سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی منطقهٔ آذربایجان (جنوب جلفا): شاهدی از ماگماتیسم پس از برخورد

مرتضی دلاوری*، سمانه قنبری، اصغر دولتی
دانشگاه خوارزمی، دانشکدهٔ علوم زمین

دریافت ۹۸/۱۲/۲۵ پذیرش ۹۹/۱۲/۰۲

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی داسیتی در منطقهٔ آذربایجان (جنوب جلفا) رخنمون چشم‌گیری دارند. این سنگ‌ها دارای مقدار SiO_2 بین ۶۶/۴ تا ۶۹/۹ درصد وزنی است و ماهیت کالک‌الکالن نشان می‌دهند. نسبت $(La/Yb)_N$ در محدودهٔ ۱۹/۰۵ تا ۴۰/۷ حاکی از تفریق یافتگی شدید عناصر نادر خاکی و غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین است. در نمودارهای چندعنصری عادی شده، غنی‌شدگی نسبی Rb، Ba و K و تهی‌شدگی نسبی Nb، Ta و Ti حاکی از ماگماتیسم متأثر از فرایندهای فرورانشی است. این سنگ‌ها از نظر ترکیب شیمیایی عناصر اصلی مانند SiO_2، Al_2O_3، MgO، Na_2O، K_2O، نسبت K_2O/Na_2O و Mg# و ترکیب عناصر کمیاب مانند Rb، Sr، Y، Yb، Ni، Cr و نسبت La/Yb و Sr/Y در محدودهٔ سنگ‌های آداکیتی قرار می‌گیرند. به‌علاوه، ژئوشیمی این سنگ‌ها از جمله تمرکز MgO، Cr، نسبت Th/Ce، Rb، Th و نسبت K_2O/Na_2O با آداکیت‌های مشتق از ذوب بخشی قاعده پوسته‌ای هم‌خوانی بهتری دارد. به‌نظر می‌رسد در مرحله پس از برخورد (نئوژن)، انقطاع ورقه اقیانوسی فرورنده و بالاآمدگی گوشته استنوسفری با بریدگی و نازک شدگی لیتوسفر رویی همراه بوده است. در این مرحله، گوشته و متعاقب آن سنگ‌های مافیک قاعده پوسته (منشأ ماگماتیسم آداکیتی) دچار ذوب بخشی شده‌اند. مذاب‌های آداکیتی تولید شده به‌طور محتمل کم و بیش با مواد گوشته‌ای نیز آلایش داشته است که باعث زیاد شدن تمرکز برخی عناصر سازگار (مانند Ni) شده است. به‌طورکلی تنوع شیمیایی ماگماتیسم نئوژن منطقه آذربایجان با تنوع منشأ گوشته‌ای-پوسته‌ای مذاب و نیز فرایندهای آلایش پوسته و تبلور تفریقی قابل توضیح است که در یک جایگاه پس از برخورد پلیت‌های عربی- اورازیا اتفاق داده است.

واژه‌های کلیدی: داسیت، آداکیت، پس از برخورد، آذربایجان، شمال غرب ایران

مقدمه

منطقهٔ آذربایجان دارای رخنمون گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک است [۱]-[۵]. این منطقه بخشی از فلات شمال غرب ایران- ترکیه است که از سمت شمال به قوس پونتید شرقی و قفقاز کوچک و از سمت جنوب به بلوک‌های قاره‌ای بیتلیس و سنندج- سیرجان محدود می‌شود. پی‌سنگ فلات مذکور در واقع شامل مجموعه‌های فرورانشی-برهم افزایشی (مجموعه‌های افیولیتی، فلیش و مولاس‌های کرتاسه پسین-سنوزوئیک) همراه با خرده‌بلوک‌های قاره‌ای در نتیجه بسته شدن حوضه/حوضه‌های اقیانوسی تتیسی در حدفاصل پلیت‌های عربی و اوراسیایی است [۶], [۷].

برخی وقایع تکتونیکی مانند بریدگی ورقه لیتوسفری فرورونده نئوتتیس، بالاآمدگی استنوسفر و بریدگی قاعده لیتوسفر (پس از برخورد) در بازه زمانی میوسن میانی به بعد باعث بالاآمدگی و ماگماتیسم گسترده نئوژن-کواترنری در

*نویسنده مسئول: delavari@khu.ac.ir

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

محدودهٔ فلات شمال غرب ایران- ترکیه شده است [۸]. آتشفشان‌های سهند و سبلان نمونه‌هایی بارز از ماگماتیسم پلیوسن- کواترنری در آذربایجان است که در منطقه برخوردی پلیت عربی- اوراسیا و مرتبط با ماگماتیسم پس از برخورد نئوتتیس تشکیل شده‌اند [۹]، [۱۰].

با این‌که در منطقهٔ آذربایجان، تشکیل سنگ‌های آتشفشانی در بازهٔ زمانی گسترده‌ای انجام شده ولی عمده ماگماتیسم در محدوده‌های زمانی خاصی شامل ائوسن، میوسن میانی و پلیوسن- کواترنری انجام شده است و با دوره‌های آرامش یا نبود فعالیت‌های ماگمایی بینابینی همراهی می‌شود [۶]، [۱۱]. به‌علاوه، ماگماتیسم در دوره‌های مختلف ممکن است توأم با تغییر ماهیت شیمیایی مذاب‌ها از یک دوره به دوره دیگر نیز باشد [۱۲]. در منطقه آذربایجان، ماگماتیسم میوسن- پلیوسن اغلب ترکیب حدواسط تا اسیدی و با ماهیت کالک‌آلکالن (سری پتاسیم کم تا بالا) است در حالی‌که از پلیوسن به‌سمت کواترنری ترکیب مذاب‌ها بازیک‌تر بوده است و ماهیت آلکالن نمود بیش‌تری دارد [۱۱].

بخشی از سنگ‌های ماگمایی نئوژن- کواترنری منطقه آذربایجان ویژگی آداکیتی دارند و تاکنون پژوهش‌های مختلفی روی آنها انجام شده است [۴]، [۱۱]، [۱۳]. نظرات مختلفی از جمله ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده، ذوب قاعده پوسته قاره‌ای و یا گوشته دگرسان مطرح شده است. در این تحقیق بنا داریم بر اساس بررسی سنگ‌های آتشفشانی جنوب جلفا و نتایج به‌دست آمده از تحقیقات قبلی در مورد فرایند تولید مذاب‌های آداکیتی در منطقه آذربایجان بحث کنیم.

روش پژوهش

پس از بررسی صحرایی و برداشت نمونه‌ها، تعداد ۱۳ نمونه که کم‌ترین دگرسانی را داشته و از طرفی دربردارنده تنوع کلی نمونه‌ها بود برای تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل انتخاب شدند. در فرآیند خردایش ابتدا نمونه‌ها به قطعات با اندازه حدود ۱ سانتی‌متر و کوچک‌تر خرد شده و سعی شد تا حد ممکن بخش‌های سطحی و دگرسان شده نمونه‌ها جدا شود. تهیهٔ پودر نمونه‌ها در مرکز فرآوری مواد معدنی ایران و به‌وسیلهٔ دستگاه تنگستن کارباید انجام شد. تجزیه شیمیایی نمونه‌ها در آزمایشگاه دانشگاه ETH سوئیس و به دو روش XRF وLA-ICP-MS انجام شد. در ابتدا نمونه‌ها به‌روش XRF و با اسپکترومتر WDXRF, 2. 4KV تجزیه شدند که طی آن تمرکز عناصر اصلی و برخی عناصر فرعی و کمیاب به‌دست آمد. سپس قرص‌های همگن که با ذوب نسبت ۱:۵ از تترابورات لیتیم و پودر نمونه‌ها حاصل شده بود توسط LA-ICP-MS تجزیه شدند. در این مرحله تمرکز ۲۷ عنصر فرعی (شامل کلیه عناصر نادرخاکی و برخی دیگر از عناصر کمیاب) در نمونه‌ها تعیین شد. تمرکز CaO به‌دست آمده از XRF به‌عنوان استاندارد درونی استفاده شد و کالیبراسیون و تصحیح داده‌ها با نرم‌افزار SILLS [۱۴] انجام شد. خطای اندازه‌گیری برای اکثر عناصر کم‌تر از ۱ درصد بوده است. نتایج تجریهٔ شیمیایی در جدول ۱ ارائه شده است.

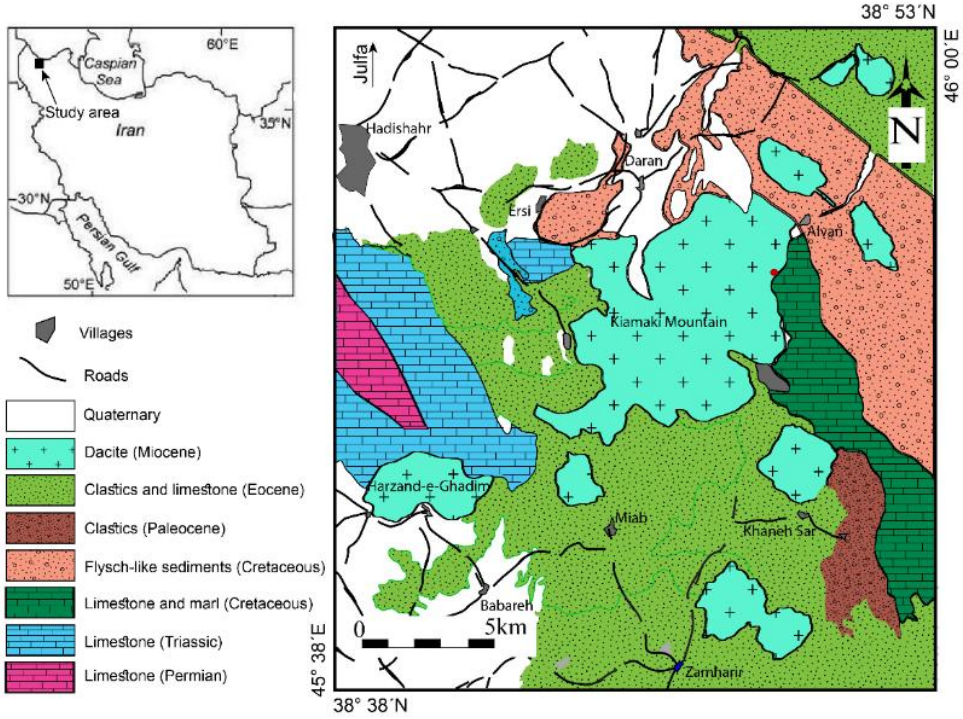
زمین شناسی منطقه

سنگ‌های آداکیتی مورد بحث در استان آذربایجان شرقی (منطقه جلفا)، شمال غرب ایران قرار دارند. این سنگ‌های آتشفشانی برونزدهای متعددی در منطقه داشته و در مجموع در سطح رخنمون مساحت بیش از ۵۰ کیلومتر مربع را به خود اختصاص می‌دهند. این رخنمون‌ها در جنوب جلفا و در نزدیکی روستاهایی مانند خانه‌سر، هرزند قدیم، زمهریر و میاب دیده می‌شوند (شکل ۱). سنگ‌های آتشفشانی با توجه به ماهیت اسیدی و گرانروی زیاد مذاب اغلب

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

تظاهر گنبدی شکل دارند. برخی از رخنمون‌های سنگی نیز حاصل جای‌گیری مذاب و انجماد آن به‌صورت ساب‌ولکانیک است. کوه کیامکی به‌عنوان بلندترین ارتفاع منطقه (۳۳۴۳ متر) به‌وسیلهٔ سنگ‌های آتشفشانی مورد بحث، تشکیل شده است.

فوران سنگ‌های آتشفشانی روی سنگ‌های رسوبی قدیم‌تر و یا قطع شدن سنگ‌های رسوبی با نفوذ مذاب و هم‌چنین وجود بیگانه سنگ‌های رسوبی درون سنگ‌های آتشفشانی روش مناسبی برای تعیین سن نسبی این سنگ‌ها فراهم کرده است. فوران گدازه‌های آتشفشانی روی رسوبات متعلق به کرتاسه نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی سن جوان‌تر از کرتاسه دارند (شکل ۲ A). به‌علاوه، در برخی مکان‌ها قطع شدن نهشته‌های مربوط به ائوسن به‌وسیلهٔ مذاب دیده شده است و یا در مواردی بیگانه سنگ‌های رسوبی (ائوسن) درون سنگ‌های آتشفشانی یافت می‌شود. با این وصف فوران سنگ‌های آتشفشانی جنوب جلفا در زمانی پس از ائوسن صورت گرفته است. از طرفی، در خاور جلفا، واحد کنگلومرایی با سن احتمالی میوسن با کنتاکت اولیه (همبری چینه شناختی) بر سنگ‌های آتشفشانی قرار گرفته است [۱۵]. بنابراین تصور بر این است که سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده، سن جوان‌تر از ائوسن و قدیم‌تر از میوسن (پسین) داشته باشند. در نقشه زمین شناسی منطقه [۱۵] سن این سنگ‌ها به الیگوسن منتسب شده است. اگرچه با توجه به بررسی‌های سن‌سنجی گسترده در مورد سنگ‌های آداکیتی و غیرآداکیتی منطقه آذربایجان [۱۱] به نظر ما سن میوسن برای این سنگ‌ها محتمل‌تر است.



