

پتروژنز و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی جوان در حسن آباد دره زرشک (جنوب غرب یزد)

شهریار محمودی*؛ استادیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

علی محمد خواجه‌ای؛ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۳/۳۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۹/۲۹

چکیده

مجموعه آتشفشانی حسن آباد دره زرشک در غرب ایران مرکزی، کمر بند آتشفشانی ارومیه - دختر و جنوب غربی شهرستان یزد، واقع است. این مجموعه از سنگ‌های آذرین خروجی با ترکیب حد واسط تا اسیدی است. بر اساس خصوصیات چینه‌شناسی، طی یک دوره فعالیت‌های آتشفشانی در پلیو-کواترنری فوران یافته است. همچنین دایک‌های تراکی آندزیت، آندزیت، و دولریت در سنگ‌ها نفوذ کرده. بافت اصلی پورفیری است. اما بافت‌های دیگری نیز دیده می‌شود. برخی از ویژگی‌های بافتی و حاکی از عدم تعادل بلور با مذاب است. روند تغییرات عناصر اصلی و کمپاب و شیمی بلورها پدیده آرایش ماگمایی را در منطقه تأیید می‌کند. الگوی عناصر ناسازگار شاخص‌های ماگماهای کالک آلکان را در مناطق فرورانش نشان می‌دهد. علاوه بر این ویژگی‌ها، وجود برخی خصوصیات نظیر $\text{SiO}_2 \geq 56 \text{ wt\%}$ ، $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15 \text{ wt\%}$ ، $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.5 \text{ wt\%}$ ، $\text{Sr} > 400 \text{ ppm}$ ، $\text{Y} \leq 18 \text{ ppm}$ و $\text{Nb} < 10 \text{ ppm}$ در مجموعه آذرین منطقه بیانگر ماگماهای مناطق فرورانش، با عنوان ماگماهای آداکیتی، تعلق دارند. بر اساس طبقه‌بندی، آداکیت‌های منطقه مطالعاتی در زمره آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) هستند. زینولیت‌هایی موجود که منشأ عمق تر دارند. شواهد ترموبارتری به‌دست‌آمده از بررسی شیمی کانی‌ها نیز عمق و دمای تشکیل این سنگ‌ها در مناطق مشابه تشکیل ماگمای آداکیتی را تأیید می‌کند. کلیدواژگان: آداکیت، آرایش ماگمایی، ایران مرکزی، بلوک یزد، جایگاه تکتونیکی، داسیت.

مقدمه

پتروژنز مجموعه سنگ‌های آذرین کمان‌های قاره‌ای پیچیده‌تر از سنگ‌های آذرین کمان‌های اقیانوسی است و علت آن پارامترهای مختلفی است که بر ترکیب اصلی ماگما تأثیر گذارند؛ مانند آلودگی پوسته قاره‌ای، ترکیب شدن با ماگماهای حاصل از ذوب پوسته، و پدیده تفریق از ماگماهای مافیک اولیه حاصل از ذوب گوشته (مارتین و همکاران ۲۰۰۵؛ ایوبگلو و همکاران ۲۰۱۸). بیشترین تولید اولیه ماگما در حاشیه صفحات هم‌گرا از گوه گوشته‌ای آغاز می‌شود که ترکیب آن‌ها با سیالات غنی از آب، که از پوسته اقیانوسی فرورونده آزاد شده است، کنترل می‌شود (ایوبگلو و همکاران ۲۰۱۸؛ تاتسومی و همکاران ۱۹۸۶؛ پاولی و هولداوی ۱۹۹۳). از دیدگاه تاریخی، ابتدا آداکیت‌ها نوعی از سنگ‌های غیرعادی در جزیره آداک شناخته شدند، که کی (۱۹۷۸) آن‌ها را آندزیت‌های مگنزی نامید و توصیف کرد. در مطالعات بعدی، دیفانت و دورمونت (۱۹۹۰) این مجموعه سنگی را آداکیت (Adakite) نامیدند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی غیرعادی این سنگ‌ها

عبارت‌اند از: $\text{SiO}_2 \geq 56 \text{ wt}\%$ ، $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15 \text{ wt}\%$ ، $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.5 \text{ wt}\%$ ، $\text{Sr} > 400 \text{ ppm}$ ، $\text{Y} \leq 18 \text{ ppm}$ ، $\text{Nb} < 10 \text{ ppm}$ ، و الگوی به شدت تفریق‌یافته عناصر خاکی کمیاب (REE) $(\text{La}/\text{Yb})_N > 10$)). این سنگ‌ها دارای مقادیر La_N ۴۰ تا ۱۲۰ و محتوای بسیار پایین عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) $(\text{Yb} < 3.3 \text{ ppm})$ هستند. غنی‌شدگی بیشتر Sr و مقدار پایین HREE در سنگ‌های آداکیتی منطقه از ویژگی‌هایی است که آن‌ها را از سنگ‌های کالک آلکال معمولی جدا می‌سازد (مارتین ۱۹۹۹). معمولاً عناصر کمیاب شاخص‌های بهتری برای تمایز آداکیت‌اند. این گروه از سنگ‌ها دارای محتوای بالای کروم با میانگین و ۲۷/۶۲ ppm و نیکل با میانگین ۶۸/۳۷ ppm مقادیر بالای Sr (بیش از ۴۰۰ ppm تا ۲۰۰۰ ppm)، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) مانند La و Ce و عناصر لیتوفیل بزرگیون (LILE) مانند Rb و Th و Ba و K، و تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین HREE هستند (مارتین و همکاران ۲۰۰۵؛ دیفانیت و درمونت ۱۹۹۰؛ زانگ و همکاران ۲۰۱۷). برخی محققان بر آن‌اند که آنومالی منفی Nb شاخص سنگ‌های پوسته قاره‌ای است و این مطلب نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرایند ماگمایی است و ثابت می‌کند که سنگ‌های منطقه شباهت‌های فراوانی با نوعی از سنگ‌های آداکیتی دارند که طی فرورانش به وجود می‌آیند (رولینسون ۱۹۹۳). علاوه بر خصوصیات ژئوشیمیایی عناصر اصلی، در نمودارهای عنکبوتی نیز شاخص‌های ماگماهای آداکیتی کالک آلکال در مناطق فرورانش را نشان می‌دهند. ناهنجاری منفی Nb و Ti نیز از خواص ماگماهای مناطق فرورانش است (فولی و همکاران ۲۰۱۳؛ ویلسون ۱۹۸۹). در ایران در بخش‌های شمالی و غرب خرده‌قاره ایران مرکزی سنگ‌های آتشفشانی با سرشت آداکیتی گزارش شده است (مثلاً؛ قدمی و همکاران ۲۰۰۸). مطالعات جدیدتر نیز وجود سنگ‌های با سرشت آداکیتی را در منطقه شمال خرده‌قاره ایران مرکزی، از جمله منطقه شاهرود، و کمان ماگمایی که به موازات گسل ترود به سن سنوزوئیک وجود دارد گزارش کرده است. این کمان حاصل فرورانش در بخشی از پوسته قاره‌ای دانسته شده و بر اساس محاسبات ترموبارمتری عمق تشکیل ماگما ۳۰ تا ۳۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است (یوسفی و همکاران ۲۰۱۷). در کمر بند ارومیه- دختر نیز مجموعه‌های آداکیتی در منطقه آذربایجان سه‌پند شناسایی و بررسی شده است که به باور محققان مجموعه‌های آداکیتی در این منطقه محصول مذاب‌های حاصل از تصادم قاره‌ای و ذوب جزئی در پوسته تحتانی است (جهانگیری ۲۰۰۷؛ جلیلی قره‌قیه و همکاران ۱۳۹۴). در بخش شمالی سنج- سیرجان و کمان ماگمایی همدان- تبریز مجموعه‌های آداکیتی بیرون‌زدگی دارد. مطالعات انجام‌گرفته ذوب در هنگام یا بعد از فرورانش، از یک منشأ مانتویی هتروژن با ترکیب گارنت آمفیبولیتی، را نشان می‌دهد (عزیزی و همکاران ۲۰۱۳). در بخش‌های پایین‌تر کمان یادشده نیز مطالعات اخیر بیانگر شرایط مشابه تشکیل مذاب از یک گوشته نامتعارف است (ترکیان و همکاران ۲۰۱۹). مجموعه آداکیتی غرب نائین در بخش غربی بلوک ایران مرکزی شواهدی دال بر ذوب پوسته اقیانوسی فرورو از خود نشان می‌دهد (فردفشانی و همکاران ۱۳۹۳). همچنین در بخش جنوبی لوت و زون مکران نیز ولکانیسم آداکیتی گزارش شده است (دلآوری کوشان و شاکری ۱۳۹۵). در این پژوهش سعی شد خصوصیات ژئوشیمیایی اصلی مربوط به مجموعه‌های آداکیتی با مجموعه آتشفشانی دره زرشک در منطقه جنوب‌غربی شهرستان یزد بررسی شود.

