدودهٔ 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 محدودهٔ بررسی شده مبهم بود. پژوهشهای اکتشافی معدنی و ژئوشیمیایی نیز بر پتانسیلهای افتصادی و یا روی مناطق دگرسانی در این منطقه تأکید داشتهاند. به دلیل انتشار نیافتن نقشهٔ زمین شناسی ابهر با مقیاس روی مناطق دگرسانی در این منطقه تأکید داشتهاند. به دلیل انتشار نیافتن نقشهٔ زمین شناسی ابهر با مقیاس روی مناطق دگرسانی در این منطقه تأکید داشتهاند. به دلیل انتشار نیافتن نقشهٔ زمین شناسی ابهر با مقیاس با مقیاس روی مناطق دگرسانی در این منطقه تأکید داشته در منتشر نکرده است) و توصیف واحدهای آتشفشانی محدودهٔ بررسی شده در قالب چند واحد محدود (از ممبر آمند، سازند کرج) در نقشهٔ زمین شناسی با مقیاس ۱۰:۲۵۰,۰۰۰ زنجان ایرسی شده در قالب چند واحد محدود (از ممبر آمند، سازند کرج) در نقشهٔ زمین شناسی با مقیاس ۱۰:۲۵۰,۰۰۰ رای برسیهای زمین شناسی و بررسیهای پترولوژی و ژئوشیمیایی (به طوریکه طیف کاملی از ایسیدهای اصلی، عناصر فرعی و کمیاب را نیز دربرداشته باشد) ضروری بود.

در پیمایشهای صحرایی که در منطقهٔ بررسی شده در تابستان ۱۳۹۳ انجام شدند، با استفاده از عکسهای هوایی با مقیاسهای ۱۰:۲۵,۰۰۰ و ۱۰:۵۰،۰۰۰ نقشههای توپوگرافی با مقیاس ۱۰:۵۰,۰۰۰ و تصاویر ماهوارهای ETM با مقیاس Bing map-satelite ،۱:۸۰,۰۰۰ و Bing map-satelite و Google Earth، نقشهٔ زمین شناسی صحرایی اولیه تهیه شد. به دنبال آن، پژوهشهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی انجام و نقشهٔ زمین شناسی منطقه با استفاده از دادههای آزمایشگاهی تکمیل و در محیط Arc GIS ترسیم شد که نقشهٔ سادهتر آن در شکل ۱ و ستون چینه نگاری نیز در شکل ۲ معرفی شدهاند. در رابطه با پژوهشهای پتروگرافی، از تعداد ۲۳ نمونه برداشته شده در صحرا، مقاطع میکروسکوپی آماده و بررسی شدند. پس از بررسیهای پتروگرافی، تعداد ۲۳ نمونه انتخاب و به روش XRF برای اندازه گیری اکسیدهای اصلی و به روش ICP-MS و ICP-OES برای اندازه گیری عناصر کمیاب، در آزمایشگاه سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (تهران و کرج) تجزیه شدند که نتایج آنها در جدول ۱ آورده شدند. این نتایج در نرمافرارهای Excel و 2007 Igpet 2007 پردازش شده و نمودارهای ژئوشیمیایی، در نرمافزار CorelDRAW باز ترسیم شدند. در این مقاله، نتایج بررسیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی با تکیه بر نتایج صحرایی معرفی می شوند.



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

بحث

جایگاه زمینشناسی و چینه نگاری سنگهای بررسی شده

چنان که گفته شد، در ارتفاعات منطقهٔ آقداغ در شمالخاوری ابهر (شکل ۱)، رخنمون های 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 به صورت 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 دربردارندهٔ 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. Globlgerina sp., Gumbellna sp., Radiolaria sp., Cibicides sp. که نشان میدهد که فعالیتهای آتشفشانی در منطقهٔ آقداغ، طی این دوره روی داده است. ریزفسیلهایی مشابه، در باختر ورقه ۱:۱۰۰۰٬۰۰۰ تاکستان گزارش شدهاند [۳۹]، بنابراین شاید بتوان چنین استنباط کرد که فعالیتهای آتشفشانی در ائوسن میانی-پسین، در مقیاس گستردهتری در ناحیهٔ بررسی شده اتفاق افتاده است. سنگهای آتشفشانی و ولکانوکلاستیک منطقهٔ بررسی شده را میتوان به سیزده واحد تقسیم کرد (شکل ۱). این سنگها حاصل مراحل فورانی مختلفی هستند که در منطقهٔ بررسی شده پنج مرحله شناسایی شده است.

در نخستین مرحله از فورانهای آتشفشانی در منطقه آق داغ، توف و برش ریولیتی (شکل ۳ ب) و سپس گدازههای ریولیتی-داسیتی نهشته شدند (شکل ۲). این نهشته ها در شمال و شمال باختری روستای شورجه، واحد E^{rl1} را تشکیل داده اند (شکل ۱). در مرحلهٔ ۲، فورانهای آتشفشانی حدواسط با ترکیب بازالتیک آندزیت، آندزیت، تراکی آندزیت، دادی داسیت آندزیت و تراکی داسیت، گستره وسیعی را در منطقه آق داغ پوشانده و واحدهای E^{ant} . E^{ant} و E^{ad} را E^{ad} داسیت آندزیت و تراکی داسیت، گستره وسیعی را در منطقه آق داغ پوشانده و واحدهای E^{ant} . E^{ad} E^{ad} را E^{ad} را E^{ad} را E^{ad} را E^{ad} را E^{ad} را E^{ad} را را تشکیل داده اند (شکل ۱). گاهی این گدازه ها ساختار منشوری دارند (شکل ۳ ت) و گاهی نیز به طور مثال در شمال روستای مهین، بهصورت طنابی (شکل ۳ چ) دیده می شوند. برون زدهایی از توف سبز (شکل ۳ ث) این حدس را تقویت می کند که خاکسترهای آتشفشانی مرحلهٔ ۲، در حوضه هایی محدود ولی کم عمق راسب شده اند (واحد E^{ad} . رنگ سبز این توف ها را نیز می توان به تشکیل کانی های سبزرنگ مانند کلریت و اپیدوت در محیطی آبدار نسبت داد. گاهی نیز نوفها را نیز می توان به تشکیل کانی های سبزرنگ مانند کلریت و اپیدوت در محیطی آبدار نسبت داد. گاهی نیز این توف ها را نیز می توان به تشکیل کانی های سبزرنگ مانند کلریت و اپیدوت در محیطی آبدار نسبت داد. گاهی نیز رنگ و سیمان کربناته، قطعه های برش را به هم چسبانده اند. این شواهد نشان می دهند که فوران گدازه در محیط آب صورت گرفته است. هم چنین در میان واحدهای آتشفشانی مرحلهٔ ۲، توف فروژن (واحد E^{ad}) گستره چرم گیری در می تر گرفته است. هم چنین در میان واحدهای آتشفشانی مرحلهٔ ۲، توف فروژن (واحد E^{ad}) گستره چرم گیری در شمال روستاهای هفتصندوق، علی بلاغی، اطراف مرشون (شکل ۴ الف)، جنوب سراس، جنوب خاوری زاچ کان بالا و اطراف بهاور را تهران و سیمان را تشکیل داده است (شکل ۱).