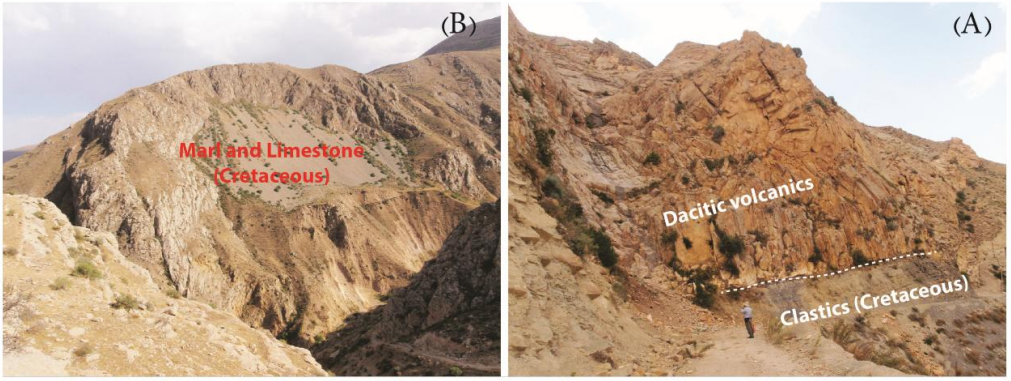
شکل ۱. نقشهٔ زمین‌شناسی منطقهٔ بررسی شده **(با اقتباس به‌همراه اندکی اصلاحات از [۱۵])**

سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی منطقه، در سطح رخنمون رنگ روشن (خاکستری روشن تا متمایل به رنگ کرم) داشته (شکل ۲ A) و متمایز از دیگر واحدها از جمله واحدهای رسوبی فلیشی کرتاسه هستند. در مقیاس نمونه دستی نیز سنگ‌ها، رنگ روشن و لوکوکرات دارند. پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره (مانند آمفیبول و بیوتیت) از جمله کانی‌هایی

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

هستند که در نمونه دستی به‌وضوح مشخص هستند. سختی و مقاومت سنگ‌های آتشفشانی در مقابل فرسایش، گاهی از موارد منجر به تشکیل مناظر صخره‌ساز و پرتگاهی می‌شود.

علاوه بر سنگ‌های آتشفشانی، ضخامت چشم‌گیری از نهشته‌های کرتاسه، پالئوسن و ائوسن در منطقه برونزد دارد. رسوبات کرتاسه لیتولوژی متنوع داشته و شامل سنگ‌های آهکی، مارن و نهشته‌های فلیشی (شکل ۲ B) هستند که حکایت از تنوع محیط رسوبی و فرایندهای رسوب‌گذاری در زمان کرتاسه است. پس از زمان کرتاسه، واحدهای آواری مربوط به پالئوسن تشکیل شده‌اند. این نهشته‌ها وسعت زیادی ندارند و اصلی‌ترین رخنمون آنها در شرق روستای خانه سر دیده می‌شود. تشکیل این رسوبات آواری مربوط به شکل‌گیری ارتفاعات در نتیجه کوهزایی لارامید (اواخر کرتاسه) و فرسایش متعاقب آنها است. در ادامه نیز رسوبات آواری تا سنگ‌های آهکی ائوسن تشکیل شده‌اند (شکل ۱).

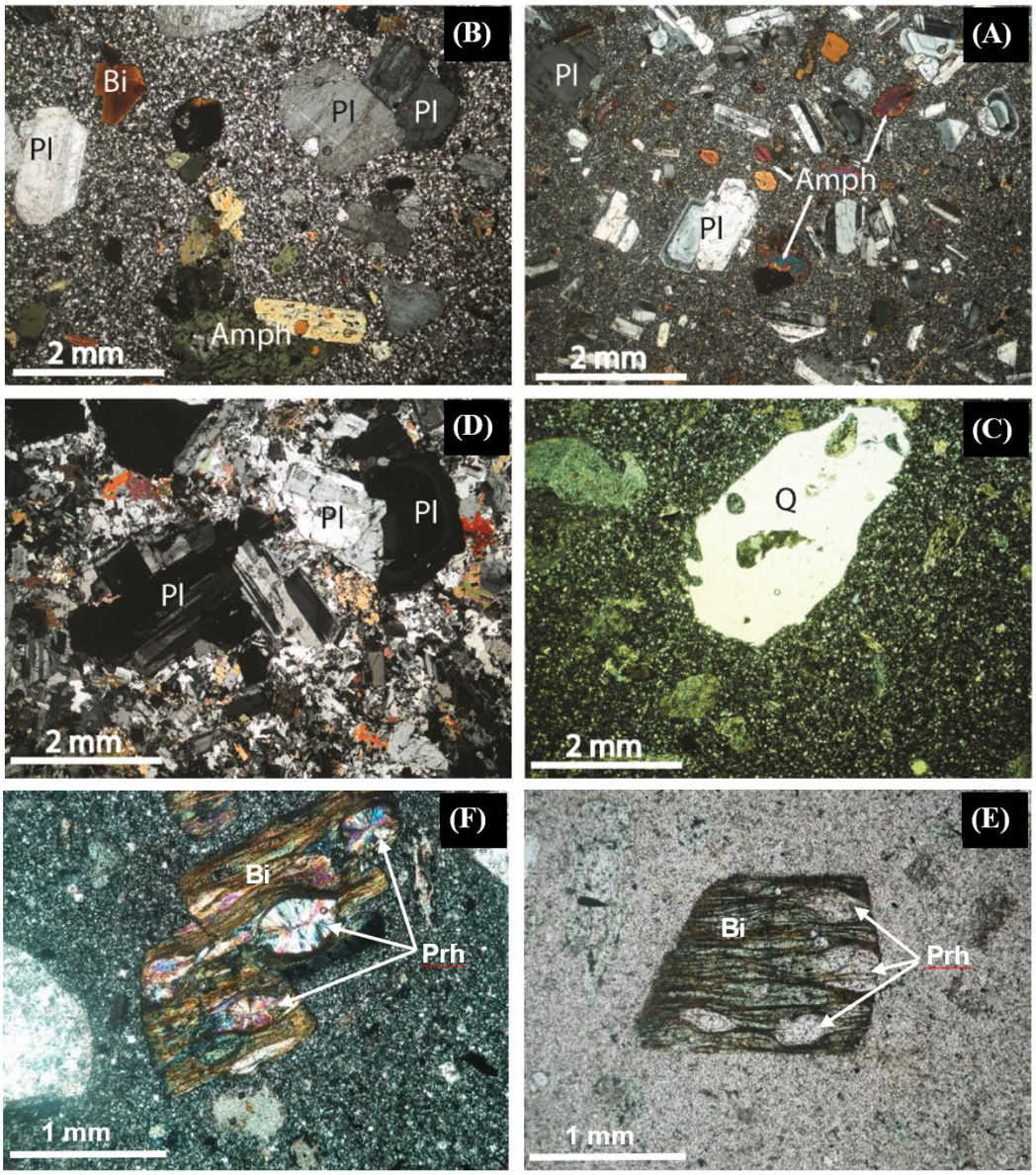


شکل ۲. A) سنگ‌های آتشفشانی جلفا که در سطح رخنمون به‌رنگ روشن دیده می‌شوند. کنتاکت چینه‌شناختی بین سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات تخریبی کرتاسه مانند آن‌چه در تصویر دیده می‌شود سن آنها را به پس از کرتاسه محدود می‌کند، B) تصویری از نهشته‌های کرتاسه (مارن و آهک) که با ضخامت قابل توجه و در مجاورت سنگ‌های آتشفشانی رخنمون دارند.

سنگ‌نگاری

بافت معمول در این سنگ‌ها پورفیری تا هیالوپرفیری است. فنوکریست‌ها معمولاً در یک زمینه ریزبلور پراکنده هستند. زمینه ریزبلور نیز در واقع بر اثر خروج از حالت شیشه و تبلور مجدد ثانوی تشکیل شده است. فنوکریست‌های معمول در سنگ‌های آداکیتی منطقه جلفا شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، کوارتز و بیوتیت است (شکل ۳ A و B). فراوانی مودال فنوکریست‌ها نسبت به زمینهٔ سنگ در نمونه‌های مختلف از <۱۰ درصد تا بیش از ۳۰ درصد متغیر است. از جمله کانی‌های فرعی متداول نیز می‌توان به زیرکن و آپاتیت اشاره کرد. گاهی از موارد تجمع فنوکریست‌ها مانند آمفیبول و پلاژیوکلاز در کنار هم‌دیگر بافت گلومروپورفیری نیز تشکیل داده است. زنولیت یا بیگانه‌سنگ‌های رسوبی قدیم‌تر و گاهی زنولیت‌های آمفیبولیتی (آمفیبول + پلاژیوکلاز) نیز در این سنگ‌ها وجود دارد. علاوه بر سنگ‌های خروجی، در برخی موارد بافت نمونه‌ها حکایت از ماهیت ساب‌ولکانیک آنها دارد. این سنگ‌ها تمام بلورین و ناهم‌بعد هستند که در آنها، فنوکریست‌هایی مانند پلاژیوکلاز در زمینه ریزبلورتر (متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت) قرار دارند (شکل ۳ D).

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]



شکل ۳. اختصاصات پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی جلفا، A و B) بافت پورفیری و حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت. در شکل B زمینه سنگ دچار تبلور مجدد شده و بلورهای ریز کوارتز و فلدسپار تشکیل شده‌اند، C) فنوکریست خلیجی کوارتز که در سنگ‌های بررسی شده به‌طور معمول دیده می‌شود، D) داسیت ساب‌ولکانیک که در آن بافت تمام بلورین و ناهم‌بعد مشهود است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در یک زمینه دانه‌ریزتر متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت قرار دارند، E و F) حضور لنزهای ثانویه پرهنیت درون فنوکریست بیوتیت. تمامی تصاویر به‌جز E در حالت نور XPL هستند. تصویر C در حالت PPL است.
علائم اختصاری به شرح Amph: آمفیبول؛ Bi: بیوتیت؛ Pl : پلاژیوکلاز؛ Prh: پرهنیت؛ Q: کوارتز است.

پلاژیوکلاز

به‌طورکلی در سنگ‌های آداکیتی منطقه، پلاژیوکلاز فراوان‌ترین فنوکریست موجود است که از نظر مودال در بعضی نمونه‌ها تا حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد نیز می‌رسد (شکل ۳ A و B). ترکیب شیمیایی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (بر اساس تجزیه نقطه‌ای) غالباً در محدودهٔ آندزین است. از نظر اندازه، درشت‌بلورها تا بیش از ۵ میلی‌متر نیز می‌رسند. بلورهای این کانی معمولاً نیمه خودشکل تا نسبتاً بی‌شکل است و ماکل آلبیتی و گاهی کارلسباد- آلبیتی دارند. حالت زونینگ

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

نیز در برخی درشت بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود. شدت دگرسانی در نمونه‌های مختلف متغیر است ولی در صورت دگرسانی، محصول عمده آن کانی‌های ثانویه مانند سریسیت است.

آمفیبول

بعد از پلاژیوکلاز، آمفیبول دومین کانی متداول سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده است (شکل ۳ A و B) که در مواردی فروانی مودال آن تا حدود ۱۰ درصد نیز می‌رسد. فنوکریست‌های آمفیبول (معمولاً کوچک‌تر از ۵ میلی‌متر) اغلب نیمه خودشکل و گاهی نسبتاً خودشکل است و در مواردی نیز حالت زونینگ یا ماکل دارند. در عین حال که تفاوت‌های بافتی کانی‌ها ممکن است نشان‌دهندهٔ وجود نسل‌های متفاوت آمفیبول در نمونه‌ها باشد. آمفیبول‌ها نیز شدت دگرسانی متغیری دارند و تغییرات شرایط فیزیکی و شیمیایی مذاب باعث کلریتی شدن و یا سوختگی حاشیه‌ای شده است. سوختگی حاشیه آمفیبول‌ها یا اپاسیتی‌شدن ممکن است در زمان فوران یا قبل از آن و بر اثر افزایش دما (در اتاق ماگمایی)، کاهش فشار سیال (در اثر صعود مذاب و اکسولوشن) و یا اکسایش مذاب اتفاق افتاده باشد [۱۶]-[۱۸].

کوارتز

کوارتز از جمله دیگر کانی‌های معمول در سنگ‌های آداکیتی منطقه جلفا است. فنوکریست‌های کوارتز اغلب بی‌شکل و به‌صورت کوارتزهای خلیجی هستند (شکل ۳ C). کوارتز از نظر مودال معمولاً کم‌تر از ۵ درصد و از نظر اندازه نیز اغلب کوچک‌تر از ۲ تا ۳ میلی‌متر است.