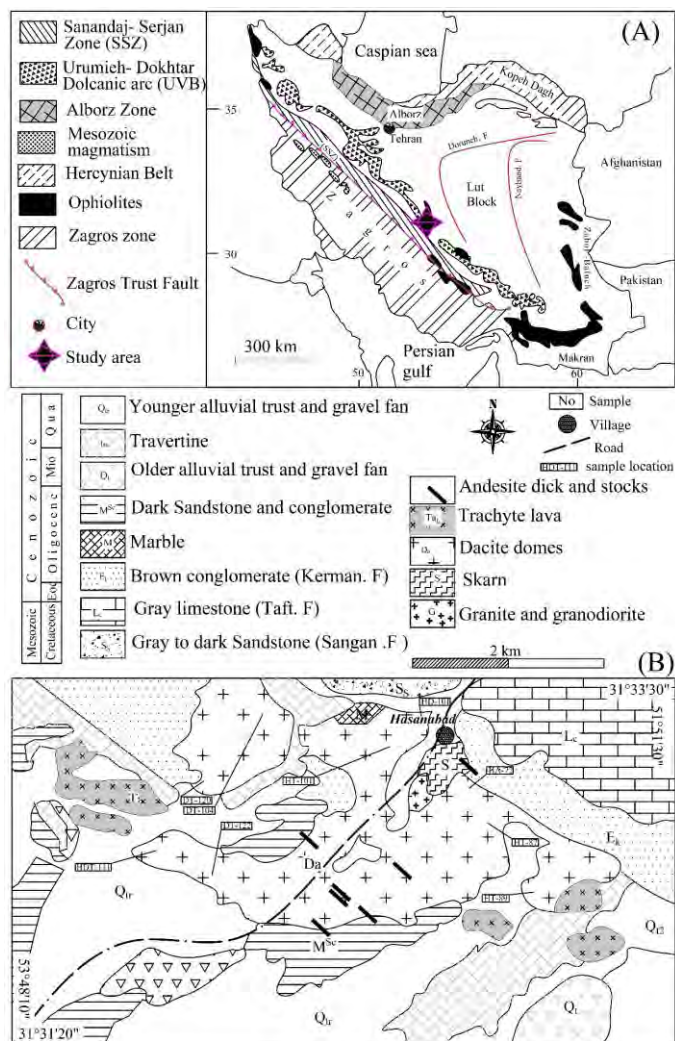
مواد و روش‌ها

پس از بازدیدهای صحرایی و بررسی روابط صحرایی در مجموعه آتشفشانی دره زرشک، بیش از ۱۰۰ عدد نمونه از فازهای مختلف سنگی برداشت شد. در مرحله بعدی تعداد ۴۰ عدد مقطع میکروسکوپی نازک و مقطع نازک صیقلی جهت مطالعات پتروگرافی و شیمی کانی تهیه شد که به کمک میکروسکوپ پلاریزان تحقیقاتی زایس در دانشگاه خوارزمی تهران مورد مطالعه قرار گرفت. بر اساس مطالعات پتروگرافی از دو عدد از مقاطع صیقلی از داسیت‌های منطقه دره زرشک تجزیه شیمیایی نقطه‌ای دقیق (EPMA) از کانی‌های پلاژیوکلاز (۷۷ نقطه) و آمفیبول (۲۳ نقطه) در دانشگاه اسلو کشور نروژ با دستگاه Cameca-SX-100 به عمل آمد. این بررسی‌ها تحت شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلو ولت و شدت جریان ۱۵ نانو آمپر با قطر بیم ۵ میکرومتر صورت گرفت. برای بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ کل تعداد ۸ نمونه با کمترین میزان دگرسانی انتخاب شد. تجزیه عناصر اصلی (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, MnO,) تجزیه عناصر اصلی (Na₂O, K₂O, CaO, P₂O₅, SO₃, SrO, BaO, ZrO₂, CuO, Rb₂O, ZnO, CoO, Cr₂O₃, Cl) به روش اسپکترومتری فلورسانس اشعه X (XRF) توسط آزمایشگاه تحقیقات حالت جامد دانشگاه دامغان دستگاه مدل BRUKER axs – S₄ EXPLORER با حدود آشکارسازی 1/1000 ppm انجام پذیرفت.