| Samples | Ab51 | Ab43 | Ab35 | Ab22 | Ab60a | Ab21 | Ab27 | Ab60b | Ab28 | Ab55 | Ab26 |
|-----------|--------|----------|-------|---------------|--------------|-------|------|-------|------------|-------|-------|
| Rock type | آندزيت | بازالتيک | زيت | آند | أندزيت | تراكى | | سيت | يت-تراكىدا | تراك | |
| SiO2 | ۵۳,۰ | ۵۳,۹ | ۵۷,۳ | ۶۰,۸ | ۶۰,۰ | 87,8 | ۶۲,۰ | 87,7 | ۶۲,۷ | ۶۳,۰ | ۶۴,۵ |
| Al2O3 | ۱۸,۱ | ۱۷,۰ | 10,0 | 18,8 | ۱۷,۲ | 10,8 | ۱۷,۴ | 18,0 | ۱۷,۵ | ۱۷,۳ | 18,0 |
| Fe2O3 | ۱۰,۹ | ۳,۰۱ | ٧,٩ | ۶,۸ | ۵,۹ | ۵,۸ | ۵,۳ | ۵,۲ | ۵,۳ | ۵,۳ | ۴,۷ |
| CaO | ٨,٢ | ۶,۷ | ۵,۰ | 4,1 | ۴,۵ | ۳,۴ | ۲,۷ | ٣,٣ | ۲,۴ | ۲,۶ | ۲,۴ |
| MgO | ۳,۲ | ۲,۷ | ۳,۵ | ۲,۸ | ۲,۰ | ۲,۳ | ١,٧ | ۱,۴ | ۰,۹ | ۵, ۰ | ١,٢ |
| Na2O | ۲,۵ | ۲,۳ | ۲,۶ | ۲,۷ | ۲,۶ | ٣,١ | ۲,۹ | ۲,۸ | ۲,۸ | ۳,۱ | ٣,٠ |
| K2O | ١,٢ | ۲,۷ | ۳,۱ | ۳,۵ | ۴,۳ | ۴,۰ | ۵,۲ | ۵,۵ | ۵,۵ | ۶,۰ | ۵,۲ |
| P2O5 | ۴, ۰ | ۴, ۰ | ۰,۴ | ۴, ۰ | ۰,۴ | ٣, ٠ | ۵, ۰ | ۰,۴ | ۰,۴ | ۰,۴ | ۴, ۰ |
| TiO2 | ١,٢ | ۰,۹ | ۰,۷ | ۰,۷ | ۰,۷ | ۶, ۰ | ۰,۷ | ۰,۷ | ۰,۷ | ٨, ٠ | ۰,۷ |
| MnO | ۰,۲ | ۲, ۰ | ۰,۲ | ۰,۱ | ۰,۱ | ۲, ۰ | ۰,۱ | <٠,١ | <٠,١ | <٠,١ | <۰,۱ |
| L.O.I. | ۰,۹۲ | 7,57 | ۳,1۴ | ١,٧۶ | ۱,۹۸ | ١,٧٢ | 1,84 | ۱,۸۴ | ۱,۵۰ | ۶۷, ۰ | ١,٢ |
| Total | ۹۹,۸ | ۹۹,۸ | 99,4 | 99,4 | ۹۹,۸ | ۹۹,۸ | ۹۹,۸ | ۹۹,۸ | ۹۹,۸ | ۹۹,۸ | 99,9 |
| Rb | ۲۷,۹ | ۷۳,۷ | ٩٨,٠ | 141 | ۱۳۵ | ١٢٨ | ۱۸۸ | ۲۰۵ | ١٨٧ | ١٨٧ | ۱۹۰ |
| Ba | 788 | 014 | ۵۳۳ | 974 | ٧٠٣ | ٧٠۶ | ۸۲۳ | 787 | ۷۸۵ | ۸۲۵ | ۸۵۰ |
| Th | ٢,٩٢ | ۵,۱۹ | ۶,۹۵ | ۱۷,۷ | ۳, ۱۰ | ٩,٣٣ | 14,1 | ۱۵,۳ | 14,7 | ١۶,٨ | 14,7 |
| U | ۹۵, ۰ | ۱,۷۵ | ۱,۷۸ | ٣,١٧ | ۳,۶۵ | ۲,۹۸ | ۴,۷۰ | 4,77 | 4,77 | ۵,۸۱ | ۳,۷۹ |
| Nb | 14,4 | ۱۰,۲ | ۱۱,۹ | ۲۰,۲ | ۱۸,۱ | 18,1 | 74,7 | 78,1 | 50,8 | 59,8 | ۲۳,۶ |
| Та | ۸۷, ۰ | ۰,۹۷ | ۰,۹۴ | 1,77 | ١,٣٠ | 1,79 | ۲,۰۸ | ۲,۱۵ | ۲,۲۱ | ۲,9۵ | 1,79 |
| La | ۱۷,۱ | ۲۳,۱ | 74,1 | ۳۶,۸ | T9, 5 | 59,5 | ۳۹,۴ | 40,1 | ۳۸,۲ | 47,7 | ۳۸,۵ |
| Ce | ۳۳,۵ | 47,8 | 48,1 | ۷۱,۱ | ۵۷,۱ | ۵۲,۱ | ΥΥ,٠ | ۸۴,۵ | ۷۵,۱ | ٧٩,٣ | ۷۸,۱ |
| Pb | 17,7 | 79,4 | ۲۴,۸ | ۲۷,۹ | 18,09 | ۱۰,۱ | ۶١,٢ | 81,08 | ۳۰,۰ | ۳۰,۷ | ۳۵,۷ |
| Sr | ٣٣۴ | 581 | 777 | ۳۸۹ | ۵۱۰ | 440 | 888 | 878 | 590 | ۳۲۳ | ۳۲۹ |
| Р | 12.1 | 1898 | 1480 | 1898 | 1898 | 1718 | ۲۰۰۳ | ۱۸۰۵ | ۱۸۵۱ | 1461 | 1726 |
| Pr | 4,91 | ۵,۶۹ | ۵,۲۸ | ٩,٠٠ | ۲,۱۱ | ۶,۱۹ | ۸,۷۵ | ۱۰,۲ | ۸,۳۶ | ۴, ۱۰ | ۸,۷۸ |
| Nd | ۲١,٠ | 24,7 | ۲١,٠ | ۳۲,۱ | ۲٩,٠ | 51,8 | ۳۷,۰ | ۳۸,۲ | ۳۵,۸ | ۳۹,۸ | ۳۵٫۸ |
| Zr | ۱۷۹ | 101 | ۷۵,۳ | 44,7 | 777 | 181 | ۲۸۰ | 748 | ۲۷۹ | 388 | 189 |
| Hf | ۴,۵۰ | ۳,۸۹ | ۲,۰۵ | 1,81 | ۵,۶۰ | 4,19 | ۶,۹۵ | ۵,۷۲ | ۷,۳۵ | ۹,۱۳ | 4,70 |
| Sm | 4,4. | ۵,۲۷ | ۴,۵۸ | ۶ , ۴۶ | ۵,۹۰ | 4,07 | ۶,٩٠ | ٨,•۴ | ۶,۷۴ | ٧,۴٨ | ۶,۶۳ |
| Eu | ١,١٧ | ۱,۵۸ | 1,14 | 1,84 | ١,۴٨ | ١,٣٨ | 1,47 | 2,74 | ۱,۳۶ | ١,٧٣ | 1,79 |
| Gd | 4,17 | 4,49 | ۴,۰۸ | ۵,۸۲ | 4,90 | ۴,۰۵ | ۵٫۸۹ | ۶,۷۶ | ۵,۵۷ | ۶,۲۹ | ۵,۴۶ |
| Tb | ۰,۸۲ | ۰٫۸۱ | ۰,۷۰ | ۰,۹۵ | ۰٫۸۴ | ۶۷, ۰ | ۱,۰۳ | 1,18 | ۰,۹۸ | ١,٠٢ | ۹۶, ۰ |
| Dy | 4,54 | 4,51 | ۳,۹۱ | ۵,۳۷ | ۴,۷۰ | ۳,٧۶ | ۵,۶۲ | ۵,۵۷ | ۵,۴۵ | ۵,۶۸ | ۵,۳۶ |
| Но | ١,١١ | ۰,۹۷ | ۰٫۸۰ | ۱,۰۶ | ۱,۰۱ | ۰,۷۸ | ١,١٧ | 1,47 | ١,١٣ | ١,٢٧ | ١,٠٩ |
| Er | ۲,۹۱ | ۲,۵۲ | ۲,۰۳ | ۲,۸۵ | 7,88 | ۲,۰۹ | ۳,۰۶ | 4,•9 | ۲,۹۸ | 3,44 | ۲,۸۵ |
| Tm | ۰ ۵۰ | ۴۶, ۰ | ۳۷, ۰ | ۰٫۵۷ | ۰۵۰ | ۴۳, ۰ | ۰٫۵۷ | • ,54 | ۰,۵۶ | • ,54 | ۰٫۵۳ |
| Y | ۲۸,۵ | ۲۵,۸ | ۲۰,۰ | 27,1 | ۲۸,۳ | 22,9 | ۳۲,۱ | ۳۶,۹ | ۳۰,۹ | ۳۸,۰ | ۲۸,۵ |
| Yb | ٢,٩٢ | ۲,۹۱ | ۲,۱۸ | ۲,۹۸ | ۲,۹۸ | ۲,۳۹ | ۳,۳۸ | 4,77 | ۳,۲۵ | ۳,۸۵ | ۳,۱۱ |
| Lu | •,47 | ۵۳, ۰ | ۳۵, ۰ | ۰٫۵۷ | ۴۷, ۰ | ۴۸, ۰ | ۰٫۵۷ | ۰,۷۱ | ۰٫۵۳ | ٠,۶٠ | ۰ ۵۰ |
| Co | ۳۲,۵ | ۳۰,۲ | ۲۸,۴ | ۲۰,۴ | 10,8 | 18,1 | 9,40 | ۱۰,۹ | ٨,•۶ | ٩,١٧ | ٨,۴٠ |
| Cu | ٩,٩٧ | ۵۱,۰ | ۷۱٫۷ | 88,8 | ۱۴,۸۳ | 17,7 | ۵,۱۱ | ۷,۵۲ | ۵,۲۵ | ۱۷,۱ | 17,9 |
| Ni | ۲١,۵ | 79,8 | ۲۵,۴ | 14,1 | ٢,٩٨ | ۸,۲۱ | 4,97 | 4,18 | ۳,۳۴ | 4,19 | 4,71 |
| Sc | ۳۱,۲ | ۲٩,۵ | 74,9 | ۱۸,۱ | 18,9 | ۱۵,۵ | ۱۳,۶ | 18,8 | 17,8 | 17,8 | ۱۲,۰ |
| V | ۱۸۵ | 7.4 | 144 | 1771 | ١٠۵ | 11. | ٧۶,۵ | 88,08 | ۷۰,۶ | ١٠٩ | 89,7 |

| جدول ۱. نتایج تجزیه ژئوشیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب و نادر خاکی بهروشهای ICP-MS ، XRF و |
|--|
| ICP-OES برای سنگهای بررسی شده |