بیوتیت

بیوتیت، با فراوانی مودال کم‌تر از ۵ درصد، یکی دیگر از کانی‌های فرومنیزین است که در اکثر نمونه‌ها حضور دارد (شکل ۳ B). این کانی اغلب کوچک‌تر از ۲ تا ۳ میلی‌متر بوده و معمولاً نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل است. یکی از پدیده‌های جالب در مورد بیوتیت‌های ولکانیک‌های داسیتی منطقه، تشکیل لنزهای پرهنیتی درون بیوتیت است که باعث خمیدگی کلیواژهای بیوتیت شده است (شکل ۳ E و F). به نظر [۱۹] این پدیده منشأ ثانویه و پس از ماگمایی دارد و می‌تواند حاصل فرایندهای دگرسانی بر اثر واکنش زیر باشد:

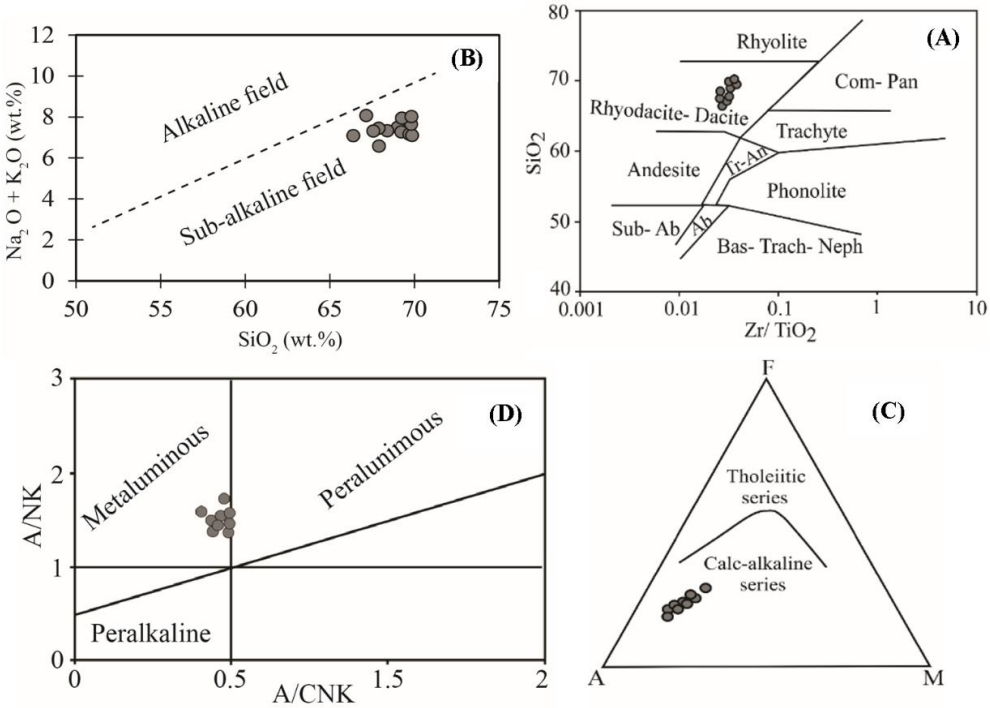
$$\text{Anorthite + Biotite + } H_20 = \text{Prehnite + Chlorite+ K-Feldspar + Sphene + Muscovite}$$

تشکیل لنزهای پرهنیت به‌همراه پومپله‌ایت و گارنت درون بیوتیت‌ها در سنگ‌های گرانیتی نیز دیده شده است [۲۰].

ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها در جدول ۱ نمایش داده شده است. بر پایه مقادیر بدون آب مقدار SiO_2 در نمونه‌ها بین ۶۶/۴ تا ۶۹/۹ درصد وزنی است. از این لحاظ نمونه‌ها ماهیت اسیدی دارند و در محدودهٔ داسیت- ریوداسیت واقع می‌شوند (شکل ۴ A). مجموع عناصر آلکالن (Na_2O+K_2O) در این سنگ‌ها ۶/۶ تا ۸ درصد وزنی است. در نمودار تغییرات عناصر آلکالن (Na_2O+K_2O) در مقابل SiO_2 [۲۱] همهٔ نمونه‌ها در محدودهٔ سری ساب آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴ B). از طرفی در نمودار AFM [۲۱] نیز که در آن ماگماهای سری تولئی‌ایتی از کالک‌آلکالن تفکیک می‌شوند، نمونه‌ها سری کالک‌آلکالن را نشان می‌دهند (شکل ۴ C).

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]



شکل ۴. A) نمودار SiO2 در برابر Zr/TiO2 برای تقسیم بندی سنگ‌های آتشفشانی [۲۲]. چنان‌که ملاحظه می‌شود همهٔ نمونه‌ها در محدودهٔ داسیت- ریوداسیت واقع می‌شوند، B) نمودار Na2O+K2O در مقابل SiO2 [۲۱] که نمونه‌ها در سری ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند، C) نمودار AFM [۲۱] و قرارگیری نمونه‌ها در محدودهٔ سری کالک آلکالن، D) نمودار بررسی شاخص اشباع از آلومینیوم [۲۳] که نشان‌دهندهٔ ماهیت متآلومینوس سنگ‌های آتشفشانی جلفا است.

در نمونه‌های بررسی شده نسبت A/CNK (Al2O3/CaO+Na2O+K2O) بین ۰/۹۰ تا ۰/۹۹ و نسبت A/NK (Al2O3/ Na2O+K2O) بین ۱/۳۵ تا ۱/۷ تغییر می‌کنند که از این نظر در محدودهٔ سنگ‌های متاآلومینوس قرار می‌گیرد (شکل ۴ D) [۲۳]. نمودارهای هارکر این سنگ‌ها در شکل ۵ نمایش داده شده است. بر اساس این نمودارها، با افزایش میزان SiO2 روندی کاهشی در تمرکز عناصر اصلی مانند TiO2، MgO، P2O5 و CaO دیده می‌شود در حالی‌که K2O، Na2O و Al2O3 روند خاصی نشان نمی‌دهند.

در نمودارهای هارکر، روند تغییرات تعدادی از عناصر کمیاب نیز نمایش داده شده است. این عناصر شامل برخی عناصر مانند Ni و V جهت استنباط تفریق بلوری کانی‌های فرومنیزین و هم‌چنین La و Yb به‌عنوان نماینده‌ای از عناصر نادرخاکی سبک و سنگین هستند. به‌علاوه Sr هم یک عنصر شاخص برای بررسی نقش پلاژیوکلاز به‌عنوان فاز تفریق‌شونده و یا باقی‌مانده در منشأ ذوب استفاده شده است. زیرا یکی از دلایل و عوامل متمایزکنندهٔ ژئوشیمی آداکیت‌ها به‌نوعی به نبود اثرگذاری شاخص پلاژیوکلاز روی شیمی مذاب ارتباط داده می‌شود. در مورد عناصر کمیابی مانند La، Yb، V و Cr نیز با افزایش SiO2 یک روند کاهشی دیده می‌شود در حالی‌که Sr روند مشخصی ندارد. وجود روند پیوسته در نمودارهای تغییرات (شکل ۵) می‌تواند دلیلی بر ارتباط ژنتیکی نمونه‌های مختلف از طریق تفریق بلوری و یا عدم تفریق برخی از کانی‌ها باشد. به‌طوری‌که روند کاهشی برخی عناصر مانند TiO2، MgO، V و Cr با تفریق کانی‌های فرومنیزین مانند کلینوپیروکسن، آمفیبول و فازهای اکسیدی آهن-تیتان قابل توضیح است. روند کاهشی

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

عناصر نادر خاکی مانند La و Yb با افزایش درصد سیلیس (شکل ۵) نیز با توجه به ضریب تفریق (Partition coefficient) زیاد این عناصر در کانی‌هایی مانند آمفیبول، پیروکسن و برخی کانی‌های فرعی مانند زیرکن، آپاتیت، آلانیت و مونازیت [۲۴-۲۸]، می‌تواند با تفریق بلوری این کانی‌ها در ارتباط باشد. صرف‌نظر از کانی‌های فرعی یادشده که می‌توانند نقش مهمی در این راستا داشته باشند، از میان کانی‌های اصلی نیز نقش آمفیبول (هورنبلند) محتمل‌تر است زیرا این کانی در بررسی‌های سنگ‌نگاری نیز حضور دارد. از طرفی با توجه به نبود روند کاهشی (توأم با افزایش سیلیس) در عناصری مانند Al، Na و Sr (شکل ۵) و هم‌چنین، نبود آنومالی منفی Eu در نمودارهای الگوی عناصر نادر خاکی عادی شده (شکل ۶ A)، اثرگذاری تفریق بلوری پلاژیوکلاز در این نمونه‌ها چندان پررنگ نیست. در ادامه نیز با استفاده از مدل‌سازی ژئوشیمیایی در این رابطه بیش‌تر بحث می‌شود.

جدول ۱. نتایج تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل نمونه‌های بررسی شده به‌روش‌های XRF و LA-ICP-MS. b.d.: کم‌تر از حد تشخیص. $Mg\# = 100*MgO/(MgO+FeO_T)$

Sample	MJU-25	MJU-26	MJU-31	MJU-32	MJU-34	MJU-37	MJU-38	MJU-39	MJU-40	MJU-41	MJU-43	MJU-46	MJU-44
XRF (wt. %)													
SiO_2	67.25	67.16	68.28	69.11	67.75	68.93	66.01	68.96	64.98	66.48	66.69	67.52	66.71
TiO_2	0.35	0.43	0.34	0.33	0.30	0.30	0.30	0.31	0.47	0.43	0.36	0.43	0.39
Al_2O_3	15.71	15.77	15.94	15.94	15.63	15.95	15.30	15.85	15.45	16.21	15.96	16.44	16.08
Fe_2O_3	0.30	0.33	0.29	0.28	0.27	0.27	0.26	0.27	0.46	0.38	0.32	0.35	0.39
FeO	2.03	2.22	1.93	1.84	1.82	1.79	1.75	1.78	3.07	2.54	2.17	2.34	2.61
MnO	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.10	0.06	0.03	0.04	0.05
MgO	1.20	1.52	1.36	1.28	0.98	1.12	1.14	1.14	2.19	1.76	1.80	1.69	1.70
CaO	3.10	3.31	3.14	3.11	3.15	2.69	2.81	2.37	4.01	2.97	3.44	3.94	3.40
Na_2O	4.99	4.98	5.00	4.90	4.68	5.37	5.39	5.62	4.18	5.44	5.16	4.64	4.93
K_2O	2.31	2.21	2.17	2.20	2.20	2.18	2.19	2.31	2.75	2.55	2.16	1.90	2.30
P_2O_5	0.17	0.21	0.15	0.14	0.14	0.13	0.13	0.13	0.23	0.20	0.16	0.15	0.17
LOI	1.43	2.72	2.16	1.53	3.94	1.09	1.36	0.88	1.35	0.70	1.10	0.97	0.75
Total	98.88	100.91	100.80	100.69	100.92	99.84	96.68	99.64	99.23	99.71	99.34	100.40	99.49
Mg#	48.1	51.7	52.6	52.3	45.9	49.6	50.6	50.1	52.8	52.1	56.6	53.1	50.6
XRF (ppm)													
Zn	31.5	40.7	33.6	38.4	32.9	31.5	33.4	35.9	67.9	43.0	25.6	41.7	42.2
Cu	11.2	6.9	4.1	3.1	5.5	13.8	5.5	11.1	34.3	18.8	12.6	27.1	93.3
Sc	5.8	8.7	3.5	5.2	4.0	7.2	5.2	5.3	5.8	4.7	6.7	9.1	5.9
Ga	17.4	15.6	16.3	16.8	16.3	16.5	16.4	17.5	17.5	17.6	17.3	16.4	17.9
Ni	10.1	17.8	18.2	14.1	12.2	9.8	11.5	12.4	35.2	20.8	21.8	16.9	18.8
Co	4.8	9.5	7.6	6.0	4.5	6.5	6.1	5.4	12.9	9.7	6.2	8.8	8.2
Cr	23.6	27.0	39.1	25.1	23.8	13.6	10.8	25.1	59.6	35.8	38.0	25.7	42.5
V	46.9	50.1	45.0	38.5	36.1	40.6	40.0	38.0	67.7	54.2	51.2	50.6	54.5
Rb	71.3	66.5	69.7	70.9	74.0	67.2	69.7	70.3	102.1	92.3	51.4	51.6	82.2
Ba	891.1	853.9	796.0	797.1	766.1	795.2	791.6	827.5	852.8	798.5	693.7	619.8	748.0
Nb	10.4	9.1	7.7	7.0	6.4	5.8	5.9	5.9	11.9	9.8	7.2	5.4	7.5
Pb	0.8	0.0	9.2	4.0	6.7	9.9	6.8	7.2	1.0	1.1	0.0	7.9	7.0
Sr	593.3	678.0	588.0	595.3	525.4	559.4	574.8	572.7	644.3	610.7	583.2	525.2	616.2
Zr	122.3	124.4	120.5	115.3	114.2	111.3	109.9	112.4	141.5	134.2	114.2	104.4	120.1
Y	8.2	7.6	7.6	7.1	5.5	6.5	6.0	6.2	9.6	7.8	7.0	8.4	6.1
Hf	4.9	2.1	3.9	3.4	4.7	2.7	1.6	1.3	5.9	2.3	3.2	2.3	0.5
U	4.6	5.0	3.7	3.4	3.1	2.7	2.1	2.6	1.4	3.1	1.1	2.7	2.6

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]