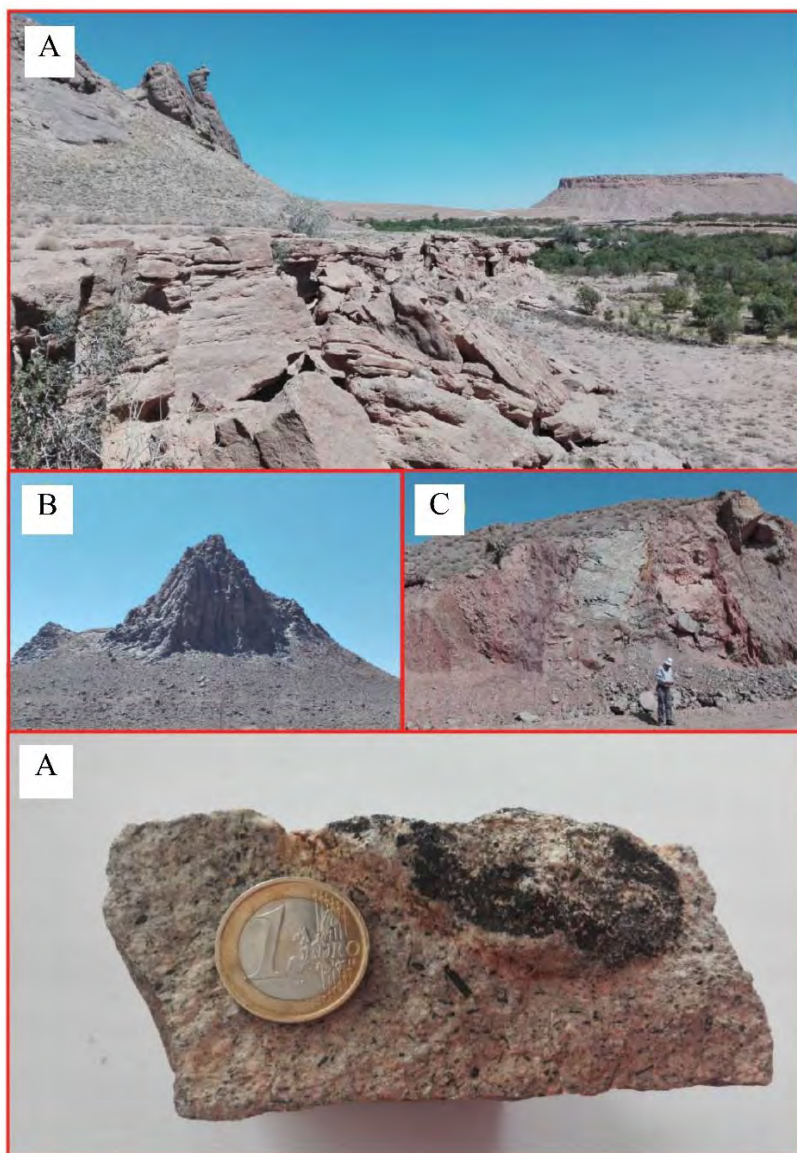
زمین‌شناسی عمومی

مجموعه آتشفشانی دره زرشک در زون ساختاری ایران مرکزی، در کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر، واقع شده است. این محدوده در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ آباده و ۱/۱۰۰۰۰۰ خضرآباد در ۸۰ کیلومتری جنوب غرب شهر یزد و ۱۵ کیلومتری شهرستان دهشیر قرار دارد. محدوده جغرافیایی آن بین طول‌های جغرافیایی شرقی "۵۳°۵۲'۰۰" و "۵۳°۴۷'۰۰" و عرض‌های جغرافیایی شمالی "۳۱°۳۳'۳۰" و "۳۱°۳۱'۰۰" قرار دارد (شکل A۱). سنگ‌های کنگلومرای - شیلی - ماسه‌سنگی سازند سنگستان با سن کرتاسه زیرین و سنگ‌های آهکی سازند تفت با سن کرتاسه میانی از رخنمون‌های سنگی کهن در منطقه حسن آباد دره زرشک هستند (پرتوآذر و ابوتراب ۱۳۶۰). دیگر واحدهای رسوبی منطقه شامل سازند کنگلومرای کرمان، تراورتن‌ها، تراست‌ها، و رسوبات آبرفتی است. سنگ‌های آذرین منطقه از مجموعه‌های آتشفشانی دره زرشک و حسن آباد (آداکیت‌ها) - شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های ریولیت، داسیت، تراکیت و تراکی آندزیت، توده نفوذی دیوریتی، دایک‌های گابرویی دولریتی - تشکیل شده است (شکل B۱). این مجموعه اغلب ارتفاعات منطقه مورد مطالعه - از جمله کوه جنوب شرق توران پشت، کوه جنوب خوره، کوه‌های شرق و غرب روستای دره گازه - را شامل می‌شوند (شکل A۲). ولکانیک‌ها در نقاط مختلف محدوده مطالعاتی - از جمله در اطراف روستای حسن آباد، غرب و جنوب روستای توران پشت، غرب و شمال شرقی روستای دره گازه، شمال و جنوب روستای خوره، اطراف روستای دره زرشک، جنوب و جنوب غرب روستای بیشه - پراکنده‌اند (شکل B۲). سن این سنگ‌ها در هر دو نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خضرآباد (حاج ملاحی ۱۳۷۱) و نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ آباده (نبوی و علوی ۱۳۶۲) نتوژن مشخص شده است. بخش‌های نفوذی (گرانودیوریتی) در اطراف حسن آباد آهک‌های سازند آهکی تفت را به اسکارن تبدیل کرده است. این

اسکارن‌ها حاوی گارنت‌هایی هستند که درون بافت پورفایروپلاستیک در زمینه کلسیت کوارتز قرار دارند. در اطراف روستای دره زرشک دایک‌های داسیتی و ریولیتی کنگلومرای خاکسترنگ میوسن را، که حاوی قطعاتی از سازند تفت تا کنگلومرای کرمان‌اند، قطع کرده است (شکل C۱). این پدیده بیانگر سن نسبی این مجموعه آتشفشانی است که در محدوده میوسن تا کواترنری قرار می‌گیرد.