| Samples | Ab58 | Ab45 | Ab5 | Ab40 | Ab17 | Ab24 | Ab42 | Ab10 | Ab11 | Ab16 | Ab9 |
|-----------|-------|------|--------------|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------|
| Rock type | | | سيت | يت-تراكىدا. | تراک | - | | | يت | داس | |
| SiO2 | ۶۵,۶ | 88,· | <i>99,</i> 9 | <i>۶</i> ۶,۹ | ۶۷,۸ | ۶۸,۵ | ۶٨,۶ | ۶۴,۰ | 88,1 | ۶۶,۵ | 88,V |
| A12O3 | ۱۵,۹ | ۱۵,۲ | ۱۵٫۸ | ۱۵,۷ | 18,7 | ۱۵,۹ | 18,7 | 10,7 | ۱۵,۴ | 10,8 | 14,7 |
| Fe2O3 | ۴,۷ | ۳,۵ | ۳,۳ | ۳,۸ | ۳,۲ | ۲,۸ | ٣,٠ | ۵,۸ | 4,9 | ۴,۳ | ۳,۲ |
| CaO | ١,٩ | ۲,۳ | ٨, ٠ | ۲,۳ | ٨, ٠ | ١,٣ | ۰,۲ | 4,1 | ۲,۸ | ۲,٣ | ۳,۶ |
| MgO | ۱,٣ | ١,۵ | ۰,۱ | ١,١ | ۰,۹ | ۰,۹ | ۴, ۰ | ۲,۱ | ١,٩ | ۱,۴ | ٨, ٠ |
| Na2O | ۲,۸ | ۲,۶ | ۳, ۰ | ۳,۲ | ۳,۴ | ٣,٠ | ٣,٠ | ۲,۵ | ۲,۶ | ٣,٣ | ۲,۲ |
| K2O | ۵,۸ | ۵,۹ | ۵. ۱۰ | ۴,۹ | 4,9 | ۵,۱ | ۵,۳ | ٣,٠ | ۳,۴ | ۳,۶ | ۱,۸ |
| P2O5 | ۳, ۰ | ۲, ۰ | ۰,۲ | ۲, ۰ | ۲, ۰ | ۰,۲ | ۰,۲ | ٣, ٠ | ۰,۲ | ۰,۲ | ٠,١ |
| TiO2 | ۰,۷ | ۵, ۰ | ۵, ۰ | ۶, ۰ | ۵, ۰ | ۰,۴ | ۵, ۰ | ۵, ۰ | ۰,۴ | ۵, ۰ | ۵, ۰ |
| 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 | 1,87 | ١,٢٠ | 1,14 | ۱,۳۱ | ١,۶٢ | 1,44 | ٢,١٢ | ۱,۸۶ | 7,74 | १,۴१ |
| Total | ٩٩,٩ | ٩٩,٩ | ۹۹,۵ | ۹۹,۸ | ٩٩,٨ | ٩٩,٩ | ۹۹,۸ | ۹۹,۷ | ٩٩,٩ | ٩٩,٩ | ۹۹,۷ |
| Rb | ۱۹۸ | ۲۱۹ | ۳۱۲ | ۱۳۹ | 140 | ۲۲۰ | ١٢٩ | ۸۵,۳ | 1.7 | 1 | 188 |
| Ba | 748 | 477 | 754 | ۶۲۱ | ۸۷۲ | ٨۴٣ | ۸۸۳ | ٧١۴ | ۷۳۹ | ۸۲۵ | 947 |
| Th | 18,1 | 77,7 | ۲۳,۴ | 11,1 | ۲۲,۹ | ۲۷,۳ | 18,5 | ٧,۴٧ | ۹,۵۳ | ۵, ۱۰ | ۱۱,۰ |
| U | ۵,۰۹ | ٧,۶٠ | ٨,٠٨ | ٣,٠٢ | ۵,۲۸ | ۸,۸۰ | ۲,۹۷ | ۲,۳۹ | 7,47 | ۲٫۵۷ | ۳,۹۶ |
| Nb | ۳۴,۰ | ۳۸,۷ | ۳۰,۷ | ۴, ۳۰ | ۳۵,۷ | 44,7 | 74,4 | ۱۷,۶ | ۱۸,۶ | ۱۸,۲ | ۲۵,۹ |
| Та | ۵,۳۰ | ۵,۲۴ | ٢,٩٧ | ۱,۶۸ | ۴,۵۷ | ۳,۴۹ | ۳,۴۲ | ١,٠۵ | ۲,۱۵ | 1,87 | 1,08 |
| La | 47,7 | 49,1 | ۳۷,۱ | 47,7 | ۶۲,۹ | 88,T | ۵۰,۳ | ۳۱,۱ | ۲۹,۷ | ۳۲,۸ | 41,4 |
| Ce | 76,8 | ٨۶,۶ | ۶۳,۹ | ۲۹٫۵ | ۱۱۳ | 174 | ۹١,٣ | ۴۸,۹ | ۵۴,۶ | ۶١,٠ | ۷۲,۲ |
| Pb | ۲٩,٠ | ۳۸,۲ | ۴۰,۵ | ۱۸,۲ | ۲۵,۷ | ۱۳,۹ | ۲۳,۰ | 24,7 | 18,0 | ۱۹,۸ | 17,4 |
| Sr | 787 | ۲۱۸ | ٩٨,۴ | 799 | ۴۰۵ | 787 | 147 | ۳۵۱ | ۲۵۹ | 79. | ٨٠٧ |
| Р | 1497 | ۷۲۶ | ۸۲۱ | ۸۵۳ | ٩٣٠ | ۵۷۹ | ۶۰۷ | ٩٢٢ | ١٣٧ | ٨٠٠ | ۳۳۹ |
| Pr | ٩,٩٢ | ۹٫۵۴ | ٧,٢٩ | ٩,٠٨ | 11,8 | 14,0 | ٩,۶٠ | ۶,۰۵ | ۵,۴۹ | ۶,۱۱ | ٩,٣١ |
| Nd | ۳۸,۱ | 84,1 | 27,1 | ۳۵,۶ | 40,. | 47'4 | 88,8 | 74,7 | ۲۱٫۲ | 51,8 | ۳۶,۹ |
| Zr | ۳۱۳ | ۳۷۰ | ۳۹۷ | ۳۳۵ | ۴۸۴ | ۵۷۹ | ۱۵۹ | ۹۷,۸ | ۹١,١ | 1.7 | 307 |
| Hf | ۸,۳۳ | 9,47 | ٩,۵٧ | ۷,۷۵ | ۱۰,۲ | ۱۳,۵ | 4,99 | ۳,۰۰ | ۲,۹۳ | ۲,۹۸ | ٩,٠۴ |
| Sm | ۷,۰۰ | ۵,۹۲ | ۵,۶۷ | ۶,۵۸ | ۶,۸۸ | ٨,٣٩ | 8,87 | 4,19 | 4,17 | 4,79 | ۶ , ۹۹ |
| Eu | ١,۶٠ | 1,19 | ۲,۰۱ | ۱,۸۵ | ١,۶٧ | ۲,۰۶ | ١,٩٠ | ١,٢٨ | ۱,۰۶ | ١,١٨ | ۱,۷۵ |
| Gd | ۶,۰۳ | ۵,۴۶ | 4,98 | ۵٫۵۹ | ۵,۸۸ | ٧,۶۴ | ۵,۴۳ | 4,77 | ۳,۶۳ | ۳,۸۰ | ۷,۲۰ |
| Tb | ٠,٩٩ | ٠,٩١ | ۰,۷۵ | ٠,٩٩ | ۱,۰۱ | ١,١١ | ۰٫۸۶ | ۶۷, ۰ | ۶٩, ۰ | ۰,۷۲ | 1,17 |
| Dy | ۵,۳۳ | ۴,۸۳ | ۵,۰۴ | ۵,۰۹ | 4,47 | ۵,۷۷ | 4,47 | 4,•4 | ۳,۶۹ | ۳,۵۷ | ٧,٠٧ |
| Но | ١,١٩ | ۱,۰۸ | 1,70 | 1,17 | ۸۸, ۰ | 1,10 | ۰,۹۷ | ۰٫۸۹ | ۰,۷۹ | ۰,۷۹ | 1,80 |
| Er | ۳,۲۱ | ۲,۹۸ | ۳,۶۷ | ۲,۹۸ | ۲,۴۰ | ٣,٢٢ | 7,84 | 7,84 | 7,14 | ۲,۰۲ | 4,80 |
| Tm | ۰٫۵۹ | ۰,۵۶ | ۶٩, ۰ | ۰٫۵۲ | ۴۵, ۰ | ۶٩, ۰ | ۴۸, ۰ | ۴۴, ۰ | ۴۱, | ۴۱, | ۰٫۸۰ |
| Y | ۳۵,۴ | ۳۳,۹ | ۴۰,۰ | ۳۳,۹ | ۳۱,۵ | ۳۹,۲ | ۲۷,۴ | ۲۵,۰ | ۲١,٨ | 51,8 | 47'4 |
| Yb | ۳,۵۸ | ۳,۶۶ | 4,81 | ۳,۴۸ | ۲,۸۸ | ۳,۸۷ | ۳,۳۱ | ۲,۷۱ | ۲,۵۲ | 7,49 | 4,91 |
| Lu | ۵۵, ۰ | ۰٫۷۰ | ٠,٩٩ | ۶۵, ۰ | ۰,۵۴ | ۳۸,۰ | ۶۱, ۰ | ۰,۵۴ | ۴۴, ۰ | ۴۶, ۰ | ۱,۰۰ |
| Со | ٧,۴٨ | ۶,۵۹ | 4,08 | 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 | ٠,۶٠ | ٠,۶٠ | ٠,۶٠ | 18,1 | ۱۸,۷ | ۳, ۱۰ | ۵,۴۵ |
| Ni | ۷,۰۴ | १,११ | ۵,۴۲ | ۵,۴۶ | ٣,١٠ | ۲,۶۵ | ۲,۴۷ | 9,44 | 4,78 | ٣,۵٩ | ۲,۵۸ |
| Sc | ١٢,٧ | ۸,۸۵ | ۸,۶۷ | ٩,٧٧ | ۵,۶۴ | ۵,۷۴ | ۶,۸۷ | ۱۳,۱ | ۱۰,۹ | ۱۰,۲ | 17,1 |
| V | ۵۴,۸ | ۳۶,۸ | 40,1 | ۳۳,۷ | 18,4 | ۱۸,۲ | ۱۸,۶ | ٨۵,٩ | ۶۳,۴ | 88,5 | ۳۴,۵ |