[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

جدول ۱. ادامه

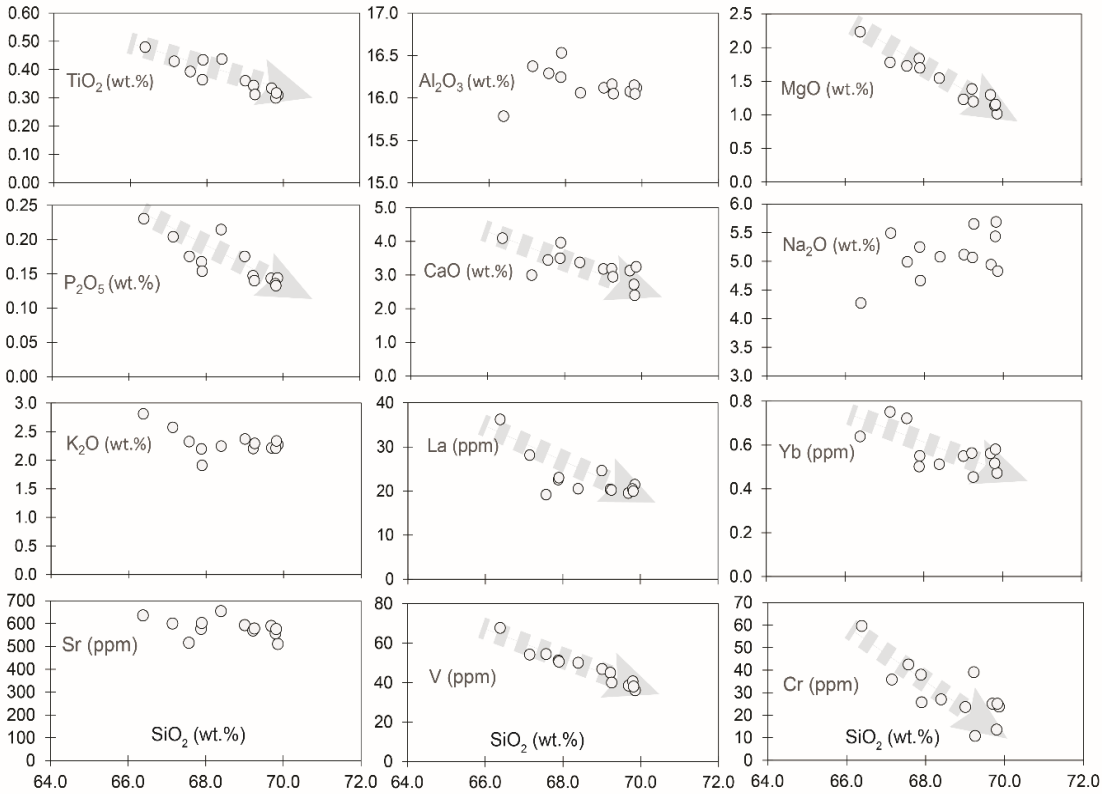
Sample	MJU-25	MJU-26	MJU-31	MJU-32	MJU-34	MJU-37	MJU-38	MJU-39	MJU-40	MJU-41	MJU-43	MJU-46	MJU-44
LA-ICP-MS (ppm)													
Cs	1.342	0.893	1.384	1.582	2.254	2.453	2.335	1.034	3.518	1.823	1.335	3.487	1.366
Ba	912.02	841.03	782.73	824.19	746.17	789.09	810.84	856.22	878.72	811.35	711.32	743.72	612.63
Rb	67.071	58.319	64.500	64.894	64.590	62.722	65.528	68.460	98.088	86.353	46.919	75.430	47.211
Sr	593.41	654.64	569.63	589.54	510.74	557.31	578.70	575.90	635.44	600.30	576.85	602.36	515.78
Y	6.587	6.083	5.922	5.844	5.815	5.796	5.744	5.713	6.887	6.803	6.072	6.464	6.529
Zr	118.28	114.61	114.17	109.29	109.71	111.45	109.64	113.72	132.07	131.07	114.39	116.76	102.69
Nb	12.502	11.258	9.302	9.005	9.624	8.918	8.840	9.214	12.825	12.398	9.261	10.404	8.858
La	24.623	20.522	20.392	19.520	21.456	20.454	20.212	19.956	36.225	28.152	22.589	23.024	19.157
Ce	44.050	38.113	36.596	33.455	37.851	35.575	36.097	35.054	65.988	51.255	39.446	40.504	31.796
Pr	4.761	4.222	4.078	3.567	4.040	3.904	4.047	4.019	6.720	5.388	4.121	4.421	3.205
Nd	16.313	15.715	14.786	13.008	14.139	13.578	13.670	14.252	23.561	18.871	14.741	15.628	11.344
Sm	2.948	2.930	2.307	2.250	2.277	2.251	2.410	2.336	3.427	2.760	2.687	2.487	2.322
Eu	0.809	0.799	0.705	0.632	0.686	0.581	0.695	0.664	1.026	0.821	0.669	0.762	0.671
Gd	2.041	1.886	1.882	1.905	1.883	1.603	1.896	1.642	2.336	1.948	1.628	1.869	1.936
Tb	0.271	0.240	0.227	0.245	0.225	0.217	0.244	0.214	0.296	0.262	0.220	0.259	0.224
Dy	1.232	1.231	1.285	1.202	1.082	1.210	1.104	1.214	1.474	1.416	1.248	1.353	1.353
Ho	0.260	0.232	0.229	0.204	0.185	0.211	0.202	0.209	0.239	0.258	0.210	0.250	0.241
Er	0.658	0.630	0.496	0.587	0.520	0.511	0.500	0.537	0.707	0.801	0.665	0.566	0.700
Tm	0.082	0.098	0.070	0.081	0.066	0.080	0.075	0.091	0.085	0.096	0.091	0.109	0.097
Yb	0.549	0.512	0.563	0.561	0.472	0.516	0.453	0.580	0.638	0.751	0.501	0.550	0.721
Lu	0.100	0.099	0.064	0.078	0.075	0.088	0.068	0.072	0.087	0.090	0.093	0.097	0.095
Hf	3.123	3.049	3.348	3.147	2.873	3.032	3.103	3.131	3.403	3.567	3.141	2.939	2.696
Ta	0.843	0.672	0.698	0.596	0.664	0.629	0.543	0.555	0.812	0.866	0.543	0.585	0.557
Th	13.045	9.515	11.018	10.662	11.062	10.311	9.953	9.967	13.322	13.729	10.337	10.337	6.032
U	4.117	3.935	3.845	2.863	3.816	3.304	3.838	3.554	3.639	4.405	3.250	2.329	1.903
Pb	9.731	8.614	9.438	10.882	9.959	10.487	8.703	8.867	8.088	8.796	6.278	5.596	7.356
Sc	4.959	5.781	5.737	5.184	4.500	4.724	4.713	4.774	6.635	6.384	6.169	6.597	6.727
V	52.619	60.081	57.313	52.394	45.966	46.637	48.960	49.035	75.905	66.193	62.623	58.996	59.440
Cr	52.519	52.189	69.168	52.083	47.149	51.950	48.274	54.742	86.071	64.184	69.684	64.992	47.494
Co	5.169	7.000	6.120	6.014	4.804	4.882	5.131	4.802	12.026	7.763	6.456	8.893	7.646
Ni	17.641	24.638	21.668	18.509	19.235	b.d.	21.331	23.807	37.666	26.541	26.048	21.803	26.054
Cu	9.277	7.794	b.d.	5.654	6.970	14.393	7.381	9.938	30.985	17.051	10.003	72.612	25.223
Zn	27.656	33.994	30.338	23.205	28.189	28.829	27.293	28.809	52.062	36.964	20.594	27.412	30.120
Ga	15.137	14.082	14.584	14.037	14.278	13.773	13.953	13.897	15.322	16.110	14.764	14.482	13.269
A/CNK	0.96	0.95	0.98	0.99	0.99	0.99	0.94	0.99	0.90	0.95	0.94	0.98	0.96
A/NK	1.47	1.49	1.51	1.53	1.55	1.43	1.36	1.35	1.57	1.39	1.48	1.70	1.52
Sr/Y	72.35	89.21	77.37	83.85	95.53	86.06	95.80	92.37	67.11	78.29	83.31	62.52	101.02
Eu/Eu*	0.96	0.97	1.00	0.91	0.98	0.89	0.96	0.98	1.05	1.03	0.91	1.04	0.94
$(La/Sm)_N$	5.39	4.52	5.71	5.60	6.08	5.87	5.41	5.51	6.82	6.59	5.43	5.98	5.33
$(Sm/Yb)_N$	5.97	6.36	4.55	4.45	5.36	4.84	5.91	4.48	5.97	4.08	5.96	5.03	3.58
$(La/Yb)_N$	32.18	28.75	25.98	24.95	32.59	28.42	31.98	24.68	40.71	26.90	32.32	30.04	19.05

الگوی عناصر نادر خاکی عادی شده بر اساس کندریت و نمودار چند عنصری عادی شده بر اساس ترکیب گوشته اولیه در شکل ۶ نمایش داده شده‌اند. بر اساس شکل‌های ۶ A و B، نمونه‌ها الگوهای مشابه و نسبتاً موازی با هم‌دیگر نشان می‌دهند که این مسئله نیز می‌تواند بر ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها اشاره داشته باشد. به‌علاوه، در شکل ۶ A، الگویی تفریق شده عناصر نادر خاکی قابل مشاهده است که غنی‌شدگی شدید عناصر نادر خاکی (REE) سبک (LREE) و میانه (MREE) نسبت به سنگین (HREE) را نشان می‌دهد. نسبت‌های $(La/Yb)_N$، $(Sm/Yb)_N$ و $(La/Sm)_N$ در این سنگ‌ها به‌ترتیب در محدوده ۱۹/۰۵ تا ۴۰/۷، ۳/۵۸ تا ۶/۳۶ و ۴/۵۲ تا ۶/۸۲ است (جدول ۱). در این شکل (۶ A)، Eu آنومالی خاصی نشان نمی‌دهد و نسبت Eu/Eu* نزدیک به یک (۰/۹۱ تا ۱/۰۵) (جدول ۱) نیز مؤید همین مطلب است.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]

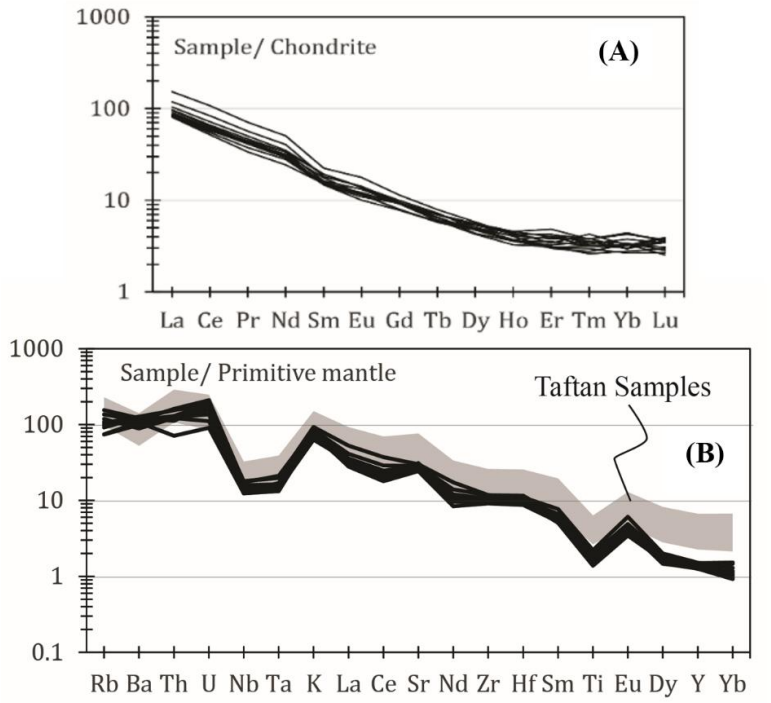
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

با توجه به ضریب تفریق بالای عنصر Eu در پلاژیوکلاز [۲۴]، نبود آنومالی منفی یا مثبت این عنصر نشان‌دهندهٔ تأثیرگذار نبودن تبلور تفریقی (crystal fractionation) یا تجمع (accumulation) پلاژیوکلاز در تحول شیمیایی مذاب است. از طرف دیگر این مسئله می‌تواند نافی حضور پلاژیوکلاز به‌عنوان فاز برجای‌مانده (restite) در هنگام ذوب‌بخشی باشد [۲۹]-[۳۱]. در نمودارهای چندعنصری عادی شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (شکل ۶ B)، غنی‌شدگی نسبی LILE (عناصر لیتوفیل سبک) مانند Rb، Ba و K و تهی‌شدگی نسبی HFSE (عناصر دارای قدرت میدان زیاد) مانند Nb، Ta و Ti دیده می‌شود. چنین خصوصیاتی در نمودارهای چندعنصری معمولاً به‌عنوان یکی از شواهد ماگماتیسم مناطق مرتبط با زون فرورانش تفسیر می‌شود [۳۲]-[۳۴]. چنان‌که در شکل ۶ B ملاحظه می‌شود نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های بررسی شده با سنگ‌های آتشفشانی تفتان مقایسه شده است. آتشفشان تفتان در زون سیستان واقع است و در کنار آتشفشان‌های دیگری مانند بزمان (در جنوب بلوک لوت) و کوه سلطان (در پاکستان) به‌عنوان قوس ماگمایی حاشیه فعال که حاصل فرورانش لیتوسفر اقیانوسی عمان به زیر مکران است تفسیر می‌شود [۳۵]-[۳۷] از این‌رو، می‌تواند به‌عنوان مثالی از ماگماتیسم شاخص زون فرورانشی در نظر گرفته شود. در شکل ۶ B، الگوی تهی‌شدگی نسبی عناصر HFS و غنی‌شدگی نسبی عناصر LIL در سنگ‌های آتشفشانی داسیتی بررسی شده انطباق خوبی با سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی تفتان دارد. بنابراین ویژگی‌های شیمیایی عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه بیانگر اثرات فرایندهای فرورانشی در ترکیب مذاب است.



شکل ۵. تغییرات برخی عناصر اصلی و کمیاب در برابر SiO_2 (نمودارهای هارکر) برای سنگ‌های آتشفشانی جلفا

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]



شکل ۶. A) نمودار الگوی عناصر نادر خاکی عادی شده نسبت به کندریت، B) نمودار چندعنصری عادی شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه. ترکیب کندریت و گوشته اولیه از [۳۸]. در شکل B، ترکیب سنگ‌های آتشفشانی جلفا با سنگ‌های آتشفشانی تفتان [۳۵] به‌عنوان ماگماتیسم شاخص مرتبط با زون فرورانش مقایسه شده است.