شکل ۱. (A) نقشه زون‌های ساختاری ایران و محل مجموعه آتشفشانی دره زرشک؛ (B) نقشه زمین‌شناسی مجموعه آتشفشانی دره زرشک

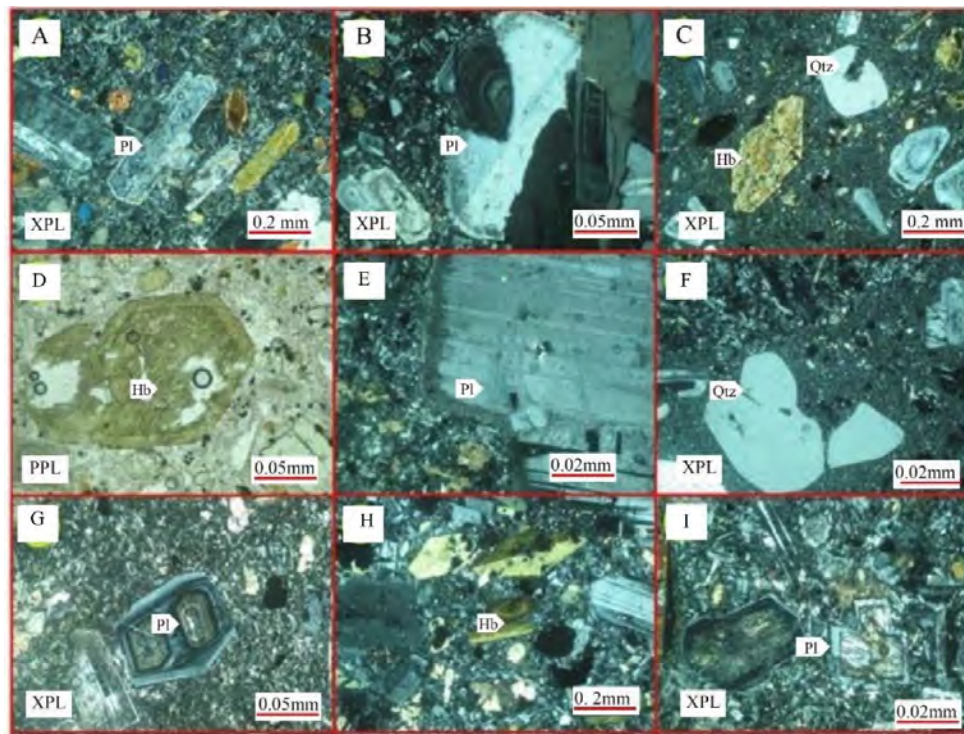


شکل ۲. (A) نمای روستای حسن‌آباد از روی ارتفاعات منطقه و رسوبات تراورتن که روی مجموعه آتشفشانی قرار دارد (در سمت جنوب روستا بیرون‌زدگی داسیت‌ها در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود؛ (B) گنبد ریولیتی واقع در ۳ کیلومتری جنوب‌غرب حسن‌آباد؛ (C) دایک داسیتی که کنگلومرای به سن میوسن را قطع کرده است؛ (D) زینولیت‌های گابرویی درشت‌بلور موجود در داسیت‌های جنوب منطقه حسن‌آباد

پتروگرافی

سنگ‌های آتشفشانی منطقه دره زرشک شامل دایک‌های دیوریت-آندزیتی، تراکیت، داسیت، و ریولیت است. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا خاکستری تیره مشاهده می‌شوند. دایک‌های آندزیت - دیوریتی دارای خصوصیات ساب ولکانیکی‌اند (شکل A۳) و اغلب بافت میکروولیتیک پورفیری و گلومروپورفیری دارند (شکل B۳). کانی‌های اصلی را پلاژیوکلاز و فلدسپار الکالن با بیش از ۶۰ درصد حجم سنگ تشکیل می‌دهند و به طور متوسط کمتر از ۵ درصد بلورهای

کوارتز نیز وجود دارد. بقیه حجم سنگ را زمینه ریزبلور تشکیل می‌دهد. حجم اصلی سنگ‌های این منطقه گدازه‌های داسیتی است. ترکیب این سنگ‌ها نسبت به سنگ‌های ساب ولکانیک بخش بلورین کمتری دارد و بیش از ۶۵ درصد حجم بلورهای موجود را فلدسپار تشکیل می‌دهد. در این نمونه‌ها اغلب پلاژیوکلازها دارای زونینگ شدید و هسته ناپایدارند (شکل ۳C). آمفیبول‌های موجود در مقاطع میکروسکوپی این نمونه‌ها گاه دارای منطقه‌بندی شیمیایی‌اند (شکل ۳D). در بلورهای پلاژیوکلاز حاشیه واکنشی مشاهده می‌شود (شکل ۳E). در بخش‌های ریولیتی و ریوداسیتی کوارتز ۵ تا ۱۵ درصد ترکیب مدال را تشکیل می‌دهد و دارای خلیج خوردگی است (شکل ۳F). در برخی پلاژیوکلازها هسته از بلورهای ناپایدار اولیه تشکیل شده و با بلورهای پلاژیوکلاز جدید احاطه شده است (شکل ۳G). بلورهای آمفیبول نیز زونینگ دارند (شکل ۳H). همچنین، حاشیه رشد مجدد در بلورهای پلاژیوکلاز، که فاقد آلتراسیون و هوازدگی است، دیده می‌شود (شکل ۳I).



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های مطالعه شده مجموعه آتشفشانی دره زرشک: (A) بافت میکروولیتیک پورفیری در سنگ‌های توده نفوذی نیمه عمیق در توده دیوریتی هم‌جوار آدایت‌ها؛ (B) بافت گلوبروپرفیریک و زونینگ واضح در بلورهای پلاژیوکلاز در زینولیت‌های کابرویی درون آدایت‌ها؛ (C) بافت پورفیری در داسیت‌های منطقه مورد مطالعه که بلورهای کوارتز با خلیج خوردگی مشاهده می‌شود؛ (D) درشت‌بلور هورنبلند با زونینگ واضح؛ (E) حاشیه واکنشی در بلورهای پلاژیوکلاز موجود در داسیت‌های منطقه مورد مطالعه؛ (F) مرز زینولیت‌های کابرویی درون سنگ‌های داسیتی منطقه مورد مطالعه؛ (G) بلورهای پلاژیوکلاز اولیه با دو هسته اولیه مجزا که دارای بخش مرکزی ناپایدار است و به عنوان یک هسته پلاژیوکلاز جدید عمل می‌کنند و بیانگر تغییر ترکیب ماگما هستند؛ (H) درشت‌بلورهای هورنبلند با ماکل ساده بین پلاژیوکلاز در داسیت با بافت پورفیریک تا میکروولیتیک پورفیریک؛ (I) میکروولیت‌های پلاژیوکلاز که حاشیه درشت بلورهای پلاژیوکلاز در حال تعادل شیمیایی با زمینه ریز بلور و پایدار است و مرکز بلور ناپایداری نشان می‌دهد. (علایم اختصاری از ویتنی و اونز (۲۰۱۰))