ادامه جدول ۱

علوم زمین خوارزمے

| ورزعي | - 0 | -)1 | <i>7</i> - |
|----------|------------|--------|------------|
| خوارزمی) | وم دانشگاه | ريه عل | (نش |

| Samples | Ab46 | Ab12 | Ab67 | Ab66 | Ab39 | Ab3 | Ab33a | Ab19 | Ab18 | Ab23 |
|-----------|-------|----------------|--------|-------|-------|--------|--------------|---------------|-------------|-------|
| Rock type | | يت | داس | | ېت | ريولي | | ى نيمەعمىق | توده ريوليت | |
| SiO2 | ۶۷,۷ | ۶۷,۸ | ۶۸,۲ | ۶۸,۵ | ۶٩,۵ | ۷۳,۰ | ۶٩,٨ | ۶۹ <u>,</u> ۹ | ۷۲٫۸ | ٧٣,٩ |
| Al2O3 | ۱۵,۵ | ۱۵,۰ | ۱۵,۹ | ۱۵,۹ | ۱۵,۹ | 14,8 | ۱۷,۶ | ۱۵,۷ | 14,1 | ۱۵,۸ |
| Fe2O3 | ۴,۷ | ۳,۸ | ٣,٠ | ۳,۱ | ۲,۹ | ۲,۴ | ۶, ۰ | ۸,۱ | ۲,۳ | ١,٧ |
| CaO | ٣,۴ | ٣,۴ | ۱,۵ | 7,4 | ٨, ٠ | ٣, ٠ | ۶, ۰ | ٣, ٠ | ٨, ٠ | ۰,۲ |
| MgO | 1,۴ | ۰,۷ | ۶, ۰ | ۸, ۰ | ۵, ۰ | ۰,۲ | ۵, ۰ | ۰,۲ | ۰,۴ | ۶, ۰ |
| Na2O | ۲,۹ | ۳,۴ | ۲,۸ | ۲,۹ | ۳,۵ | ۰,۲ | ۲,۴ | ٣,٠ | ۲,۸ | ۰,۲ |
| K2O | ٣,٣ | ۱,۶ | ۴,۷ | 4,1 | ۴,۷ | ۶,۲ | ۵,۲ | ۶,۶ | ۴,۷ | ۴,۳ |
| P2O5 | ۰,۲ | ۲, ۰ | ۰,۲ | ۰,۲ | ۰,۲ | ٠,١ | ۰,۲ | <٠,١ | ٠,١ | <۰,۱ |
| TiO2 | ۵, ۰ | ۴, ۰ | ۵, ۰ | ۵, ۰ | ۵, ۰ | ٣, ٠ | ۰,۴ | ۵, ۰ | ۰,۴ | ٣, ٠ |
| MnO | ۰,۱ | ۰,۱ | - | ۰,۱ | <٠,١ | <٠,١ | <۰,۱ | - | <٠,١ | <٠,١ |
| L.O.I. | ۰,۲۵ | ۳,۴ | ۲,۲۳ | ١,٣٧ | 1,87 | ٢ | ۲,۳۹ | ١,١١ | 1,44 | ۲,۷۷ |
| Total | ٩٩,٩ | ۹۹,۸ | ٩٩,٨ | ٩٩,٩ | ٩٩,٨ | ٩٩,٩ | ٩٩, ۶ | 99,7 | ٩٩,٨ | ٩٩,٧ |
| Rb | ۱۰۱ | ١٠٩ | 148 | 188 | 114 | 519 | ١٨٢ | 510 | ٩۵,٩ | ۱۷۰ |
| Ba | ۳۷۷ | ۷۵۲ | ۹۹۵ | ۱۰۳۷ | ۸۸۶ | ١٨٨ | 1.49 | ١٠٣٣ | ٧١٧ | 741 |
| Th | ۳, ۱۰ | ۹,۵۶ | 18,5 | ۳, ۱۰ | 11,5 | 14,5 | 18,7 | ۲۳,۸ | 19,4 | 17,4 |
| U | ۳,۰۳ | ۲,۸۰ | 7,57 | ۳,۲۷ | 7,79 | ۳,۰۸ | ٧,٢١ | ٨,١٨ | ۲,۷۸ | ۵٫۸۵ |
| Nb | ۱٩,٩ | ۱۷,۶ | 20,1 | ۲۵,۶ | ۲۳,۴ | ۱۷,۰ | ۱۷,۳ | 44,7 | ۲٩,٠ | 777,4 |
| Та | 1,77 | ۲,۰۲ | ۲,۱۷ | 1,47 | 2,57 | ١,۶٨ | 3,70 | 4,47 | ۲,۸۰ | 8,88 |
| La | ۳١,٩ | ۴۰,۴ | ۵۲,۳ | ۳۷,۱ | 43,1 | 34,1 | 40,7 | ۶۲,۰ | 40,9 | ۳۸,۱ |
| Ce | 54,9 | 68,1 | ٩٠,٧ | ۶۸,۹ | ۷۸,۹ | ۵۵,۱ | ٨۶,٣ | 178 | ۸۷,۸ | ۶۲,۹ |
| Pb | 11,01 | 78,10 | 11 | 70,87 | ۳۸,۳۴ | 74,98 | ۲۱ | 4,•4 | ۱۱,۰۰ | 59,98 |
| Sr | 291 | ۳۰۱ | 198 | 749 | ۱۸۵ | ۵۸,۶۸ | 209 | ١٧٩ | 747 | 18,81 |
| Р | ۷۴۰ | ۷۷۲ | 848 | 410 | ۷۰۵ | ۴۰۰,۰۰ | 278 | ٩٨,۶۵ | ۵۳۴ | 111 |
| Pr | ۶,۶۰ | ۵,۵۲ | ۱۰,۱ | ٨,١٧ | ۸,۶۴ | ۶,۴۰ | ٩,۵٢ | 16,7 | ٨,٩۵ | १,८१ |
| Nd | ۲۳,۵ | ۱۹,۵ | 378,1 | ۳۰,۳ | ۳۲,۷ | 24,7 | ۳٩,۵ | ۵۱,۹ | ۳۳,۲ | ۳۰,۳ |
| Zr | ۹۰,۶ | 114 | 142 | 294 | 181 | 11. | ۷۵,۴ | 540 | ۳۹۱ | ١٨٩ |
| Hf | 7,94 | ٣,١٩ | 4,17 | ۶,۸۵ | 4,00 | ۳,۷۸ | ۲,۸۳ | 17,1 | ٨,۶٧ | ۵,۴۲ |
| Sm | ۴,۸۷ | ۳,۸۶ | ۷,۰۴ | ٧,۴٠ | ۵,۸۷ | ۳,۹۶ | ۷,۸۷ | ٨,۵٧ | ۵,۲۶ | ۲,۸۶ |
| Eu | ۱,۳۵ | ۱,۰۸ | ۲,۱۸ | 7,18 | ۱,۷۶ | ۱,۱۰ | ۱,۸۰ | 7,74 | ۱,۱۸ | ۰,۶۱ |
| Gd | 4,•9 | ۳,۴۴ | ۵,۸۴ | ۵,۹۰ | 4,89 | ۳,۵۲ | ۵٫۸۱ | ٨,٠٠ | 4,84 | ۲,۸۰ |
| Tb | ۰,۷۱ | ۶۷, ۰ | ۰٫۸۹ | ١,٠٧ | ۰,۷۶ | ۰,۵۳ | ۰,۹۶ | ۱,۳۰ | ۰,۷۳ | ۴۳, ۰ |
| Dy | ۳,۹۵ | ۳,۲۵ | ۴,۳۵ | ۵,۶۹ | ٣,٩١ | ۳,۲۸ | ۴,۸۲ | ۶,۸۷ | ۳,۴۰ | ۲,۸۵ |
| Но | ۰,۹۲ | ۰,۷۲ | ۱,۰۳ | 1,49 | ۰٫۸۷ | ۰,۷۴ | ۰,۸۳ | ١,٣١ | ۶۹, ۰ | • ,87 |
| Er | ۲,۴۹ | ۱,۹۵ | ۳,۰۹ | 4,89 | ۲,۳۰ | ۲,۲۵ | ۲,۱۳ | ۳,۳۶ | 1,9۴ | ۱,۸۰ |
| Tm | • ,49 | ۳۸, ۰ | ۴۸, ۰ | ۰,۷۳ | ۴۲, ۰ | ۴۱, | ۰,۳۹ | ۶۴, | ۰,۳۸ | ۴۳, ۰ |
| Y | 74,9 | ۲۱,۶ | 78,1 | ۳۹,۴ | 74,7 | ۲١,٣ | ۵, ۲۰ | 44,9 | 74,4 | ۱۸,۹ |
| Yb | ۲,۸۷ | ۲,۳۶ | 3,44 | 4,99 | ۲,۹۹ | ۲,۷۳ | ۲,۵۰ | ۳,۵۹ | ۲,۳۳ | ۲,۶۸ |
| Lu | ۴۳, ۰ | ۴۵, ۰ | ۰٫۵۹ | ۰,۸۳ | ۰,۵۶ | ۰٫۵۷ | ۴۵, ۰ | ۰,۷۴ | • ,49 | ۵۵, ۰ |
| Co | 9,49 | ٩,٠٨ | 4,70 | ۴,۰۵ | ۳,1۶ | ۲,۸۲ | ۷,۸۳ | • ,79 | ١,٣١ | ۰,۸۶ |
| Cu | 17,87 | 17,79 | < ع, ۰ | 18,47 | ٠,۶٠ | ۰,۶۰ | 11,.8 | ۰,۶۰ | ۰,۶۰ | ١٣,٧٧ |
| Ni | ۳,۹۵ | ۲,۶۰ | ٣,٩٣ | ۲,۱۷ | ۲,۶۷ | ١,۶٨ | ۵,۷۶ | 7,74 | ٣,١٣ | ۲,۳۷ |
| Sc | ۱۰,۶ | ٩,٨۵ | ۸,۸۵ | 11,4 | ٧,٣٣ | ۴,۸۲ | 4,88 | ۵,۳۴ | 4,1. | ۵,۷۴ |
| V | ۵۳,۷۸ | ۶۰ <u>,</u> ۶۰ | ۲۸,•۲ | 22,24 | 78,81 | ۲۰,۰۳ | 17,17 | ۱۵,۷۵ | 11,11 | 10,44 |