بحث

ماهیت آداکیتی سنگ‌ها

برای معرفی آداکیت‌ها یا سنگ‌های آداکیتی از معیارهای ژئوشیمیایی خاصی استفاده می‌شود [۳۹]-[۴۶]. این معیارها به‌ویژه شامل مقدار زیاد Sr (≥400 ppm)، مقدار اندک Y (≥18 ppm)، مقدار کم Yb (≥1.9 ppm)، نسبت زیاد Sr/Y (≥20) و نسبت زیاد La/Yb (≥20) است. البته مقدار Mg# (~0.5)، Rb (≤65 ppm)، نسبت K_2O/Na_2O (~0.42) و مقدار SiO_2 (≥56 wt.%) نیز از دیگر معیارهای شیمیایی تعریف شده برای آداکیت‌ها هستند. در جدول ۲ به‌صورت مبسوط‌تری معیارهای شیمیایی آداکیت‌ها نشان داده شده است. به‌علاوه، در جدول ۲ ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های داسیتی منطقه با آداکیت‌ها مقایسه شده است.

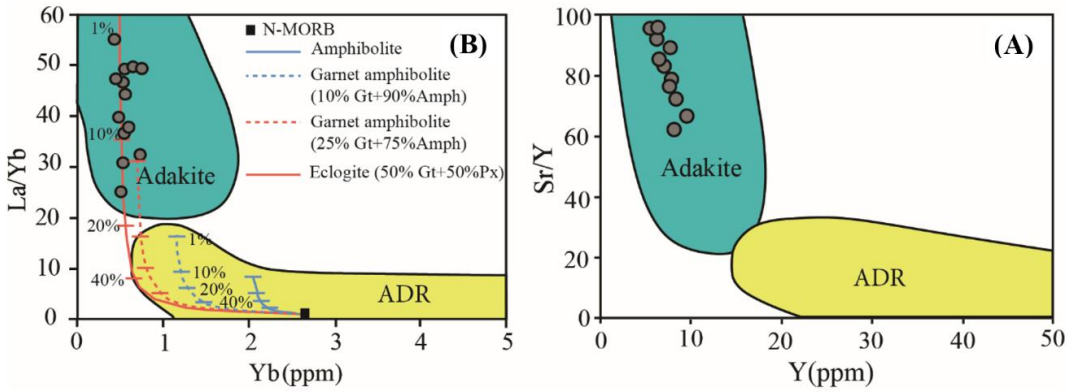
جدول ۲. مقایسهٔ ویژگی‌های شیمیایی سنگ‌های داسیتی جلفا با خصوصیات معرفی شده برای آداکیت‌ها [۴۶]، references therein

Elements	SiO_2 (wt.%)	Al_2O_3 (wt.%)	MgO (wt.%)	Na_2O (wt.%)	K_2O (wt.%)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)	Yb (ppm)	Ni (ppm)	Cr (ppm)	Mg#	K_2O/Na_2O	La/Yb	Sr/Y
Studied samples															
Min.	66.4	15.8	1.0	4.3	1.9	47	511	5.7	0.45	10	47	45.9	0.41	27	62
Max.	69.9	16.5	2.2	5.7	2.8	98	655	6.9	0.75	35	86	56.6	0.66	57	101
Ave.	**68.6**	**16.2**	**1.5**	**5.1**	**2.3**	**67**	**582**	**6.2**	**0.57**	**17**	**58**	**51.2**	**0.45**	**41**	**83**
Adakites	**≥56**	**≥15**	**<3**	**≥3.5**	**≤3**	**≤65**	**≥400**	**≤18**	**≤1.9**	**≥20**	**≥30**	**~0.5**	**~0.42**	**≥20**	**≥20**

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

چنان‌که ملاحظه می‌شود داسیت‌های بررسی شده از نظر ترکیب شیمیایی عناصر اصلی مانند SiO2، Al2O3، MgO، Na2O، K2O، نسبت K2O/Na2O و #Mg و ترکیب عناصر کمیاب مانند Rb، Sr، Y، Yb، Ni، Cr و نسبت La/Yb و Sr/Y در محدودهٔ سنگ‌های آداکیتی قرار می‌گیرند. در نمودارهای Sr/Y-Y (شکل ۷ A) و La/Yb-Yb (شکل ۷ B) نیز دیده می‌شود که نمونه‌های بررسی شده در محدودهٔ سنگ‌های آداکیتی قرار گرفته‌اند. از طرفی با در نظر گرفتن تمرکز SiO2 در سنگ‌های منطقه (66.4-69.9 wt.%)، این سنگ‌ها با آداکیت‌های سیلیس- بالا [۴۷] هم‌خوانی دارند. به‌علاوه، چنان‌که در شکل ۶ A ملاحظه شد الگوی REE سنگ‌ها با یک شیب منفی زیاد و نسبت زیاد LREE/HREE مشخص می‌شود که این هم یکی از ویژگی‌های اصلی مذاب‌های آداکیتی است. این مسئله در واقع به تهی‌شدگی چشم‌گیر HREE در مذاب‌های آداکیتی مربوط است. بر اساس بررسی‌های انجام شده [۳۹]، [۴۴]، [۴۷] اختصاصات شیمیایی آداکیت‌ها مانند تمرکز بالای Na2O به ذوب یک منشأ اکلوژیتی یا آمفیبولیتی، تمرکز بالای Sr به نبود پلاژیوکلاز در تفاله ذوب نشده و یا نبود تبلور تفریقی پلاژیوکلاز، تمرکز پایین Y به وجود گارنت و یا هورنبلند و کلینوپیروکسن در منشأ ذوب و تمرکز پایین Yb و یا نسبت بالای La/Yb به وجود گارنت در منشأ مذاب ارتباط داده شده است. به بیان دیگر، ذوب‌بخشی یک ترکیب بازالتی در شرایط پایداری گارنت (رخساره اکلوژیتی) و یا ذوب دهیدراسیون یک منشأ آمفیبولیتی قابلیت تولید مذاب‌های آداکیتی دارد [۴۸]، [۴۹].

منشأ مذاب‌های آداکیتی در ابتدا به ذوب پوسته بازالتی فرورانده در شرایط رخساره اکلوژیتی (یا گارنت آمفیبولیت) نسبت داده شد که به‌دلیل جوان بودن پوسته (سن کم‌تر از ۲۰ تا ۲۵ میلیون سال) [۳۹]، [۴۱]، [۴۵]، [۴۷] و دمای کافی، قابلیت ذوب‌بخشی داشته است ولی در پژوهش‌های دیگر مواردی معرفی شدند که جوان بودن سن لیتوسفر ملاک نبوده بلکه ذوب پوسته در شرایط دیگری مانند بریده شدن ورقه فرورونده و بازشدن پنجره لیتوسفری [۵۰]، [۵۱]، مرحله شروع فرورانش [۵۲]، بریده شدن ورقه فرورونده متعاقب برخورد قوسی [۵۳]، فرورانش پشته میان اقیانوسی [۵۴] و یا فرورانش مورب [۵۵] رخ می‌دهد. البته خارج از بحث ذوب پوسته اقیانوسی فرایندهای دیگری نیز برای تولید مذاب‌های آداکیتی مطرح شده است. این موارد شامل مشارکت گوه گوشته‌ای طی واکنش آن با مذاب‌های حاصل از پلیت فرورونده [۵۶]، [۵۷]، فرایندهای پوسته‌ای از جمله آلایش، اختلاط و تبلور تفریقی (به‌ویژه آمفیبول) [۴۶]، [۵۸]-[۶۲]، ذوب‌بخشی پوسته تحتانی [۶۳-۷۱] و ذوب پوسته تحتانی بریده شده و رها شده در گوشته [۷۲]-[۷۷] است. در ادامه در مورد فرایندهای محتمل در مورد ژنز مذاب آداکیتی منطقه بحث شده است.



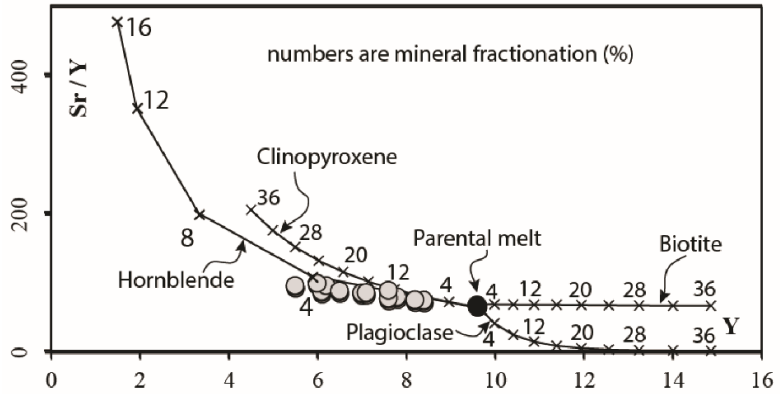
شکل ۷. A) نمودار Sr/Y در مقابل Y [۴۰]، B) نمودار La/Yb در مقابل Yb [۴۳]. در این شکل مدل‌سازی ذوب بخشی از منشأ آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت و اکلوژیتی نیز نمایش داده شده است [۴۴]. البته با این فرض که همه این سنگ‌ها از یک ترکیب اولیه مشابه N-MORB حاصل شده باشند. اعداد نمایش داده شده روی روندها، درجات مختلف ذوب بخشی را نشان می‌دهند. ADR: Andesite- Dacite-Rhyolite.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

مدل‌سازی فرایند تبلور تفریقی

چنان‌که قبلاً نیز با توجه به نمودارهای تغییرات (شکل ۵) بحث شد تنوع ژئوشیمیایی نمونه‌ها را می‌توان به‌طور محتمل در نتیجه فرایند تبلور تفریقی استنباط کرد. در این راستا در شکل ۸ مدل‌سازی تئوریک فرایند تبلور تفریقی انجام شده است. در مدل‌سازی تبلور تفریقی، ترکیب شیمیایی یکی از نمونه‌ها به‌عنوان ترکیب مذاب مادر در نظر گرفته می‌شود. چنین نمونه‌ای معمولاً دارای بیش‌ترین تمرکز عناصر سازگار است. در بین نمونه‌های منطقه بررسی شده، نمونه MJU-40 با داشتن بیش‌ترین مقدار MgO، Ni و Cr نسبت به بقیه نمونه‌ها به‌عنوان ترکیب مذاب مادر در نظر گرفته شده است. سپس به‌کمک رابطه تبلور تفریقی [$C_L/C_0= 1/(F+D(1-F))$] [۲۴] و ضرایب تفریق عنصر بین مذاب و کانی، ترکیب مذاب مدل یا تئوریک محاسبه می‌شود. در رابطهٔ یاد شده، C_L تمرکز عنصر در مذاب باقی‌مانده، C_0 تمرکز عنصر در مذاب مادر، F درصد مذاب باقیمانده و D ضریب تفریق کلی عنصر بین کانی و مذاب (Bulk partition coefficient) است. نوع کانی‌های تفریق شونده را می‌توان بر اساس حضور فنوکریست‌ها در بررسی‌های پتروگرافی استنباط کرد.

در محاسبات انجام شده ضرایب تفریق عناصر Sr و Y بین یک مذاب اسیدی و کانی‌های هورنبلند، کلینوپیروکسن، بیوتیت و پلاژیوکلاز از مقادیر ارائه شده به‌وسیلهٔ [۷۸] استفاده شده است. به‌علاوه، به‌صورت انتخابی درصدهای مختلف مذاب باقی‌مانده (F) که مرتبط با درصد تبلور است در نظر گرفته شده و ترکیب مذاب تئوریک محاسبه می‌شود. چنان‌که در نمودار شکل ۸ ملاحظه می‌شود محاسبات تغییرات ترکیب شیمیایی مذاب باقی‌مانده از نظر تمرکز عناصر Sr و Y به‌صورت جداگانه با درصدهای مختلف تفریق بلوری کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز، هورنبلند و کلینوپیروکسن انجام شده و روند تغییرات ترکیب مذاب باقیمانده نشان داده شده است. سپس این روندها با تغییرات شیمیایی نمونه‌های منطقه مقایسه شده است. بر اساس آن‌چه دیده می‌شود تغییرات شیمیایی نمونه‌های منطقه به‌هیچ‌وجه با تبلور تفریقی پلاژیوکلاز و بیوتیت هم‌خوانی ندارد. برعکس، روند حاصل با تبلور تفریقی کانی‌های آمفیبول (هورنبلند) و کلینوپیروکسن تناسب بهتری دارد. در این بین اثرگذاری تفریق هورنبلند محتمل‌تر از کلینوپیروکسن است چراکه این کانی در بررسی‌های میکروسکوپی حضور پررنگی دارد و در برخی نمونه‌ها فراوانی مودال تا حدود ۱۰ درصد نیز دارد. از طرفی در مواردی آثار انکلاوهای آمفیبولیتی در نمونه‌ها مشاهده شده است که ممکن است قطعاتی از کومولای آمفیبولیتی درون مخزن ماگمایی باشند. بنابراین مطابق روندهای مشاهده شده در شکل ۸ تنوع ژئوشیمیایی نمونه‌ها و روند کاهشی Y در مقابل افزایش نسبت Sr/Y با تبلور تفریقی آمفیبول (هورنبلند) به‌میزان حدود ۴ درصد هم‌خوانی دارد.