ژئوشیمی

به منظور بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی انواع سنگ‌های آذرین منطقه، تعداد ۳۵ نمونه از سنگ‌های خروجی، توده نفوذی گرانودیوریتی، دایک‌ها، و زینولیت‌های منطقه برداشت شد و ۸ عدد از آن‌ها مورد تجزیه شیمیایی سنگل کل توسط دستگاه ICP/MS در شرکت زرآما و XRF توسط آزمایشگاه حالت جامد دانشگاه دامغان قرار گرفت. نتایج تجزیه XRF و نتایج تجزیه شیمیایی MS-ICP در جدول ۱ آمده است. جهت نام‌گذاری سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مختلف، از جمله نمودار لوپاس و همکارانش (۱۹۸۶)، استفاده شد. بر پایه این نمودارها، مجموعه خروجی منطقه (سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌ها) در محدوده مرزی آندزیت و داسیت و تراکیت (شکل A۴) و سنگ‌های ساب ولکانیک (توده نفوذی و زینولیت‌ها) در محدوده گرانودیوریت و گابرو قرار می‌گیرند. بر اساس تغییرات عناصر اصلی در نمودارهای هارکر (هارکر ۱۹۰۹) میزان CaO با افزایش مقدار SiO₂ در تجزیه سنگ کل کاهش می‌یابد که نشان‌دهنده افزایش تبلور پلاژیوکلاز کلسیک طی تبلور تفریقی در سنگ‌های بازیک تر است. در نمودار تغییرات TiO₂ در مقابل SiO₂ روند نزولی TiO₂ مشاهده می‌شود؛ به این دلیل که عنصر تیتان می‌تواند در مراحل ابتدایی تفریق ماگمایی در ساختمان کانی‌های فرومنیزین پیروکسن و هورنبلند وارد شود. کاهش TiO₂ طی تفریق پایین بودن میزان این اکسید در سنگ‌ها (در اکثر نمونه‌ها کمتر از ۱ درصد و میانگین ۰/۵ درصد در نمونه‌های تجزیه‌شده)، همبستگی مثبت قوی بین TiO₂ و P₂O₅، و همبستگی منفی بین این دو اکسید با SiO₂ وجود دارد که از مشخصات ماگماتیسیم کالکوالکالین به شمار می‌رود (گیل ۱۹۸۱). از دیدگاه سری‌های ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه با توجه به نسبت SiO₂ در برابر K₂O از نمودارهای مختلف استفاده شده است؛ خصوصاً نمودار (پسیرلو و تایلور ۱۹۷۶) که بیانگر سری کالک الکانل سنگ‌های مورد مطالعه است (شکل B۴). همچنین در نمودار AFM (اروین و باراگر ۱۹۷۱) مجموعه آذرین دره زرشک در محدوده سری ساب الکانل و کالک الکانل قرار می‌گیرد (شکل C۴). بررسی فراوانی عناصر نادر خاکی این نمونه‌ها در نمودار به‌هنجارشده بر اساس ترکیب گوشته اولیه (سان و مک دونالد ۱۹۸۹) نشان می‌دهد همه نمونه‌ها تا اندازه‌ای از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی‌شدگی و از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تهی‌شدگی دارند (شکل D۴). علاوه بر خصوصیات ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی در نمودارهای عنکبوتی فراوانی عناصر کمیاب شاخص‌های ماگماهای آداکتی کالک الکانل در مناطق فرورانش را نشان می‌دهند. ناهنجاری منفی Nb و Ti نیز، که از خواص ماگماهای مناطق فرورانش و ماگمای آغشته با مواد هضم‌شده پوسته است، در نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های این منطقه دیده می‌شود (فولی و همکاران ۲۰۱۲؛ ویلسون ۱۹۸۹). در مجموع فراوانی عناصر اصلی و کمیاب در سنگ‌های تجزیه‌شده تطابق زیادی با میانگین ترکیب شیمیایی آداکت‌های سایر نقاط دنیا دارد (کارسل و همکاران ۲۰۱۰؛ مارتین و همکاران ۲۰۰۵؛ دیفانت و درمونت ۱۹۹۰؛ دیفانت و همکاران ۱۹۹۲؛ ایوب‌گلو و همکاران ۲۰۱۸). مثلاً در ترکیب متوسطی که دیفانت و همکارانش (۱۹۹۲) ارائه کردند شباهت کامل و قابل توجهی بین ماگمای منطقه مورد مطالعه و متوسط جهانی آداکت‌ها وجود دارد (شکل D۴). البته مقادیر متوسط عناصر کمیاب در آداکت‌های غنی از سیلیس آرکن^۱ از نظر Zr و Nb از آداکت‌های منطقه مورد مطالعه و همچنین متوسط جهانی آداکت‌ها غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهد. آداکت‌های منطقه مورد

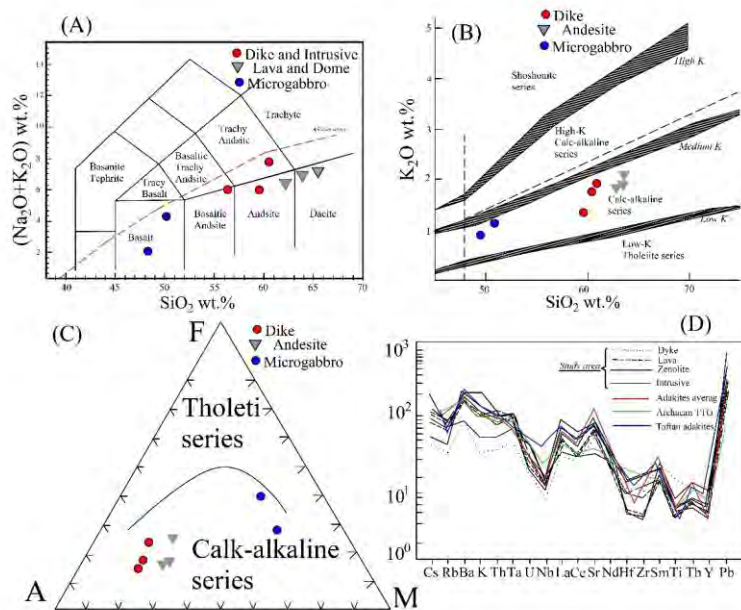
مطالعه و مکران نسبت به متوسط جهانی آداکیت‌ها Sr غنی شده بیشتری دارند که احتمالاً ناشی از آغستگی بیشتر با پوسته بالایی است (دیفانت و همکاران ۱۹۹۲). ولی در منطقه دره زرشک نسبت به سایر مناطق مطالعه شده Sr غنی‌شدگی کمتری دارد. آداکیت‌های منطقه مکران (دلآوری کوشان و شاکری ۱۳۹۵) نیز از نظر K و Rb غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند (شکل D۴).