ادامه جدول ۱



شکل ۲. موقعیت چینهنگاری واحدهای آتشفشانی منطقهٔ آقداغ

واحدهای آتشفشانی با ترکیب حدواسط مرحلهٔ ۲، روی نهشتههای ریولیتی مرحلهٔ ۱، ریخته شدهاند (شکل ۲) و در درون خود نیز توف و گدازه ریولیتی (واحد ^IE) را دربردارند (شکل ۴ ب). بنابراین شاید بتوان سنگهای آتشفشانی مراحل ۱ و ۲ را از جمله شواهد روی زمین آتشفشانی دوگانه در منطقهٔ بررسی شده تلقی کرد. در مرحلهٔ ۳، گدازه داسیتی و برش هیبریدی (واحد ^{IEI})، سپس ایگنیمبریت با ترکیب داسیتی-ریولیتی (واحد ^{IEI}) نهشته شدند. برش میبریدی، دربردارنده قطعههایی با ترکیب آندزیتی است که با همبری بینانگشتی با خمیره ریولیتی صورتی تا مفیدرنگ، دربرگ میبریدی، دربردارنده قطعههایی با ترکیب آندزیتی است که با همبری بینانگشتی با خمیره ریولیتی صورتی تا سفیدرنگ، دربر گرفته شدهاند (شکل ۴ پ). یینانگشتی با خمیره ریولیتی صورتی تا سفیدرنگ، دربر گرفته شدهاند (شکل ۴ پ). این برشها در شمال باختری روستاهای شورجه و خلج و جنوب روستای سفیدرنگ، دربر گرفته شدهاند (شکل ۴ پ). این برشها در شمال باختری روستاهای شورجه و خلج و جنوب روستای بنگجه (شکل ۱) برونزد دارد و میتوان آن را بهعنوان شاهدی از زمین آمیختگی ماگمایی معرفی کرد. در شمال روستاهای برزابیل، باریک آب و خلج (شکل ۱ و ۲) و در بالای برش هیبریدی، ایگنیمبریتها برونزد دارند (واحد ا¹⁹¹). این ایگنیمبریت ار امیتوان بر حسب فراوانی قطعههای آندزیتی، فیامها و تراشههای شیمای اسیدی به انواع (شکل ۴ ث). واحد و میتوان آن را بهعنوان شاهدی از زمین آمیختگی ماگمایی معرفی کرد. در شمال (¹⁹¹). این ایگنیمبریت-برش، ایگنیمبریت-گرا و خلج (شکل ۲ و ۲) و در بالای برش هیبریدی، ایگنیمبریتها برونزد دارند (واحد ا¹⁹¹). حسب فراوانی قطعههای آندزیتی، فیامها و تراشههای شیمای اسیدی به انواع (شکل ۴ ث). واحدهای آتشفشانی مرحله ۴، در دامنهٔ باختری و شمال باختری آقداغ رخنمون دارند (شکل ۱). در این حاصل آمیختگی مذاب ریولیتی با مذاب آندزیتی دانست که قطعههای آندزیتی در مذاب ریولیتی به حرکت در آمدند (مکل ۴). در این مرحله، ابتدا گدازهای برولی ۱، در این در همای باختری و شمال باختری آوداغ رخنمون دارند (شکل ۱). در این مرحله، ابتدا تواد و خاصی آدهای بازالتیک آندزیت و تراکیداسیت (واحد ¹⁰ه) و مرمان باختری آقداغ رخنمون دارند (شکل ۱). در این مرحله، ابتدا توادی این مرحله باختری و شمال باختری آوداغ رونموای راند (سکل ۱). در این مرحله، ابتدا تواد و خاکست توف نه مرحل

که در جنوب باختری منطقهٔ بررسی شده و در یک امتداد شمال باختری-جنوب خاوری برونزد داشته و واحد E^{ig2} را تشکیل دادهاند. در مقایسه با ایگنمبریتهای مرحلهٔ ۳، ایگنمبریتهای مرحلهٔ ۵، ترکیب داسیتی داشته و ایگنیمبریت-برش و ایگنیمبریت-گدازه در آنها فراوانتر است. ایگنمبریت-توف نیز بهمقدار ناچیز دیده میشود. بهنظر میرسد که در پایان ائوسن-الیگوسن (؟) 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 بهنظر 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 زاج کان 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 بازیک نیز در آن دیده می شوند، 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 زاج کان بالا که ساخت منشوری دارند به می می از دیده می شوند، 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 زاج کان بالا که ساخت منشوری دارند (دید رو به می تمال باختری)، ت) گدازههای آندزیتی واحد E^{an1} در خاور روستای زاج کان بالا که ساخت منشوری دارند (دید رو به می تمال خاوری)، ث) نمایی از گدازههای آندزیتی واحد اع¹¹ و وحد ا¹¹ همراه با میان لایههای توف فروژن از واحد ¹¹ و توف سبز از واحد ¹¹ و را در شمال روستای ینگجه با دید به سمت شمال خاوری را نشان می دهد، چ) می گدازههای آندزیتی واحد آنهای ینگجه با دید به می توند، چ) برش هیالوکلاستیک از گدازههای آندزیتی واحد آنها می شمال خاوری را نشان می دهد، چ) در در واحد ¹¹ و توف سبز از واحد ¹¹ و را در شمال روستای ینگجه با دید به سمت شمال خاوری را نشان می دهد، چ) واحد ¹¹ و توف سبز از واحد آ¹¹ و را در شمال روستای مهین که به صورت طنابی دیده می شوند، چ) برش هیالوکلاستیک از گدازههای آندزیتی واحد ا²¹ می در شمال روستای مهین که به صورت طنابی دیده می شوند، چ) برش هیالوکلاستیک از واحد ¹¹ و راحد آ¹¹ می دهد. زمینه هیالوکلاستیت به رنگ سبز دیده می شود



شکل ۴. الف) نمایی از گسترش توف فروژن (واحد E^{ft}) در زیر گدازههای آندزیتی فیریک (واحد E^{an2}) جنوب روستای مرشون، (دید بهسمت شمال)، ب) رخنمون گدازههای آندزیتی E^{an1} و گدازه ریولیتی E در شمال روستای چنگوره، (دید بهسمت شمال)، ب) برش هیبریدی از واحد ^{bb} و گدازه ریولیتی برزابیل نشان میدهند. چنگوره، (دید بهسمت شمالخاوری)، پ) برش هیبریدی از واحد ^{bb} را در شمال روستای برزابیل نشان میدهند. در این تصویر، قطعههای آندزیتی با حاشیهٔ 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 ^{bb} در اسیدی و حدواسط که در خمیرهای داسیتی چیدمان شدهاند. این عکس از گدازه داسیت هیبریدی واحد ^{bb} در شمال باختری روستای شورجه برداشته شد، ث) نمایی از ایگنیمبریت برش در زیر و ایگنیمبریت-گدازه در بالای شمال باختری روستای شورجه برداشته شد، ث) نمایی از ایگنیمبریت (واحد ^{igl} را در جنوا در بالای فیریک با حاشیهٔ بین انگشتی در میده می از جمله شواهد صحرایی آمیختگی ماگمایی به حساب آورد. این عکس از تعزیت می در بالای اندزیت با حاشیهٔ بین انگیشتی در میدون در این عکس از گدازه داسیت هیبریدی واحد ^{bb} در شمال باختری روستای شورجه برداشته شد، ث) نمایی از ایگنیمبریت برش در زیر و ایگنیمبریت در آن دید و احد ^{bb} در واحد ^{bb} در ای در بالای از ایگنیمبریت از می در زیر و ایگنیمبریت در از آندزیت قرمال باختری روستای قرار قرده شده و می توان از جمله شواهد صحرایی آمیختگی ماگمایی به حساب آورد. این عکس از شمال روستای قارلوق برداشته شد

پیامد فعالیتهای تکتونیکی در منطقه، بهصورت چینخوردگی، گسلش، زمین لغزش و اسلامپ ظاهر شده است. چنان که گفته شد، واحدهای آتشفشانی بررسی شده، چین خورده و ساختارهای تاقدیس و ناودیس دارند. محور اغلب چینها، شمال باختری-جنوب خاوری است. هم چنین این واحدها، به وسیلهٔ دو دسته از گسل ها قطع شدهاند. گسل های نسل اول از جمله گسل ینگجه و گسل خلج که روند شمال باختری-جنوب خاوری داشته و نقش عمدهای را بر تکتونیک منطقه ایفا می کنند. چنان که در نقشهٔ زمین شناسی مشاهده می شود (شکل ۱)، آن ها بیش تر در بخش های مرکزی و باختری منطقهٔ 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 بهصورت متعدد و مجاور هم در باختر منطقهٔ بررسی شده فعال هستند. به باور لندگرف و همکاران [۴۲]، گسلهای مجاور، فعل و انفعال داخلی با یک دیگر داشته و در نتیجه با افزایش نیرو سبب لرزه و مخاطرههای طبیعی مربوط در مجاورت خود می شوند. 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 شمال خاوری روستای اسدآباد ویژگیهای مؤلفه امتداد لغز چپ گرد را نشان می دهند.

در گدازههای بازالتیک آندزیتی واحد E^{an1} در شمال روستای شورجه و باختر روستای ینگجه و گدازههای تراکی-آندزیتی واحد E^{dat} در جنوب باختری روستای قارقالو، مالاکیت، کالکوپیریت دگرسان شده به کولیت و دیژنیت، منیتیت و هماتیت را میتوان یافت. در ریولیتهای واحد I^{rt1} در جنوب روستای شورجه، هماتیت به صورت بلورهای خودشکل و پراکنده دیده می شود. پرلیت نیز در واحد هیبریدی E^{hb} در شمال باختری روستای شورجه یافت شده است. به علاوه رخنمون هایی از دگرسانی در اطراف تودههای نیمه عمیق ریولیتی (واحد Rh) روستای زاج کان بالا گسترش یافته است (شکل ۱).

تحولات سنگشناسی

چنان که گفته شد، گدازههای ائوسن در منطقه آقداغ، دارای تنوع ترکیبی از سنگهای بازیک-حدواسط تا اسیدی هستند. گدازههای حدواسط که در واحدهای مختلف زمین شناسی (شکل ۱) رخنمون دارند ترکیب بازالتیک آندزیتی، آندزیتی، تراکی آندریتی، داسیتی و تراکی داسیتی دارند و بافت میکروسکوپی فیریک در آن ها فراوان است (شکل ۵ الف). بهعلاوه در گدازههای بازلتیکآندزیتی واحد E^{an2} در شمال روستای اسدآباد، بافت یورفیریتیک 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 بازالتیکآندزیتی، آندزیتی و تراکیآندریتی را به فوران این گدازهها در محیط کمعمق آب نسبت داد [۴۳]، [۴۴]. فنوکریست غالب در گدازههای حدواسط پلاژیوکلاز است. پس از آن، بهترتیب 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 بهخصوص در گدازههای آندزیتی واحد $\mathrm{E}^{\mathrm{an1}}$ یافت می شوند. با توجه به وجود میانبارهای الیوین و اوژیت در فنوکریستهای پلاژیوکلاز، میتوان ترتیب تبلور در گدازههای بازالتیکآندزیتی، آندزیتی و تراکیآندزیتی را بهترتیب اليوين-اوژيت-پلاژيوكلاز در نظر گرفت. گاهي تجمع فنوكريستهاي پلاژيوكلاز، اوژيت و بهندرت پسودومورفهاي 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 بهصورت فنوکریستهای درشت، نسبتاً سالم و شکلدار

دیده می شوند. دسته دیگری از فنو کریست ها، شواهد عدم تعادل ماگما مانند منطقهبندی نوسانی (شکل ۵ ت)، ساختار لانهزنبوری (شکل ۵ ث)، بافت الکی و حاشیهٔ انحلال یافته دارند. این گونه علائم به اختلاط ماگمایی یا کاهش ناگهانی فشار نسبت داده شده است [۴۵]. هم چنین میکرولیت های پلاژیوکلاز به فراوانی در خمیره پراکنده اند. فنو کریست های او ژیت از حاشیه و یا از مرکز دچار انحلال شده و در امتداد خورد گی ها به هورنبلند جانشین شده اند. فنو کریست های هورنبلند و بیوتیت نیز با حاشیه اکسیده دیده می شوند.