شکل ۸. مدل سازی تئوریک تبلور تفریقی کانی‌های هورنبلند، کلینوپیروکسن، بیوتیت و پلاژیوکلاز و مقایسه روندها با ترکیب شیمیایی نمونه‌های بررسی شده در نمودار SR/Y-Y. در شکل بالا اعداد نشان‌دهندهٔ درصد تبلور تفریقی از مذاب مادر (نمونه MJU40) هستند. این محاسبات با استفاده از روابط مربوط به تبلور تفریقی [۲۴] و ضرایب تفریق عناصر SR و Y بین یک مذاب اسیدی و کانی‌های نشان داده شده [۷۸] انجام شده است.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

ماگماتیسم آداکیتی در منطقه آذربایجان

در سال‌های اخیر پژوهش‌های متعددی با موضوع معرفی مذاب‌های آداکیتی و ژنز آنها در منطقه آذربایجان انجام شده است. به‌طورکلی تنوع پارامترهایی مانند مقدار SiO2، MgO، Ni، Cr، Th، Th/Ce و غیره باعث شده دو منشأ برای مذاب‌های آداکیتی پیشنهاد شود:

۱. ذوب‌بخشی پلیت اقیانوسی فرورونده در شرایط رخساره آمفیبولیت- اکلوژیت. به‌طور مثال، ماگماتیسم آداکیتی نئوژن در مناطق مختلف آذربایجان با منشأ آمفیبول-اکلوژیتی تا گارنت- اکلوژیتی لیتوسفر اقیانوسی فرورانده نئوتتیس و در یک جایگاه پس از برخورد معرفی شده است [۴]. به‌علاوه، سنگ‌های آداکیتی شمال غرب مرند به‌عنوان ماگماتیسم پلیوکواترنری پس از برخورد و ناشی از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی گسیخته شده در نظر گرفته شده است [۷۹]. در شمال ورزقان نیز توده‌های کوارتز-مونزونیتی با ماهیت آداکیتی و حاصل ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی گسیخته شده نئوتتیس تفسیر شده است [۱۳]. هم‌چنین، سنگ‌های آتشفشانی داسیتی پلیوکواترنری در شمال آتشفشان سهند به‌عنوان ماگماتیسم آداکیتی مرتبط با ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی گسیخته شده نئوتتیس در نظر گرفته شده‌اند [۸۰]. در جنوب تبریز نیز سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پلیوکواترنری گزارش شده است که ژنز آنها به ذوب ورقه فرورانده نئوتتیس و فرایندهای هضم و تبلور تفریقی پوسته‌ای در یک جایگاه پس از برخورد ارتباط داده شده است [۸۱].

۲. ذوب‌بخشی پوسته تحتانی قاره‌ای. به‌طور مثال، با توجه به اختصاصات شیمیایی و ایزوتوپی، در مورد منشأ و جایگاه سنگ‌های آداکیتی جنوب شرق جلفا، ذوب‌بخش تحتانی پوسته قاره‌ای ضخیم شده مورد اشاره قرار گرفته است [۸۲]. سنگ‌های آتشفشانی حدواسط- اسیدی شیدا در شمال غرب همدان (نوار آتشفشانی همدان-تبریز) نیز به‌عنوان ماگماتیسم آداکیتی ناشی از ذوب‌بخشی لیتوسفر قاره‌ای دگرسان شده (پوسته تحتانی آمفیبولیتی) در زمان میوسن تفسیر شده‌اند [۸۳]. در یکی دیگر از مطالعات که بر اساس داده‌های شیمیایی سنگ کل، ترکیب ایزوتوپی و داده‌های سنی ماگماتیسم میوسن-کواترنری منطقه آذربایجان انجام شده است [۱۱]، منشأ ماگماتیسم آداکیتی مرتبط با ذوب بخشی پلیت فرورونده مورد سوال قرار گرفته است. در منطقهٔ بررسی شده نیز چنان‌که در ادامه آمده است، ژئوشیمی و ژنز سنگ‌های آداکیتی با فرایند دوم سازگاری بیش‌تری دارد.

تحلیل ژنز مذاب

بر اساس آن‌چه پیش‌تر اشاره شد آداکیت‌ها یا مذاب‌های آداکیتی صرفاً از طریق ذوب‌بخشی ورقه فرورونده حاصل نمی‌شوند و مکانیسم‌های دیگری نیز در زایش آنها دخیل است. در شکل ۹ تنوع شیمیایی انواع مختلف سنگ‌های آداکیتی در نمودارهای دوتایی نمایش داده شده است. در این شکل بر اساس تمرکز برخی عناصر اصلی و کمیاب، آداکیت‌های نشأت گرفته از ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده با سنگ‌های آداکیتی حاصل از ذوب پوسته تحتانی و ذوب پوسته تحتانی رهاشده در گوشته (delaminated lower crust) مقایسه شده است. علیرغم وجود هم‌پوشانی ترکیب شیمیایی بین انواع مختلف سنگ‌های آداکیتی در نمودارهای نمایش داده شده (شکل ۹)، ملاحظه می‌شود که برخی تفاوت‌های معنی‌دار نیز قابل تشخیص است. به‌طور مثال، سنگ‌های آداکیتی مشتق از ذوب پوسته تحتانی در مقایسه با دو گروه دیگر دارای تمرکز پایین‌تری از عناصر سازگاری مانند Ni، Cr و MgO و تمرکز بیش‌تری از نسبت FeOT/MgO و نیز Al2O3 و نسبت Th/Ce هستند. نکته دیگر این‌که مذاب‌های آداکیتی منشأ گرفته از پوسته تحتانی رها شده در گوشته دارای تمرکز بالاتری از عناصر سازگار مانند Ni، Cr و MgO نسبت به مذاب‌های آداکیتی منشأ

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

گرفته از پوسته تحتانی هستند که این امر به واکنش مذاب با گوشته و افزایش عناصر سازگار نسبت داده شده است [۴۷]، [۸۴].

در نمودارهای نمایش داده شده، نمونه‌های منطقهٔ بررسی شده قرابت ژئوشیمیایی چندانی با مذاب‌های آداکیتی حاصل از پوسته تحتانی رها شده در گوشته ندارند. هم‌چنین، در نمونه‌های بررسی شده با این‌که تمرکز عناصر سازگاری مانند Ni نسبت به مذاب‌های آداکیتی مشتق از پوسته تحتانی بیش‌تر است ولی میزان MgO و Cr تناسب زیادی با مذاب‌های آداکیتی برخاسته از پوسته اقیانوسی فرورونده ندارد. این فاکتورها در کنار نسبت Th/Ce در نمونه‌های منطقه، قیاس بهتری با آداکیت‌های مشتق از ذوب‌بخشی پوسته تحتانی دارد. به‌علاوه، فاکتورهای دیگری نیز می‌تواند باعث تمایز آداکیت‌های مختلف شود. مقدار Rb، Th و نسبت K2O/Na2O از جمله این فاکتورها هستند. این فاکتورها در آداکیت‌های مشتق از پوسته تحتانی نسبت به آداکیت‌های نشأت گرفته از پلیت فرورونده مقدار بیش‌تری دارند [۸۵]. مقدار Rb، Th و نسبت K2O/Na2O در آداکیت‌های مشتق از پلیت فرورونده به‌ترتیب ۴۱ پی‌پی‌ام، ۴/۵ پی‌پی‌ام و ۰/۳۵ است [۴۱] در حالی‌که میانگین فاکتورهای یادشده در نمونه‌های منطقه به‌ترتیب ۶۷ پی‌پی‌ام، ۱۰/۷ پی‌پی‌ام و ۰/۴۵است که بیش‌تر شبیه آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته تحتانی است. با فرض منشأ پوسته تحتانی برای تشکیل آداکیت‌ها، برخی محققان پیش شرط لازم را وجود ضخامت زیاد پوسته (بیش از ۵۰ کیلومتری) در نظر گرفته‌اند [۷۶, ۸۶-۸۸]. در حالی‌که، مطالعات تجربی نشان داده است که با ذوب‌بخشی پوسته تحتانی مافیک در عمق ۳۰ تا ۴۰ کیلومتری و دمای ۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد امکان حصول مذاب‌های آداکیتی وجود دارد و لزومی ندارد که پوسته تحتانی در شرایط رخساره اکلوژیت قرار گیرد [۶۹]. پژوهش‌های ژئوفیزیکی در شمال غرب ایران حاکی از ضخامت پوسته بیش از ۴۰ کیلومتر است [۸۹, ۹۰]. بنابراین از نظر ضخامت پوسته نیز بعید است که مانعی برای تولید مذاب‌های آداکیتی در منطقه آذربایجان وجود داشته باشد. با توجه به تهی‌شدگی زیاد عناصر HREE مانند Yb در مذاب‌های آداکیتی منطقه (شکل ۷ B)، احتمالاً ضخامت قابل توجه پوسته باعث پایداری گارنت (رخساره اکلوژیت) در قاعده پوسته شده باشد. قابل ذکر است که نتایج بررسی‌های ژئوفیزیکی نشان‌دهندهٔ نازک‌شدگی لیتوسفر (حدود ۱۰۰-۸۵ کیلومتر) در شمال غرب ایران [۹۰-۹۲] است. در قیاس با ضخامت قابل توجه پوسته در منطقهٔ آذربایجان (بیش از ۴۰ کیلومتر)، ضخامت کلی لیتوسفر کم‌تر از حد مورد انتظار است. شواهد ژئوفیزیکی در منطقهٔ آذربایجان و به‌طور کلی فلات ایران-ترکیه نشان از لیتوسفر کم ضخامت است که در پژوهش‌های پیشین نیز به آن اشاره و در بارهٔ آن بحث شده است [۶]. ضخیم‌شدگی لیتوسفری یکی از عوارض تکتونیکی موردانتظار پس از برخورد پلیت‌ها است. از این‌رو، با توجه به بحث‌هایی که در زمینه برخورد پلیت‌های قاره‌ای ایران-عربستان در محدودهٔ زمانی اواخر ائوسن-الیگوسن وجود دارد [۹۳-۹۵] از این‌رو، ضخیم‌شدگی لیتوسفری و البته بریدگی اسلب فرورونده پس از این زمان مورد انتظار است. معمولاً ادامه فرایند تحولات تکتونیکی پس از ضخیم‌شدگی لیتوسفری، بریدگی قاعده لیتوسفر و نازک‌شدگی مجدد آن است که باعث صعود آستنوسفری و افزایش جریان گرمایی می‌شود. به‌نظر می‌رسد که در منطقهٔ شمال غرب ایران-قفقاز-ترکیه بریدگی قاعده لیتوسفر و بالاآمدگی آستنوسفر در نئوژن اتفاق افتاده باشد [۶]، [۱۱] که باعث ذوب لیتوسفری [۹۶] و در نتیجه ماگماتیسم گسترده شده باشد.

البته اتفاقات تکتونیکی دیگر از جمله بریدگی اسلب فرورونده نیز می‌تواند باعث شکل‌گیری فاز جدیدی از ماگماتیسم شود. یکی از شواهد مخالف با ارتباط ماگماتیسم با ذوب‌بخشی پلیت فرورونده، بی‌نظمی فضایی و زمانی ماگماتیسم نئوژن-کواترنری در منطقه آذربایجان است. بدین‌صورت که از نظر سن ماگماتیسم و ترکیب

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

شیمیایی نمی‌توان نظم مکانی خاصی در منطقه آذربایجان مشاهده کرد [۱۱]. بنابراین مکانیسم ذوب‌بخشی قاعده پوسته فرایند منطقی‌تری برای حصول مذاب‌های آداکیتی منطقه آذربایجان است. در واقع می‌توان فرایندهای مختلف مرتبط با ماگماتیسم نئوژن در منطقه آذربایجان را بدین‌صورت خلاصه کرد: ۱. فرایندهای مرتبط با زون سابداکشن فعال (قبل از برخورد) که باعث متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای در اثر مواد مشتق از پلیت فرورانده شده است. بخشی از مذاب‌های حاصل در این مرحله ممکن است در قاعده پوسته قاره‌ای تجمع کرده و سنگ‌های مافیک قاعده پوسته (mafic underplates) را حاصل کرده باشد. ۲. در مرحلهٔ پس از برخورد (نئوژن) که احتمالاً با بریدگی لیتوسفر اقیانوسی فرورنده همراه بوده است [۶]، توأم با جریان‌های جانبی و بالاآمدگی گوشته استنوسفری، بریدگی یا ذوب قاعده لیتوسفر قاره‌ای و نازک شدگی آن اتفاق افتاده است. در این مرحله، جریان حرارتی بالای گوشته که ناشی از بالاآمدگی گوشته استنوسفری و نازک شدگی لیتوسفری بوده، ذوب‌بخشی لیتوسفری و سنگ‌های مافیک قاعده پوسته (منشأ ماگماتیسم آداکیتی) را به همراه داشته است (شکل ۱۰). مذاب‌های گوشته آستنوسفری یا ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری [۹۷] می‌تواند منشأ مذاب‌های آلکالن منطقه آذربایجان باشد. مذاب‌های آلکالن پس از آداکیت‌ها فوران کرده و دارای ترکیب آلکالن اولتراپتاسیک، شوشونیتی و لامپروفیری هستند [۴]. فوران‌های آلکالن میوسن سارای و سهند از جمله موارد شاخص هستند [۹۷]، [۹۸]. به‌علاوه موارد متعددی از ماگماتیسم آلکالن نئوژن (پلیوسن- کواترنری) در شمال غرب ایران در نقاط مختلف گزارش شده است [۵]، [۱۱]. در شمال شرق ترکیه (پونتید شرقی) نیز باور براین است که ماگماتیسم آداکیتی میوسن با ماگماتیسم آلکالن پلیوسن دنبال شده است. منشأ ماگماتیسم آلکالن در آن‌جا نیز به بالاآمدگی آستنوسفری و ذوب گوشته دگرسان ارتباط داده شده است [۹۹].