جدول ۱. نتایج تجزیه XRF برحسب درصد و ICP/MS برحسب ppm، از نمونه‌های برداشت شده از سنگ‌های آذرین

منطقه حسن‌آباد (Bd=Below detection limite)

	HT.87	HT.89	DT.120	DT.122	HA.72	HDT.111	HD.101	HD.104
	Dacite	Andesite	Trachyte	Microdiorite	Granodiorite	Microgabbro	Dacite	Microgabbro
SiO ₂	63.71	59.96	63.15	61.51	60.92	48.51	62.66	49.86
Ti ₂ O	0.26	0.37	0.31	0.37	0.34	1.32	0.31	1.71
Al ₂ O ₃	17.53	18.69	17.17	19.32	18.82	15.89	17.9	16.18
Fe ₂ O ₃	0.38	0.61	0.41	0.49	0.44	1.78	0.44	1.05
FeO	1.68	2.71	1.77	2.16	1.93	8.32	1.94	6.72
MnO	0.05	0.12	0.05	0.04	0.07	0.15	0.06	0.14
MgO	3.57	3.71	6.66	2.37	4.62	8.79	3.09	11.66
CaO	4.9	6.25	4.62	5.41	5.89	9.13	4.74	7.79
Na ₂ O	5.52	4.55	4.06	5.3	5.3	2.77	4.98	2.38
K ₂ O	1.91	2.27	1.82	2.04	1.9	0.81	2.7	1.62
P ₂ O ₅	0.22	0.28	0.27	0.32	0.35	0.95	0.26	0.19
CoO	Bd	Bd	Bd	0.01	0.01	0.02	Bd	0.01
SO ₃	Bd	0.03	0.12	0.02	0.12	0.05	Bd	Bd
Total	99.73	99.55	100.41	99.36	100.71	98.49	99.08	99.31
Ag	Bd	0.1	0.1	0.1	Bd	Bd	0.1	0.1
Al	79428	82900	85665	86216	78414	75240	81941	75811
As	2	5.3	7.5	4.7	10.5	3	3.3	6.9
Ba	850	901	829	993	912	384	787	363
Be	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	0.8	1.4	1
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
Ca	36357	43102	35864	44099	43686	64559	35639	59342
Cd	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ce	40	60	40	70	43	27	35	30
Co	8.7	9.2	8.5	12.7	12.1	33.7	10.2	34.9
Cr	13	9	12	28	25	43	28	389
Cs	1.8	0.8	1.8	2	1.4	0.6	1.3	3.4
Cu	74	45	32	57	114	39	31	191
Dy	2.12	2.73	2.08	2.57	2.15	3.64	2.26	4.75
Er	0.91	1.32	0.89	1.09	0.84	1.5	1	2.89

Eu	1.07	1.32	1.06	1.39	1.16	1.52	1.07	1.14
Fe	26643	32902	26919	33240	30417	83680	28539	48946
Gd	2.34	3.26	2.42	3.73	2.76	4.44	2.58	4.03
Hf	0.85	2.57	1.9	0.72	0.82	1.88	1.62	0.79
In	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
K	15697	10596	15113	16664	14786	6642	14289	10589
La	23	33	23	43	26	12	20	14
Li	18	26	22	7	11	6	11	43
Lu	0.13	0.19	0.14	0.14	0.11	0.15	0.14	0.39
Mg	8723	9304	8474	12541	8072	2000	11801	>2%
Mn	670	987	661	594	699	1365	678	1263
Mo	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1
Na	31633	33962	33698	33274	34481	19392	33571	19136
Nb	4.7	5.6	4.4	5.2	4	2.9	4.3	6.3
Nd	19.1	25.4	18.6	29.3	21.4	24.4	17.8	19
Ni	4	1	1	6	4	10	6	189
P	865	1073	896	1192	1041	3499	954	800
Pb	10	16	11	25	38	8	19	20
Pr	4.19	6.16	4.08	7.39	4.85	4.21	3.9	3.51
Rb	33	19	35	40	35	15	37	36
S	71	79	152	74	263	181	83	52
Sb	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.9	0.6	1.2
Sc	4.9	4	5.1	10	4.8	20.8	7.3	31.4
Se	0.5	0.96	0.5	0.88	0.5	1.04	0.5	0.93
Sm	3.35	4.21	3.3	4.61	3.8	5.61	3.28	4.32
Sn	0.7	0.8	0.8	0.9	1	1.2	3.5	1.2
Sr	837.7	1137.6	948	1235.6	1141.1	781.9	851.2	404.3
Ta	0.66	1.31	0.81	0.88	0.57	0.51	0.7	0.85
Tb	0.32	0.42	0.3	0.4	0.33	0.62	0.35	0.71
Te	0.24	0.53	0.22	0.27	0.23	0.26	0.16	0.21
Th	7.23	8.52	7.15	13.04	6.67	1.67	6.21	2.9
Ti	2621	3098	2653	3406	2900	9366	2779	4735
Tl	0.32	0.26	0.29	0.24	0.34	0.15	0.31	0.26
Tm	0.17	0.22	0.17	0.19	0.16	0.21	0.19	0.42
U	1.3	2.01	1.9	1.8	1.5	0.5	2	0.8
V	75	88	77	110	84	331	83	127
W	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd
Y	9	12.2	8.9	10.6	8.5	14.3	9.2	21.6
Yb	0.6	1.3	0.7	1	0.5	2.3	0.8	3.3
Zn	63	84	66	70	86	185	63	118
Zr	22	96	59	20	21	54	41	21



شکل ۴. (A) نمودار نام‌گذاری سنگ‌های خروجی مجموع آلكالين در مقابل سيليس برای سنگ‌های خروجی (لوباس و همکاران ۱۹۸۶)؛ (B) موقعیت نمونه‌ها در نمودار پکسريلو و تایلور (۱۹۷۶) برحسب تغییرات K_2O در برابر SiO_2 ؛ (C) نمودار AFM جهت تعیین سری ماگمایی (اروین و باراگار ۱۹۷۱)؛ (D) نمودار عنكبوتی به‌هنجارشده در برابر ترکیب متوسط گوشته‌ای (سان و مک دونالد ۱۹۸۹)

منبع داده‌های نمودار D داده‌های مربوط به تفتان از دلاوری کوشان و شاکری (۱۳۹۵) و متوسط آداکیت‌ها (Adakite average and Archaean TTG) از دیفانت و همکاران (۱۹۹۲)