آمیختگی ماگمایی در گدازههای حدواسط منطقه از جمله در گدازههای داسیتی واحد E^{hb،} چشم گیر است. در این گدازهها، بقایایی از قطعههای آندزیتی اکسیده شده دیده میشوند که دربردارنده میکرولیتهای پلاژیوکلاز و بلورهای ریز کانیهای فرومنیزین هستند. گاهی دارای حفره و یا فاقد حفرهاند اما با همبری بین انگشتی بهوسیلهٔ 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 مرحلهٔ ۲، ترکیب ریولیتی دارند. در ایگنیمبریتهای بررسی شده، بافتهای میکروسکوپی کلاستیک-ايگنيمبريتي (شكل ۵ د)، كريستالوكلاستيك-ليتوكلاستيك و ويتروكلاستيك فراوان هستند. دربردارنده فيامها 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 ایگنمبریتها دیده میشوند که شاید بتوان آن را به آمیختگی ماگمایی نسبت داد [۴۸]. توفهای بررسی شده در منطقه أقداغ از نوع كريستال توف، ليتيك توف و يا تركيبي از هر دو هستند. بافت غالب در أنها، كريستالوكلاستيك 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 مى شوند. ليتوكلاستها نيز ۴۵-۲۰ درصد از مقاطع ميكروسكوپي كريستال توف، ليتيك كريستال توف و ليتيك 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 بهوسیلهٔ ایدنگزیت و سرپانتین جانشین شده است. اوژیت نیز اغلب به هورنبلند، ترمولیت-اکتینولیت و بهندرت به کلسیت دگرسان شده است. دگرسانی بهکانیهای رسی، سریسیت و کلسیت نیز در پلاژیوکلازها فراوان است. علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)



شکل ۵. الف) بافت فیریک 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 بس سوله در (XPL-4X)، پ) بافت گلومروپورفیریک از گدازه بازالتیک آندزیتی واحد E^{an2} در شمال روستای برزابیل سوله در (XPL-4X)، پ) بافت گلومروپورفیریک از گدازه بازالتیک آندزیتی واحد E^{an1} در شمال روستای برزابیل (XPL-4X)، ت) بافت فیریک با خمیره فلسیتیک از گدازه بازالتیک آندزیتی واحد E^{an1} در شمال روستای برزابیل مهراه با منطقه بندی نوسانی و انحلالیافتگی در فنوکریست پلاژیوکلاز (XPL-4X)، ث) ساختار لانهزنبوری در فنوکریست پلاژیوکلاز (XPL-4X)، ث) ساختار لانهزنبوری در فنوکریستها پلاژیوکلاز از گدازه بازالتیک آندزیت واحد E^{an1} در باختر روستای شورجه فراه با منطقه بندی 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 (XPL-4X)، ث) ساختار لانهزنبوری در فنوکریستها پلاژیوکلاز از گدازه بازالتیک آندزیت واحد E^{an1} در باختر روستای ینگجه (XPL-4X)، ت) ساختار لانهزنبوری در فنوکریسته میدن روستای ینگجه (XPL-4X)، ج) یلوکلاست فنوکریستها پلاژیوکلاز از گدازه بازالتیک آندزیت واحد E^{an1} در باختر روستای ینگجه (XPL-4X)، ج) می فنوکریستها پلاژیوکلاز از گدازه بازالتیک آندزیت واحد E^{an1} در باختر روستای نیخبه (XPL-4X)، ج) آندزیتی اکسیده شده با حاشیه بینانگشتی از برش هیبریدی واحد E^{an1} در جنوبروستای خلج (XPL-4X)، ح) می دهد (XPL-4X)، چ) پسودوفیامها در گدازه ایگنیمبریت واحد E^{ig2} در جنوبروستای خلج (XPL-4X)، ح) می دهد (XPL-4X)، چ) پسودوفیامها در گدازه ایگنیمبریت واحد E^{ig2} در جنوبروستای خلج (XPL-4X)، خ) در شمان مورحه هماده با نوارهای در ایگنیمبریت واحد E^{ig2} در شمال باختری روستای قارلوق نشان می در ایراههای شده در ای در ایگنیمبریت واحد E^{ig1} در شمال خاوری روستای قارلوق نشان می در ایکاره ای در در ایرا در ایگنیمبریت مردازه واحد E^{ig1} در شمال خاوری روستای قارلوق نشان می در (XPL-4X)

ژئوشیمی و خاستگاه تکتونوماگمایی

در این بخش ابتدا نام گذاری و دستهبندی ژئوشیمیایی سنگهای بررسی شده و سپس نقش تفریق و آلایش ماگمایی، محیط تکتونوماگمایی، ذوببخشی پوسته و نمودارهای بههنجار شده از عناصر نادر خاکی و عناصر کمیاب بررسی می شوند. نامگذاری و دستهبندی ژئوشیمیایی: نتایج تجزیههای شیمیایی از سنگهای آتشفشانی بررسی شده، در نمودار نامگذاری SiO₂ به SiO₂+K₂O [۴۹]،روند ماگمایی سابآلکالن دارند و در قلمروهای بازالتیکآندزیت، آندزیت، تراکیآندزیت، تراکیت-تراکیداسیت، داسیت و ریولیت جای گرفتهاند (شکل ۶ الف، جدول ۱). این سنگها دارای مقادیر زیادی K₂O (//۵/۱-/۲/۱) و K₂O/Na₂O (۴۰/۸۴-۵/۱) هستند و در نمودار SiO₂ به K₂O (شکل ۶ ب، [۰۵])، سه روند ماگمایی را میتوان در آنها تشخیص داد که عبارتند از: ۱. روند کالکآلکالن (CA) که دربردارندهٔ گدازههای بازالتیکآندزیت و داسیت است، ۲. روند کالکآلکالن پتاسیم زیاد (HK-CA) که شامل بازالتیکآندزیت، آندزیت، تراکیآندزیت، تراکیت-تراکیداسیت، داسیت و ریولیت هستند، ۳. روند شوشونیتی (SHO) که از گدازههای تراکیآندزیت، تراکیآندزیت را میتوان در آنها تشخیط داد که عبارتند از: ۱. روند کالکآلکالن (SHO) که دربردارندهٔ



شکل ۶. الف) نمودار SiO₂ به SiO₂ به Na₂O+K₂O [۴۹]، ب) نمودار K₂O به SiO₂ [۵۰] را نشان میدهد. خطچین در نمودار الف نشاندهندهٔ مرز بین سریهای آلکالن و سابآلکالن از [۵۱] است. خطوط ۱، ۲ و ۳ بهترتیب روندهای تبلورتفریقی در سریهای ماگمایی کالکآلکالن (CA) کالکآلکالن پتاسیم بالا (HK-CA) و شوشونیتی (SHO) را نشان میدهند [۵۲]

در نمودار تغییرات SiO₂ به SiO₂ ای Sr/Y [۵۵]، 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 SiO₂ به SiO₂ 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 SiO₂ با نسبتهای مقادیر Ti/Zr (شکل ۷ پ) و V/Ti (شکل ۷ ت)، نشانهٔ تبلور تفریقی کانیهای آهن-تیتاندار 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 SiO₂ به نسبت عناصر کمیاب و روندهای تبلور تفریقی [۵۳] را برای سنگهای