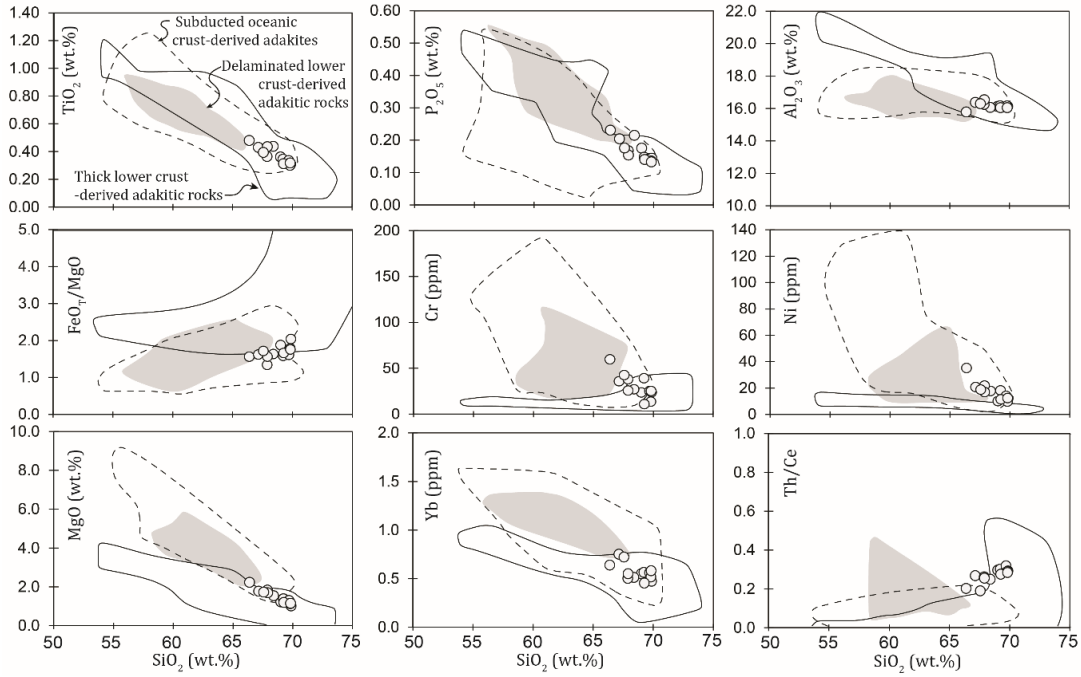
در ضمن مذاب‌های آداکیتی تولید شده به‌طور محتمل کم و بیش با مذاب‌های گوشته‌ای نیز آلایش داشته است که می‌توانسته باعث بالا رفتن تمرکز برخی عناصر سازگار (مانند Ni) در مذاب‌های آداکیتی شده باشد. از مشخصات ماگماتیسم این مرحله تنوع شیمیایی مذاب‌ها به‌دلیل منشأهای مختلف گوشته‌ای و نیز فرایندهای آلایش پوسته و تبلور تفریقی است. از طرفی بریدگی قاعده لیتوسفری با بررسی‌های ژئوفیزیکی و پراکندگی فضایی فوران‌ها در یک منطقه گسترده (فلات شمال غرب ایران-ترکیه) هم‌خوانی دارد [۶]. مشابه با آذربایجان ایران، در شمال شرق ترکیه (پونتید شرقی) نیز به ماگماتیسم آداکیتی میوسن اشاره شده است که در نتیجه ذوب‌بخشی پوسته ضخیم شده مافیک تفسیر شده است [۹۹].

نتیجه‌گیری

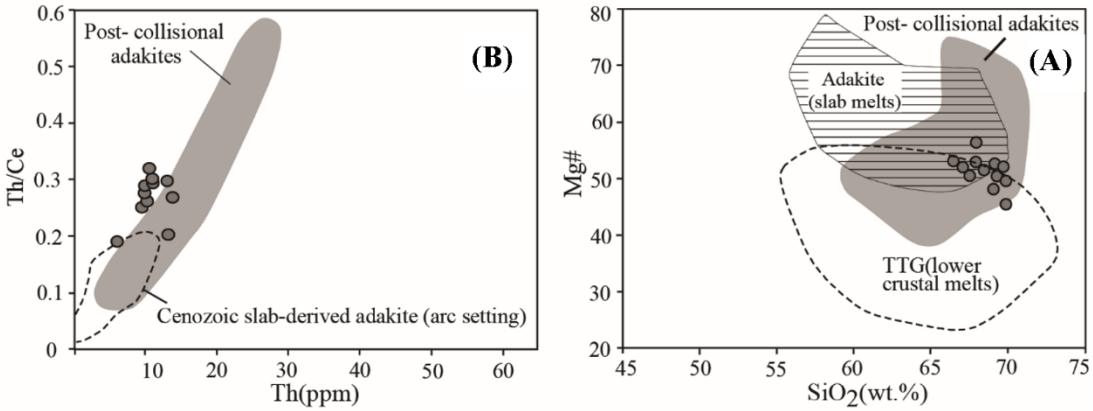
بر اساس روابط چینه‌شناختی و هم‌چنین نتایج پژوهش‌های قبلی، سنگ‌های داسیتی جنوب جلفا به احتمال زیاد سن میوسن دارند. بر اساس معیارهای ژئوشیمیایی مانند تهی‌شدگی شدید عناصر نادر خاکی سنگین، نسبت زیاد Sr/Y و La/Yb این سنگ‌ها در قلمرو سنگ‌های آداکیتی قرار می‌گیرند. مدل‌سازی تئوریک فرایند تبلور تفریقی حکایت از آن دارد که تنوع شیمیایی مذاب اغلب متأثر از تبلور تفریقی آمفیبول (هورنبلند) بوده است. از طرفی اختصاصات ژئوشیمیایی این سنگ‌ها از جمله تمرکز Th، MgO، Cr و Rb و هم‌چنین مقادیر نسبت‌های Th/Ce و K_2O/Na_2O بیش‌تر به آداکیت‌های مشتق از ذوب قاعده پوسته تحتانی نسبتا ضخیم شباهت دارد. با در نظر گرفتن برخورد پلیت‌های قاره‌ای عربستان- اورازیا و بسته شدن نئوتتیس

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

در زمان قبل از میوسن و برپایه شواهد ژئوفیزیکی کنونی می‌توان انتظار داشت که در فلات شمال غرب ایران، برخی اتفاقات از جمله بریدگی اسلب فرورانده، بالاآمدگی استوسفری و بریدگی قاعده لیتوسفر ضخیم شده در زمان پس از برخورد رخ داده باشد. نتیجه این فرایندها می‌تواند منجر به ذوب گوشته دگرسان و پوسته شده باشد و تنوعی از ماگماتیسم با پراکندگی مکانی نسبتاً گسترده در محدودهٔ شمال غرب ایران تا شرق ترکیه در بازه زمانی نئوژن را نتیجه دهد.



شکل ۹. نمودارهای تنوع شیمیایی انواع آداکیت‌ها یا سنگ‌های آداکیتی [۸۴] و جایگاه نمونه‌های جلفا



شکل ۱۰. مقایسهٔ جایگاه‌های تکتونیکی آداکیت‌ها یا سنگ‌های آداکیتی [۱۰۰] و پلات نمونه‌های جلفا، الف) #Mg در مقابل SiO_2، ب) نسبت Th/Ce در مقابل Th

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]
[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

منابع

1. Jamali H., Yaghubpur A., Mehrabi B., Dilek Y., Daliran F.,Meshkani A., "Petrogenesis and Tectono-Magmatic Setting of Meso-Cenozoic Magmatism in Azerbaijan Province", Northwestern Iran, Petrology–new perspectives and applications. Intech, (2012) 39-56.
2. Riou R., Dupuy C.,Dostal J., "Geochemistry of coexisting alkaline and calc-alkaline volcanic rocks from northern Azerbaijan (N.W. Iran)", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 11 (1981) 253-275.
3. 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.
4. Jahangiri A., "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications", Journal of Asian Earth Sciences, 30 (2007) 433-447.
5. Fazlnia A., "Origin and magmatic evolution of the Quaternary syn-collision alkali basalts and related rocks from Salmas", northwestern Iran, Lithos, 344-345 (2019) 297-310.
6. Dilek Y., Imamverdiyev N., Altunkaynak Ş., "Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint", International Geology Review, 52 (2010) 536-578.
7. Şengör A., Özeren S., Genç T., Zor E., "East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure", Geophysical Research Letters, 30 (2003).
8. Keskin M., "Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia", Turkey, Geophysical Research Letters, 30 (2003).
9. Ghalamghash J., Schmitt A. K.,Chaharlang R., "Age and compositional evolution of Sahand volcano in the context of post-collisional magmatism in northwestern Iran: Evidence for time-transgressive magmatism away from the collisional suture", Lithos, 344-345 (2019) 265-279.
10. Ghalamghash J., Mousavi S., Hassanzadeh J., Schmitt A., "Geology, zircon geochronology, and petrogenesis of Sabalan volcano (northwestern Iran)", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 327 (2016) 192-207.
11. Lechmann A., Burg J.-P., Ulmer P., Guillong M., Faridi M., "Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azerbaijan: Geochronological and geochemical evidence", Lithos, 304-307 (2018) 311-328.
12. Keskin M., Pearce J. A., Kempton P. D., Greenwood P., "Magma-crust interactions and magma plumbing in a postcollisional setting: geochemical evidence from the Erzurum-Kars

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]

[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

volcanic plateau, eastern Turkey", Special Papers-Geological Society of America, 409 (2006) 475.

13. Simmonds V., "Geochemistry and petrogenesis of an adakitic quartz-monzonitic porphyry stock and related cross-cutting dike suites, Kighal", northwest Iran, International Geology Review, 55 (2013) 1126-1144.
14. Guillong M., Meier D., Allan M., "Heinrich, C.,Yardley, B., SILLS: a MATLAB-based program for the reduction of laser ablation ICP-MS data of homogeneous materials and inclusions", Mineralogical Association of Canada Short Course, 40 (2008) 328-333.
15. Abdollahi M. R., Hosseini M., "Geological map of Julfa. Scale 1/100000", Geological Survey of Iran., (1996).
16. Buckley V. J. E., Sparks R. S. J., Wood B. J., "Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufrière Hills Volcano", Montserrat, Contributions to Mineralogy and Petrology, 151 (2006) 121-140.
17. Plechov P. Y., Tsai A. E., Shcherbakov V. D., Dirksen O. V., "Opacitization conditions of hornblende in Bezymyannyi volcano andesites (March 30, 1956 eruption)", Petrology, 16 (2008) 19-35.
18. Rutherford M. J., Devine J. D., "Magmatic Conditions and Magma Ascent as Indicated by Hornblende Phase Equilibria and Reactions in the 1995-2002 Soufrière Hills Magma", Journal of Petrology, 44 (2003) 1433-1453.
19. Tulloch A., "Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite", Contributions to Mineralogy and Petrology, 69 (1979) 105-117.
20. Shabani A. A. T., "Occurrence of prehnite, pumpellyite and garnet in biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachians: a mineral chemistry study using electron microprobe", Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 22 (2011) 135-142.
21. Irvine T. N., Baragar W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences, 8 (1971) 523-548.
22. Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology, 20 (1977) 325-343.
23. Maniar P. D., Piccoli P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geological Society of America Bulletin, 101 (1989) 635-643.
24. Rollinson H. R., "Using geochemical data: evaluation, presentation", interpretation. 2014: Routledge.
25. Miller C. F., Mittlefehldt D. W., "Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas", Geology, 10 (1982) 129-133.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]

[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

26. Hermann J., "Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust", Chemical Geology, 192 (2002) 289-306.
27. Watson E. B., Capobianco C. J., "Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas: an assessment of the role of apatite", Geochimica et Cosmochimica Acta, 45 (1981) 2349-2358.
28. Wark D. A., Miller C. F., "Accessory mineral behavior during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton", southeastern California, U.S.A, Chemical Geology, 110 (1993) 49-67.
29. Cigolini C., "Intracrustal origin of Arenal basaltic andesite in the light of solid–melt interactions and related compositional buffering", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 86 (1998) 277-310.
30. Bellos L. I., Castro A., Díaz-Alvarado J., Toselli A., "Multi-pulse cotectic evolution and in-situ fractionation of calc-alkaline tonalite-granodiorite rocks", Sierra de Velasco batholith, Famatinian belt, Argentina, Gondwana Research, 27 (2015) 258-280.
31. Bonev N., Stampfli G., "Gabbro, plagiogranite and associated dykes in the supra-subduction zone Evros Ophiolites", NE Greece, Geological Magazine, 146 (2009) 72-91.
32. Woodhead J., Eggins S., Gamble J., "High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: Evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge", Earth and Planetary Science Letters, 114 (1993) 491-504.
33. Pearce J. A., Stern R.J., "Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives", Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions, (2006) 63-86.
34. Kelemen P. B., Shimizu N., Dunn T., "Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle", Earth and Planetary Science Letters, 120 (1993) 111-134.
35. Delavari M., Shakeri A., "Taftan volcanic rocks: implication for adakitic magmatism of Makran magmatic arc", Quaternary Journal of Iran, 2 (2016) 1-14 (in Persian).
36. Pang K.-N., Chung S.-L., Zarrinkoub M. H., Chiu H.-Y., Li X.-H., "On the magmatic record of the Makran arc, southeastern Iran: Insights from zircon U-Pb geochronology and bulk-rock geochemistry", Geochemistry, Geophysics, Geosystems, (2014) 10.1002/2014GC005262.
37. Ghalamghash J., Schmitt A., Shiaian K., Jamal R., Chung S.-L., "Magma origins and geodynamic implications for the Makran-Chagai arc from geochronology and geochemistry of Bazman volcano", southeastern Iran, Journal of Asian Earth Sciences, 171 (2019) 289-304.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]