پتروژنز و خاستگاه ماگمایی

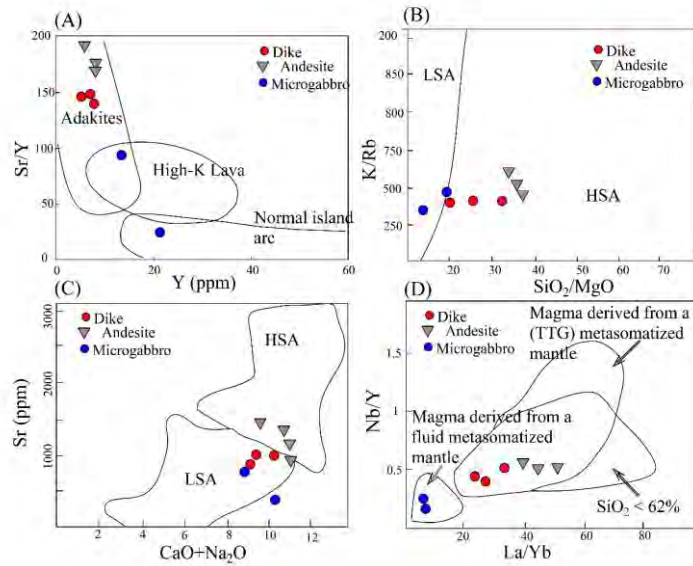
از شواهد اصلی خاستگاه آداکیتی می‌توان به غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) مانند Ce و La، عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILE) مانند Rb و Th و Ba و K، تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، مقادیر بالای LILE و LREE و Sr، نسبت‌های بالای Na_2O/K_2O و Sr/Y ، الگوی تفریق‌شده REE، و مقادیر پایین HREE و Y اشاره کرد که ویژگی‌هایی مشابه با مجموعه‌های آداکیتی در مناطق مختلف را نشان می‌دهد (مارتین و همکاران ۲۰۰۵). بنابراین احتمالاً مقادیر پایین HREE سنگ‌های مورد مطالعه به دلیل حضور هورنبلند یا گارنت در تفالۀ ذوب بخشی ناحیه منشأ آداکیت است. ناهنجاری منفی Nb و Ti نیز از خواص ماگماهای مناطق فرورانش است. گفتنی است ناهنجاری‌های منفی مذکور همراه با ناهنجاری مثبت Pb در اثر هضم پوستۀ تحتانی ایجاد می‌شود (مارتین و همکاران ۲۰۰۵). در مجموع می‌توان گفت فراوانی عناصر اصلی و کمیاب در سنگ‌های آتشفشانی حسن‌آباد درۀ زرشک با میانگین ترکیب شیمیایی آداکیت‌های سایر نقاط دنیا تطابق زیادی دارد.

الگوی موازی روند تغییرات عناصر اصلی، کمیاب، و نادر خاکی نمونه‌ها در دیاگرام‌های هارکر (هارکر ۱۹۰۹) و دیاگرام عنکبوتی عناصر کمیاب نشان‌دهنده خاستگاه مشترک نمونه‌ها و به باور اکثر محققان بیانگر نقش برجسته جدایش بلورین در پیدایش ماگمای سازنده آن‌هاست (رولینسون ۱۹۸۳). شواهد زمین‌شناسی دیگر، مانند غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون، مانند K و Rb و Th و U، نیز حاکی از این موضوع‌اند (شکل D۴). شواهد صحرایی، مانند حضور گسترده زینولیت به‌ویژه زینولیت‌های مافیک با ماگمای مادر متفاوت نسبت به دیگر سنگ‌های آذرین منطقه، نیز آرایش ماگمایی را نشان می‌دهند. زینولیت‌های مافیک نام‌برده دارای سرشت مشابه، نقطه ذوب متفاوت، و نقش آلاشی مؤثرند.

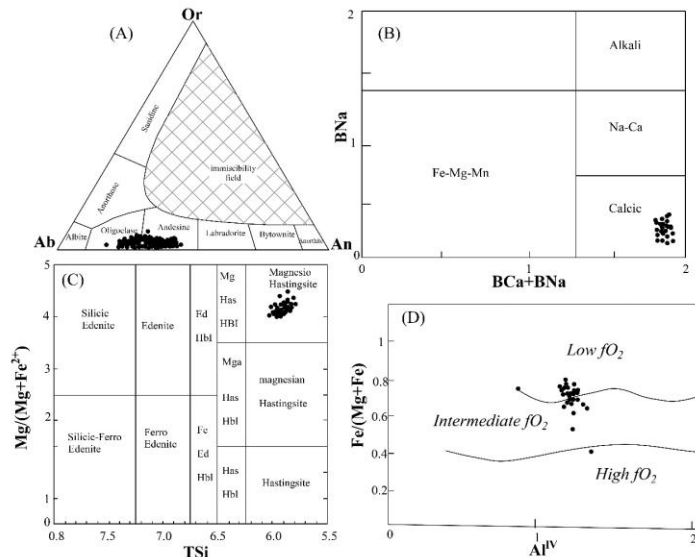
بر پایه نمودار Sr/Y در برابر Y (دیفانت و درمونت ۱۹۹۰) همه نمونه‌ها از مجموعه آذرین در محدوده سنگ‌های آداکیتی قرار می‌گیرند (شکل A۵). در نمودارهای SiO₂/MgO در برابر K/Rb (شکل B۵) (اودیکو و برگال ۲۰۱۵) و نمودار Sr در برابر CaO+Na₂O (کاستلو ۲۰۱۲) این سنگ‌ها در بخش آداکیت‌های پرسیلیس جای دارند (شکل C۵). همچنین بر مبنای نمودار به‌دست‌آمده Nb/Y در برابر La/Yb، ارائه‌شده توسط مکفرسون (۲۰۰۶)، نیز برای شناسایی خاستگاه ماگماهای آداکیتی ترسیم شده است (شکل D۵). سنگ‌های منطقه (به جز زینولیت‌ها) جزء آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) هستند که از ذوب سنگ‌های گوشته‌ای واقع در گوه بالایی پوسته اقیانوسی در مناطق فرورانش (آداکیت‌های TT)) به وجود آمده‌اند (مارتین و همکاران ۲۰۰۵). از طرفی این زینولیت‌ها، که درون این آداکیت‌ها حضور دارند، با توجه به خصوصیات ژئوشیمیایی آن‌ها احتمالاً دارای منشأ ماگمایی ذوب حاصل از متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای تحت تأثیر سیالات مشتق از پوسته اقیانوسی فرور هستند؛ که نشان‌دهنده عمق تشکیل بیشتر آن‌ها نسبت به آداکیت‌ها منطقه است (تاتسومی و همکاران ۱۹۸۶).