آتشفشانی بررسی شده از شمالخاوری 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 می تواند به صورت ذوب بخشی رسوبهای بالای صفحهٔ فرورونده و یا دیلامینیشن (وی دهد. مقدار زیاد SiO₂ (٪۹۲/۹-٬۵۳ می (۹۳/۵-۱۷/۱) و ppm) Ce) و ppm) کم (۳۲/۵-۶۶) ۱۲۶–۱۳۶۵) گویای دخالت مواد پوستهای در تحولات ماگمایی منطقه آقداغ است [۵۷]. در صورت تأثیر مؤلفههای پوستهای، چه از نوع ذوببخشی رسوبهای بالای صفحهٔ فرورونده و یا ذوببخشی پوسته [۵۸]، با افزایش Ce 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 حاشیهٔ قارمای فعال، دارای نسبت Nb/Y<1.72 هستند که این نسبت در نمونههای بررسی شده دارای تغییرات ۱/۲۳–۰/۳۲ است (شکل ۸ ب). در نمودار نسبت Nb/Y به Rb/Y [۵۹] (شکل ۸ ب)، بردار عمودی، معرف غنی شدگی 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، دامنهٔ تغییرات Nb/U کم است (۱۰–۵) [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 0.3. Th/Nb [۱۶] و 0.25 Th/La [۶۶] را نیز میتوان بهعنوان شاخصهای ژئوشیمیایی ذوب بخشی پوسته، بهعنوان سنگ منشأ سنگهای اسیدی منطقه تلقی کرد، چراکه نسبتهای Th/Nb (۹۰/۰-۹۰/۰) و th/T (۹۰/۰-۹۰/۰) منگهای اسیدی شده تطابق چشم گیری با مقادیر یادشده دارند. چنان که نوشته شد، اگرچه مشکل بتوان ماگماهای حاصل از ذوب بخشی رسوب های بالای صفحهٔ فرورونده را از ماگماهایی که حاصل ذوب بخشی پوسته بودهاند را از یک دیگر تفکیک کرد، اما بعضی مؤلفان سعی کردند تا ماگماهای با منشأهای یادشده را متمایز پوسته بودهاند را از یک دیگر تفکیک کرد، اما بعضی مؤلفان سعی کردند تا ماگماهای با منشأهای یادشده را متمایز پوسته بودهاند را از یک دیگر تفکیک کرد، اما بعضی مؤلفان سعی کردند تا ماگماهای با منشأهای یادشده را متمایز ایند [بهطور مثال ۶۴]. رسوب های پلاژیک بالای صفحهٔ فرورونده دارای نسبت bb/K20 از (۲۷۰-۱۰/۰)، Pb/K20 از ۲۱/۰۰-۱۰) و 17/۰۶ مالای منعی کردند تا ماگماهای با منشأهای یادشده را متمایز از ۱۰ مایز ایند (۲۷ مالای)، Pb/K20 (۲۷)، Pb/K20 (۲۷)، Pb/K20 (۲/۰-۱۰)) و 17/۰۹ از ۲۵/۰۰-۱۰) که پوسته قارهای دارای نسبت bb/K20 (۲۰/۰۰-۱۰)، Pb/K20 (۲/۰-۱۰) و 17/۰۱ (۲۵/۰۰-۱۰)، Pb/K20 (۲/۰-۱۰) و ماراد زیبین با توجه بهنسبت bb/R3 (۲۰/۰-۱۰)، Pb/K20 (۲/۰-۱۰)، Pb/K20 (۲/۰۰-۱۰) و 17/۰۰ (۲۵/۰۰-۱۰)، Pb/K20 (۲/۰۰-۱۰)، Pb/K20 (۲/۰۰-۱۰) و 17/۰۰ (۲۵/۰۰-۱۰)، Pb/K20 از در از ۲۹]. با توجه بهنسبت bb/R5 (۲/۰۰-۱۰)، Pb/K20 (۲/۰۰-۱۰)، Pi را در در ایکه ای آتشفشانی بررسی شده، میتوان انتظار داشت که مواد پوستهای در آلایش ماگمای بازیک حدواسط و ذوب بخشی پوسته در ایجاد گدازههای اسیدی نقش داشته داد.

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 کالک آلکالن جای گرفته و از قلمرو آداکیت دور شدهاند. به باور گیل و همکاران [۴۶]، در آداکیتها نسبت Sr/Y است اما در نمونههای اسیدی بررسی شده، Sr/Y دارای تغییرات (۱۶/۶۷–۱/۳۷) است. فاصله گرفتن نمونههای اسیدی از قلمرو آداکیت، احتمال تشکیل سنگهای اسیدی منطقه در اثر ذوببخشی رسوبهای بالای صفحهٔ فرورونده (بهعنوان یکی از منشأهای آداکیتها) را با مشکل مواجه می سازد [۶۵]. از آنجاکه 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

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 گوشتهٔ 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، ث) 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 [۲۳]، [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 به هنجار شده با مقادیر گوشته اولیه از گدازه های بازیک حدواسط (شکل ۱۰ ب) و سنگهای اسیدی (شکل ۱۰ ت، ج) منطقه آق داغ، دارای غنی شدگی از LREE و LREE نسبت به HREE هستند. این الگوها، تهی شدگی واضح از Nb, Ta, Ti را در تمامی الگوها و تهی شدگی خفیف P, Zr را در بعضی از الگوها نشان می دهند که قابل مقایسه با ماگماتیسم مناطق فرورانش هستند [۴۶]، [۵۷]، [۸۷]، [۹۷]، [۸۸]، [۸۸]، [۸۸]، [۴۸]، که قابل مقایسه با ماگماتیسم مناطق فرورانش هستند [۴۶]، [۵۷]، [۵۷]، [۹۸]، [۸۸]، [۸۸]، [۳۸]، [۴۸]، تهی شدگی از HFSE (مانند Nb و Ti) و الگوهای با غنی شدگی از LILE (مانند Th، U و P)، در ولکانیسم کمانی گزارش شده اند [۶۷]، [۷۷]، [۸۸]. الگوهای گدازه های با زیک حدواسط، انطباق چشم گیری با محدودهٔ میانگین کمان قاره ای نشان داده و از الگوهای میانگین MORB و Ti و MORB (مانند Th، U و P)، در ولکانیسم کمانی غنی شدگی از P در الگوهای میانگین MORB، عازیک حدواسط، انطباق چشم گیری با محدودهٔ میانگین کمان اوره ای نشان داده و از الگوهای میانگین MORB، P و MORB، انطباق چشم گیری با محدودهٔ میانگین کمان غنی شدگی از P در الگوهای نمونه های بررسی شده را شاید بتوان به تأثیرات متفاوت مواد پوسته ای نسبت داد [۳۸]. به علاوه غنی شدگی از P در الگوهای نمونه های براسی شده را شاید بتوان به تأثیرات متفاوت مواد پوسته ای نسبت داد [۳۸]. (۴۶]. تهی شدگی از RD و La و تهی شدگی Y و HREE به هضم سنگهای پوسته ای نیز نسبت داده شده است شده که به طور چشم گیری به وسیلهٔ مواد پوسته ای آلوده شده اند [۸۸]، [۸۸].

در الگوهای بههنجار شده از گدازههای بازیک-حدواسط، الگوهای گدازههای حدواسط در مرتبه بالاتری نسبت به گدازههای بازیک تر قرار گرفتهاند (شکل ۱۰ الف، ب). در الگوهای سنگهای اسیدی، چیدمان الگوها انطباق چشم گیری با الگوهای پوستهای به خصوص با الگوی پوستهٔ بالایی دارند که شاید بتوان به عنوان دلیل دیگری بر منشأء پوستهای سنگهای آتشفشانی اسیدی منطقه آق داغ تلقی کرد (شکل ۱۰ پ، ت، ث، ج). در شکل ۱۰ چ و ۱۰ ح، محدودهٔ میانگین سنگهای اسیدی با الگوی میانگین ریولیت پر آلومینیوس [۸۶] مقایسه شدند، و انطباق چشم گیری بین آنها دیده می شود (شکل ۱۰ چ، ح).

نتيجهگيرى

نتایج پژوهشهای صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان میدهند که فورانهای آتشفشانی در منطقهٔ 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 رخنمونها 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 1000 Rock/Primitive mantle 1000 Rock/Chondrites Trachy andesite Andesite
Basaltic andesite OIB E-MORB 100 N-MORB Continental arc volcanic rocks 100 10 10 (الف) (ب) 0. Cs Ba U Ta La Pb Sr Nd Hf Eu Gd Dy Ho Tm Lu Rb Th Nb K Ce Pr P Zr Sm Ti Tb Y Er Yb La Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu 1000 Rock/Chondrites 1000 Rhyolite Rock/Primitive mantle Dacite Trachyte-trachy dacite -Lower continental crust Middle continental crust Upper continental crust 100 100 10 10 (ت) (ب) 0.1 RbBaThU NbTaLaCePbPr Sr NdZrHfSmEuGdTbDyY HoErTmYbLu La Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu 1000 1000 Rock/Primitive mantle Rock/Chondrites Hypabyssal rhyolitic intrusion Lower continental crust Middle continental crust 100 100 10 (7) RbBaThU NbTa LaCePbPr Sr NdZrHfSmEuGdTbDyY HoErTmYbLu La Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu 1000 Rock/Primitive mantle 1000 Rock/Primitive mantle Peraluminous rhyolite Acidic volcanic rocks in this study --- Peraluminous rhyolite Hypabyssal rhyolitic intrusion 100 100 10 10 (ح) $0.1 \begin{bmatrix} 0.1 \\ Ba_{Rb}Th_{Nb} \\ Ta \\ K_{La}Ce_{Pr}Pb_{Sr}Nd_{Zr}Hf_{P}Sm_{Eu}Ti_{G}d^{Ho} \\ Y^{Yb} \end{bmatrix} = 0.1 \begin{bmatrix} 0.1 \\ Ba_{Rb}Th_{Nb} \\ Ta \\ K_{La}Ce_{Pr}Pb_{Sr}Nd_{Zr}Hf_{P}Sm_{Eu}Ti_{G}d^{Ho} \\ Y^{Yb} \end{bmatrix} = 0.1 \begin{bmatrix} 0.1 \\ Ba_{Rb}Th_{Nb} \\ Ta \\ K_{La}Ce_{Pr}Pb_{Sr}Nd_{Zr}Hf_{P}Sm_{Eu}Ti_{G}d^{Ho} \\ Y^{Yb} \end{bmatrix} = 0.1 \begin{bmatrix} 0.1 \\ Ba_{Rb}Th_{Nb} \\ Ta \\ K_{La}Ce_{Pr}Pb_{Sr}Nd_{Zr}Hf_{P}Sm_{Eu}Ti_{G}d^{Ho} \\ Y^{Yb} \end{bmatrix} = 0.1 \begin{bmatrix} 0.1 \\ Ba_{Rb}Th_{Nb} \\ Ta \\ K_{La}Ce_{Pr}Pb_{Sr}Nd_{Zr}Hf_{P}Sm_{Eu}Ti_{G}d^{Ho} \\ Y^{Yb} \end{bmatrix} = 0.1 \begin{bmatrix} 0.1 \\ Ba_{Rb}Th_{Nb} \\ Ta \\ K_{La}Ce_{Pr}Pb_{Sr}Nd_{Zr}Hf_{P}Sm_{Eu}Ti_{G}d^{Ho} \\ Y^{Yb} \end{bmatrix} = 0.1 \begin{bmatrix} 0.1 \\ Ba_{Rb}Th_{Nb} \\ Ta \\ K_{La}Ce_{Pr}Pb_{Sr}Nd_{Zr}Hf_{P}Sm_{Eu}Ti_{G}d^{Ho} \\ Y^{Yb} \end{bmatrix} = 0.1 \begin{bmatrix} 0.1 \\ Ba_{Rb}Th_{Nb} \\ Ta \\ K_{La}Ce_{Pr}Pb_{Sr}Nd_{Zr}Hf_{P}Sm_{Eu}Ti_{G}d^{Ho} \\ Y^{Yb} \\ Sm_{Rb}Th_{Rb}$