[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

38. Sun S.-S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", Geological Society, London, Special Publications, 42 (1989) 313-345.
39. Defant M. J., Drummond M. S., "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", Nature, 347 (1990) 662-665.
40. Drummond M. S., Defant M. J., "A model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons", Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 95 (1990) 21503-21521.
41. Drummond M. S., Defant M. J., Kepezhinskas P. K., "Petrogenesis of slab-derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas", Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 87 (1996) 205-215.
42. Defant M. J., Kepezhinskas P., "Evidence suggests slab melting in arc magmas", Eos, Transactions American Geophysical Union, 82 (2001) 65-69.
43. Castillo P. R., Janney P. E., Solidum R. U., "Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting", Contributions to Mineralogy and Petrology, 134 (1999) 33-51.
44. Castillo P. R., "Adakite petrogenesis, Lithos", 134-135 (2012) 304-316.
45. Martin H., "Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids", Lithos, 46 (1999) 411-429.
46. Richards J. P., Kerrich R., "Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis", Economic Geology, 102 (2007) 537-576.
47. Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyen J. F., Champion D., "An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution, Lithos", 79 (2005) 1-24.
48. Rapp R. P., Watson E. B., Miller C. F., "Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites", Precambrian Research, 51 (1991) 1-25.
49. Sen C., Dunn T., "Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites", Contributions to Mineralogy and Petrology, 117 (1994) 394-409.
50. Yogodzinski G., Lees J., Churikova T., Dorendorf F., Wöerner G., Volynets O., "Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges", Nature, 409 (2001) 500-504.
51. Thorkelson D. J., Breitsprecher K., "Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas", Lithos, 79 (2005) 25-41.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]

[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

52. Sajona F. G., Maury R. C., Bellon H., Cotten J., Defant M. J., Pubellier M., "Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao", Philippines, Geology, 21 (1993) 1007-1010.
53. Gao Y., Hou Z., Kamber B., Wei R., Meng X., Zhao R., "Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism", Contributions to Mineralogy and Petrology, 153 (2007) 105-120.
54. Kay S. M., Ramos V., Marquez M., "Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America", Journal of Geology, 101 (1993) 703-714.
55. Yogodzinski G. M., Kay R. W., Volynets O. N., Koloskov A. V., Kay S. M., "Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge", Geological Society of America Bulletin, 107 (1995) 505-519.
56. Stern C. R., Kilian R., "Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone", Contributions to Mineralogy and Petrology, 123 (1996) 263-281.
57. Bourdon E., Eissen J.-P., Monzier M., Robin C., Martin H., Cotten J., Hall M. L., "Adakite-like Lavas from Antisana Volcano (Ecuador): Evidence for Slab Melt Metasomatism Beneath Andean Northern Volcanic Zone", Journal of Petrology, 43 (2002) 199-217.
58. Macpherson C. G., Dreher S. T., Thirlwall M. F., "Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma", Mindanao, the Philippines, Earth and Planetary Science Letters, 243 (2006) 581-593.
59. Zhang C., Ma C., Holtz F., Koepke J., Wolff P. E., Berndt J., "Mineralogical and geochemical constraints on contribution of magma mixing and fractional crystallization to high-Mg adakite-like diorites in eastern Dabie orogen", East China, Lithos, 172–173 (2013) 118-138.
60. Kolb M., Von Quadt A., Peytcheva I., Heinrich C. A., Fowler S. J., Cvetković V., "Adakite-like and Normal Arc Magmas: Distinct Fractionation Paths in the East Serbian Segment of the Balkan-Carpathian Arc", Journal of Petrology, 54 (2013) 421-451.
61. Foley F. V., Pearson N. J., Rushmer T., Turner S., Adam J., "Magmatic Evolution and Magma Mixing of Quaternary Adakites at Solander and Little Solander Islands", New Zealand, Journal of Petrology, 54 (2013) 703-744.
62. Rodriguez C., Sellés D., Dungan M., Langmuir C.,Leeman W., "Adakitic Dacites Formed by Intracrustal Crystal Fractionation of Water-rich Parent Magmas at Nevado de Longaví

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]

[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

Volcano (36·2°S; Andean Southern Volcanic Zone", Central Chile), Journal of Petrology, 48 (2007) 2033-2061.

63. Chung S.-L., Liu D., Ji J., Chu M.-F., Lee H.-Y., Wen D.-J., Lo C.-H., Lee T.-Y., Qian Q., Zhang Q., "Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet", Geology, 31 (2003) 1021-1024.
64. Hou Z. Q., Gao Y. F., Qu X. M., Rui Z. Y., Mo X. X., "Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east–west extension in southern Tibet", Earth and Planetary Science Letters, 220 (2004) 139-155.
65. Petford N., Atherton M., "Na-rich Partial Melts from Newly Underplated Basaltic Crust: the Cordillera Blanca Batholith", Peru, Journal of Petrology, 37 (1996) 1491-1521.
66. Wang C., Song S., Niu Y., Allen M. B., Su L., Wei C., Zhang G., Fu B., "Long-lived melting of ancient lower crust of the North China Craton in response to paleo-Pacific plate subduction", recorded by adakitic rhyolite, Lithos, 292-293 (2017) 437-451.
67. Pang K.-N., Chung S.-L., Zarrinkoub M. H., Li X.-H., Lee H.-Y., Lin T.-H., Chiu H.-Y., "New age and geochemical constraints on the origin of Quaternary adakite-like lavas in the Arabia–Eurasia collision zone", Lithos, 264 (2016) 348-359.
68. Ma L., Wang B.-D., Jiang Z.-Q., Wang Q., Li Z.-X., Wyman D. A., Zhao S.-R., Yang J.-H., Gou G.-N.,Guo H.-F., "Petrogenesis of the Early Eocene adakitic rocks in the Napuri area, southern Lhasa: Partial melting of thickened lower crust during slab break-off and implications for crustal thickening in southern Tibet", Lithos, 196-197 (2014) 321-338.
69. Qian Q.,Hermann J., "Partial melting of lower crust at 10-15 kbar: constraints on adakite and TTG formation", Contributions to Mineralogy and Petrology, 165 (2013) 1195-1224.
70. Yumul G. P., Dimalanta C., Bellon H., Faustino D. V., De Jesus J. V., Tamayo R. A., Jumawan F. T., "Adakitic lavas in the Central Luzon back-arc region, Philippines: lower crust partial melting products?", Island Arc, 9 (2000) 499-512.
71. Guo Z., Wilson M., Liu J., "Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust", Lithos, 96 (2007) 205-224.
72. Gao S., Rudnick R. L., Yuan H.-L., Liu X.-M., Liu Y.-S., Xu W.-L., Ling W.-L., Ayers J., Wang X.-C.,Wang Q.-H., "Recycling lower continental crust in the North China craton", Nature, 432 (2004) 892-897.
73. Wang Q., Xu J.-F., Zhao Z.-H., Bao Z.-W., Xu W.,Xiong X.-L., "Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent", Geochemical Journal, 38 (2004) 417-434.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]

[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

74. Xu J.-F., Shinjo R., Defant M. J., Wang Q., Rapp R. P., "Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust?", Geology, 30 (2002) 1111-1114.

75. Guo F., Fan W., Li C., "Geochemistry of late Mesozoic adakites from the Sulu belt, eastern China: magma genesis and implications for crustal recycling beneath continental collisional orogens", Geological Magazine, 143 (2006) 1-13.

76. Wang Q., Wyman D. A., Xu J.-F., Zhao Z.-H., Jian P., Xiong X.-L., Bao Z.-W., Li C.-F., Bai Z.-H., "Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area", Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu–Au mineralization, Lithos, 89 (2006) 424-446.

77. Seghedi I., Bojar A.-V., Downes H., Roşu E., "Tonarini, S.,Mason, P., Generation of normal and adakite-like calc-alkaline magmas in a non-subductional environment: An Sr–O–H isotopic study of the Apuseni Mountains neogene magmatic province", Romania, Chemical Geology, 245 (2007) 70-88.

78. Bachmann O., Dungan M. A., Bussy F., "Insights into shallow magmatic processes in large silicic magma bodies: the trace element record in the Fish Canyon magma body", Colorado, Contributions to Mineralogy and Petrology, 149 (2005) 338-349.

79. Ahmadzadeh G., Jahangiri A., Mojtahedi M., David L., "Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional adakitic rocks in northwest of Marand", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 18 (2011) 709-722 (in Persian).

80. Jalili Ghareh Ghaye V., Amel N., Hajialioghli R., Moayyed M., "Petrogenesis of adakitic Plio-Quaternary post collision rocks, north of Sahand volcano (NW of Iran)", Petrology, 22 (2015) 157-172 (in Persian).

81. Pirmohammadi Alishah F., "Petrogenesis of post-collisional Plio-Quaternary adakitic rocks in south of Tabriz", Petology, 22 (2015) 71-90 (in Persian).

82. Moharrami F., Pourmoafi S. M., Ghorbani M., Mir Mohammadi M. S., "Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of adakitic rocks in southeast of Julfa, northwestern Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 2 (2015) 241-256 (in Persian).

83. Torkian A., Furman T., Salehi N., Veloski K., "Petrogenesis of adakites from the Sheyda volcano, NW Iran", Journal of African Earth Sciences, 150 (2019) 194-204.

84. Wang Q., Xu J.-F., Jian P., Bao Z.-W., Zhao Z.-H., Li C.-F., Xiong X.-L., Ma J.-L., "Petrogenesis of Adakitic Porphyries in an Extensional Tectonic Setting, Dexing, South China: Implications for the Genesis of Porphyry Copper Mineralization", Journal of Petrology, 47 (2006) 119-144.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]

[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

85. Delavari M., Amini S., Schmitt A. K., McKeegan K. D., Mark Harrison T., "U–Pb geochronology and geochemistry of Bibi-Maryam pluton, eastern Iran: Implication for the late stage of the tectonic evolution of the Sistan Ocean", Lithos, 200-201 (2014) 197-211.
86. Topuz G., Altherr R., Schwarz W., Siebel W., Satır M., Dokuz A., "Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycık granodiorite (Eastern Pontides, Turkey)", Contributions to Mineralogy and Petrology, 150 (2005) 441-455.
87. Wang Q., McDermott F., Xu J.-f., Bellon H., Zhu Y.-t., "Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting", Geology, 33 (2005) 465-468.
88. Hou M.-L., Jiang Y.-H., Jiang S.-Y., Ling H.-F., Zhao K.-D., "Contrasting origins of late Mesozoic adakitic granitoids from the northwestern Jiaodong Peninsula, east China: implications for crustal thickening to delamination", Geological Magazine, 144 (2007) 619-631.
89. Zor E., "Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and the Caucasus", Geophysical Journal International, 175 (2008) 1273-1282.
90. Taghizadeh-Farahmand F., Sodoudi F., Afsari N., Ghassemi M. R., "Lithospheric structure of NW Iran from P and S receiver functions", Journal of Seismology, 14 (2010) 823-836.
91. Maggi A., Priestley K., "Surface waveform tomography of the Turkish–Iranian plateau", Geophysical Journal International, 160 (2005) 1068-1080.
92. Bavali K., Motaghi K., Sobouti F., Ghods A., Abbasi M., Priestley K., Mortezanejad G., Rezaeian M., "Lithospheric structure beneath NW Iran using regional and teleseismic travel-time tomography", Physics of the Earth and Planetary Interiors, 253 (2016) 97-107.
93. Madanipour S., Ehlers T. A., Yassaghi A., Enkelmann E., "Accelerated middle Miocene exhumation of the Talesh Mountains constrained by U-Th/He thermochronometry: evidence for the Arabia-Eurasia collision in the NW Iranian Plateau", Tectonics, 10.1002/2016TC004291 (2017).
94. Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monié P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geological Magazine, 148 (2011) 692-725.
95. Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", International Journal of Earth Sciences, 94 (2005) 401-419.
96. Pearce J., Bender J., De Long S., Kidd W., Low P., Güner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J., "Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44 (1990) 189-229.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]

[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]

97. Shafaii Moghadam H., Ghorbani G., Khedr M. Z., Fazlnia N., Chiaradia M., Eyuboglu Y., Santosh M., Francisco C. G., Martinez M. L., Gourgaud A., Arai S., "Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray)", NW Iran: Implications for geodynamic evolution of the Turkish–Iranian High Plateau, Gondwana Research, 26 (2014) 1028-1050.

98. Aftabi A., Atapour H., "Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran", Episodes, 23 (2000) 119-125.

99. Eyuboglu Y., Santosh M., Yi K., Bektaş O., Kwon S., "Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region", Lithos, 146–147 (2012) 218-232.

100. Zhu D.-C., Zhao Z.-D., Pan G.-T., Lee H.-Y., Kang Z.-Q., Liao Z.-L., Wang L.-Q., Li G.-M., Dong G.-C., Liu B., "Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction?", Journal of Asian Earth Sciences, 34 (2009) 298-309.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-09]

[DOI: 10.52547/gnf.6.2.295]