شکل ۱۰. الف)، پ) و ث) الگوهای عناصر نادر خاکی بههنجارشده با مقادیر کندریت [۲۱]، ب)، ت)، ج)، چ) و ح) الگوهای نمودارهای عنکبوتی بههنجارشده با مقادیر گوشته اولیه [۲۷] برای گدازههای بازیک-حدواسط و اسیدی بررسی شده است. الگوهای سنگهای آتشفشانی کمان قارهای، OIB، NORB و E-MORB از [۲۲]، الگوهای میانگین پوسته بالایی، میانی و زیرین از [۸۵] و الگوهای ریولیتهای پر آلومینوس از [۸۶] اقتباس شده است

می توان در افق هایی همراه با گدازه های حدواسط و اسیدی یافت. بر اساس بررسی های مقاطع نازک، این سنگ ها شواهد اختلاط و آمیختگی ماگمایی شامل وجود قطعه های بازیک – حدواسط درون خمیرهٔ اسیدی، پلاژیوکلاز با بافت الکی، ساختار لانه زنبوری، منطقه بندی نوسانی و حاشیه انحلال یافته را از خود نشان می دهند. این گدازه ها مقادیر K2O زیاد داشته و روندهای ماگمایی کالک آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم زیاد و شوشونیتی دارند. شاید بتوان حدس زد که فرآیند تفریق ماگمایی در سه روند ماگمایی از قطب سنگ ها

نمودارهای ژئوشیمیایی نشان گر 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، آلایش و ذوببخشی پوسته دانست. بهعلاوه سنگهای اسیدی در نمودارهای تکتونوماگمایی در قلمروی گرانیتوئیدهای پرآلومینوس (نوع §) و در اطراف مقادیر میانگین پوستهٔ قارهای بالایی ترسیم شدهاند که شاید دلیلی بر ذوببخشی پوسته در تحولات ماگمایی منطقه آقداغ است.

سنگهای بررسی شده دارای غنی شدگی از LREE و LREE نسبت به HREE و HREE و FSE و FSE و FSE و TA و Ta و Ta و Ta هستند که از علائم ژئوشیمیایی ولکانیسم مناطق فرورانش محسوب می شوند. الگوهای عناصر نادر خاکی ra به هنجار شده با مقادیر گوشتهٔ اولیه سنگهای بازیک-حدواسط، به هنجار شده با مقادیر گوشتهٔ اولیه سنگهای بازیک-حدواسط، قابل مقایسه با سنگهای آتشفشانی کمانهای قارهای هستند و نسبت به آنها قدری غنی ترند که شاید بتوان به آلایش پوسته ای نسبت داد. شاید بتوان گفت که ماگمای گدازه های بازیک-حدواسط، از ذوب بخشی گوشته اولیه سنگهای بازیک-دواسط، قابل مقایسه با سنگهای آتشفشانی کمانهای قارهای هستند و نسبت به آنها قدری غنی ترند که شاید بتوان به آلایش پوسته ای نسبت داد. شاید بتوان گفت که ماگمای گدازه های بازیک-حدواسط، از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری زیرقارهای (SCLM) حاصل شده است که با مواد پوسته آلودگی یافته د. الگوهای عناصر نادر خاکی به هنجار شده با مقادیر کندریت و نمودارهای عنکبوتی به مقادیر گوشتهٔ اولیه در سنگهای ای در خاکی به می مرده با مقادیر کندریت و نمودارهای عنکبوتی به مقادیر گوشتهٔ اولیه در سنگهای ای به مای ای در خاکی به منجار شده با ای در خاکی به منجار شده با آلایش پوسته ای در بازی کردریت و نمودارهای عنکبوتی به مقادیر گوشتهٔ اولیه در سنگهای اسیدی نیز انطباق چشم گیری مقادیر کندریت و نمودارهای عنکبوتی به منجار شده با مقادیر گوشتهٔ اولیه در سنگهای اسیدی نیز انطباق چشم گیری مقادیر کندریت و نمودارهای عنکبوتی به مقادیر سنگهای اسیدی نیز انطباق پوسته ی با الگوهای پوسته یوسته ای در ژنز این سنگها است.

اگرچه در پیشینه پژوهشهای زمینشناسی از ناحیهٔ زنجان و کوههای طارم (که محدودهٔ 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 صحرایی، 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 (که بهنوبه خود پیامد فرورانش در زیر قاره هستند)، ژئودینامیکی سبب دیلامینیشن^۱ گوشته لیتوسفری زیرقارهای (که بهنوبه خود پیامد فرورانش در زیر قاره هستند)، بهصورتی محلی در بخشهایی از پهنهٔ 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 گوشتهٔ لیتوسفری زیرقارهای (SCLM) بوده است، بهسمت ترازهای بالاتری از پوسته قارهای صعود و در آن تجمع کرده است. گرمای حاصل از این تجمع ماگمای در درون پوسته قارهای، سبب ذوببخشی پوسته و تشکیل ماگمای اسیدی شده است. بنابراین شاید بتوان بازیک-حدواسط ضمن صعود با مواد پوستهای نیز آغشته شده و همراه با ماگمای اسیدی متحمل تفریق ماگمای والد شده است. فرخی که اثبات آن نیاز به دادهای بیشتر صحرایی و آزمایشگاهی در پهنه البرز را دارد.

تشكر و قدردانی

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

^{1.} Delamination

منابع

- 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., Haghipour A., Hajian J., "Geology of the Zanjan area: The Tarom district, eastern part", Geological Survey of Iran, No. 28 (1965).
- Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran. A review", American Association of Petroleum Geologists, (1968) 1229-1258.

۴. نبوی محمدحسن، "دیباچهای 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"، نشریهٔ انجمن نفت ایران، شمارهٔ ۸۲ (۱۳۵۹) ۱۹–۲۸.
- 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.
- 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 کمال الدین، "بررسی ویژگیهای فعالیت آتشفشانی ائوسن کوههای طارم در البرز باختری ایران و مقایسه آن با فعالیت آتشفشانی مشابه در ناحیه یونتداغ (Yuntdağ) ترکیه"، فصل نامهٔ علوم زمین، سال بیست و سوم، شمارهٔ 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 forelandbasin 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 postcollisional 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-Azarbaijan 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 منطقهٔ طارم در ارتباط با ژنز مس"، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۷۰).
- ۲۴. احمدیان جمشید، "بررسی ژئوشیمیایی زونهای آلتراسیون هیدروترمال با نگرشی بر کانیسازیهای انجام شده در منطقه ذاکر"، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۷۰).
- ۲۵. ترکمانی الهه، "بررسی پترولوژیکی سنگهای نفوذی شمال ابهر-خرمدره"، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، (۱۳۷۷).
- ۲۶. قنبری سعید، "پترولوژی و پتروگرافی تودههای نفوذی جنوب شرق زنجان و مقایسه آن با گرانیت دوران"، پایاننامهٔ 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"، فصلنامهٔ پترولوژی، دانشگاه اصفهان، سال اول، شماره سوم، (۱۳۸۹) ۱۱–۲۸.
- ۳۰. قاسمی آرتیمس، "بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگهای ماگمایی و زونهای دگرسانی منطقه یوزباشچای و اثرات زیست محیطی آن"، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۳).
- ۳۱. بلوچی سولماز، "پترولوژی سنگهای آذرین منطقه سروجهان، شمالغرب ابهر"، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان (۱۳۸۹).
- ۳۲. محمدی معصومه، حاجابولفتح علی، "پتروگرافی و ژئوشیمی ولکانیسم ائوسن منطقه ذاکر (شرق زنجان)"، سیامین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۹۰) ۱-۷.
- ۳۳. نظرینیا اسما، "بررسی پترولوژی توده کوارتز مونزونیتی کوهیان در زیرپهنه طارم"، شمال شرق زنجان، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۹۰).
- ۳۴. مهرابی بهزاد، چقانه نفیسه، طالع فاضل ابراهیم، "بررسی کانیسازی اپیترمال سولفیداسیون متوسط آنومالی ۴ کانسار گلوجه (شمال زنجان)، بر اساس خصوصیات کانهنگاری، دگرسانی و ژئوشیمی سیال کانهساز"، مجلهٔ زمینشناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، شماره یکم، جلد ششم (۱۳۹۳) ۱–۲۲.
- ۳۵. فودازی، محمد، شیخی کاریزکی، حسین، قلیپور، مریم، "سنگشناسی و ژئوشیمی تودههای گرانیتوئیدی شمال باختر تاکستان"، سال بیست و چهارم، شماره ۹۵، (۱۳۹۴) ۲۱–۲۸.
- ۳۶. عابدیان ناصر، شاهین ابراهیم، علی پور مسعود، "اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ ابهر، طرح زمین-شناسی عمومی"، پروژهٔ ژئوشیمیایی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۷).
- ۳۷. زارعی سهامیه رضا، "بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی شمال ابهر و ارتباط ولکانیسم منطقه با کانی سازیهای انجام شده"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۷۱) ۲۴۹ ص.
- ۸۸. زارعیسهامیه، 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، "نقشهٔ زمینشناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ تاکستان"، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۱).
- ۴۰. قلمقاش جلیل، "نقشهٔ زمینشناسی با مقیاس ۱:۱۰۰٬۰۰۰ جیرنده"، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۱).
- ۴۱. نظری حمید، سلامتی رضا، "نقشهٔ 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 andMosha

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 Neoarchean 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., Strecheisen A., Zanettin B., "A chemical of volcanic rocks classification 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., Mameli 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 potassiumargon 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., Manya 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.Altunkaynaka 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., Gourgaud 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 intraplate setting: Glass House Mountains, southeast Queensland, Australia", Lithos, 216-217 (2015) 196-210.