شیمی کانی‌ها

تجزیه شیمیایی به روش EPMA از نمونه DT-89 و HD-101 مجموعاً ۱۲۳ نقطه از بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار کالان و آمفیبول به عمل آمده است. نتایج تجزیه نقطه‌ای بلورهای پلاژیوکلازها و آمفیبول در جدول ۲ آورده شده است. بلورهای پلاژیوکلاز با مقادیر اعضای انتهایی این (An₄₇₋₂₆) در محدوده پلاژیوکلازهای حد واسط آندزین تا الیگوکلاز قرار می‌گیرند (شکل A۶). کاهش میزان آنورتیت پلاژیوکلاز از مرکز به حاشیه به طور کلی در پلاژیوکلازهای منطقه حسن‌آباد دیده می‌شود. به باور بعضی از محققان منطقه‌بندی نوسانی نشانه تغییر جزئی ترکیب شیمیایی ماگما در حین رشد بلور به منزله شاهدهی از آرایش ماگمایی است (ورنون ۲۰۰۴). در بلورهای مورد مطالعه، میزان آنورتیت بالاتر در برخی از نواحی بلور وجود دارد که به باور وایت و همکارانش (۲۰۰۰) می‌تواند حاکی از حضور ماگمایی با ترکیب مافیک‌تر یا میزان بالاتر فشار بخار آب باشد (گینبر و همکاران ۲۰۰۲). بلورهای آمفیبول ترکیبی کلسیک دارند (شکل B۶) و در محدوده فروهاستانگزیت قرار می‌گیرند (شکل C۶). همچنین ترکیب آمفیبول‌ها بیانگر حاکمیت شرایط فشاربخشی (f_{O2}) پایین تا متوسط اکسیژن است که مربوط به محیط‌های گوشته‌ای است (شکل D۶).



شکل ۵. (A) نمودار Sr/Y در برابر Y (دیفانت و درموت ۱۹۹۰)؛ (B) نمودارهای تمایز آداکیت‌های پرسیلیس و کم‌سیلیس بر اساس K/Rb در برابر SiO₂/MgO؛ (C) نمودار Sr در برابر CaO+Na₂O برای تمایز آداکیت‌های کم‌سیلیس و پرسیلیس (کاستلوو ۲۰۱۲)؛ (D) نمودار Nb/Y در برابر La/Yb برای شناسایی خاستگاه آداکیت‌های منطقه (مکفرسون ۲۰۰۶)



شکل ۶. (A) ترکیب پلاژیوکلازهای سنگ‌های دایک آندزیتی منطقه حسن‌آباد در نمودار مثلثی Or-Ab-An (دیر و همکاران ۱۹۹۲). پلاژیوکلازهای دایک آندزیتی منطقه در محدوده الیگوکلاز-آندزین قرار دارند؛ (B) نمودار رده‌بندی آمفیبول‌ها (لیک و همکاران ۱۹۹۷) بر اساس BNa در برابر BCa + BNa. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کلسیک است؛ (C) نمودار رده‌بندی آمفیبول‌ها بر اساس Mg/(Mg+Fe²⁺) در برابر TSi (لیک و همکاران ۱۹۹۷). موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مگنزیو هاستینگزیت است؛ (D) ارزیابی فوگاسیته اکسیژن با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها (اندرسون و اسمیت ۱۹۹۵) برای زینولیت‌های موجود در سنگ‌های خروجی منطقه حسن‌آباد

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی (EPMA) در بلور پلاژیوکلاز نمونه DH-89 از سنگ‌های داسیتی منطقه دره زرشک. فرمول ساختاری بر اساس فرمول ساختاری ارائه شده توسط پوتریکا (۲۰۰۸) (Bd=Below detection limit).

Sample	HT 89-Ply-1										HT 89-Ply-2									
	P/1	P/2	P/3	P/4	P/5	P/6	P/7	P/8	P/9	P/10	P/1	P/2	P/3	P/4	P/5	P/6	P/7	L/8	L/9	L/10
oxide %	59.27	60.65	59.64	57.21	59.17	58.13	59.33	55.56	60.67	59.78	58.08	57.29	56.75	56.71	55.3	55.07	56.54	56.36	56.09	56.17
TiO ₂	0.04	0.03	0	0.02	0.04	0.02	Bd	0.02	Bd	Bd	0.03	0.02	0.04	0.04	0.02	0.04	0.01	0.02	0.04	Bd
Al ₂ O ₃	25.43	24.31	23.77	26.6	24.83	26.2	25.24	27.54	23.55	25.3	26.58	26.99	26.86	26.68	27.41	27.55	26.63	26.61	27.8	27.59
Cr ₂ O ₃	0.01	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	0.02	Bd	Bd	Bd	Bd	0.02	0.01	Bd	0.02	Bd	Bd	0.01	Bd
Fe ₂ O ₃	0.27	0.28	0.22	0.31	0.26	0.23	0.21	0.28	0.26	0.21	0.34	0.34	0.41	0.39	0.44	0.53	0.51	0.4	0.39	0.33
FeO	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd
MnO	0.02	Bd	Bd	Bd	Bd	0.01	Bd	Bd	Bd	0.01	0.02	0.03	Bd	Bd	Bd	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02
MgO	Bd	0.02	Bd	Bd	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	Bd	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0.04	0.04	0.01	0.03
CaO	8.17	6.26	6.85	8.78	7.32	8.86	9.14	10.17	6.14	6.78	7.34	8.35	8.65	9.08	9.45	10.55	9.55	9.53	9.21	9.25
BaO	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd
Na ₂ O	6.2	8.16	7.95	7.01	7.81	6.31	6.17	6.16	9.05	7.74	7.23	6.71	7.04	6.74	6.69	6	6.6	6.67	6.41	6.45
K ₂ O	0.37	0.43	0.65	0.25	0.33	0.21	0.19	0.19	0.41	0.33	0.25	0.22	0.24	0.2	0.2	0.18	0.16	0.21	0.21	0.19
total	99.78	100.14	99.38	100.18	99.77	99.98	100.29	99.98	100.09	100.17	99.87	99.96	100.01	99.87	100.04	99.99	100.09	99.90	100.19	100.05
cations	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms	atoms
Si	2.65	2.70	2.69	2.56	2.63	2.60	2.64	2.50	2.71	2.66	2.601	2.569	2.533	2.535	2.516	2.491	2.546	2.544	2.519	2.526
Ti	0.01	0.01	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0.001	Bd	0.001	0.001	Bd	0.001	Bd	Bd	0.001	Bd
Al	1.34	1.27	1.26	1.40	1.31	1.38	1.32	1.46	1.24	1.32	1.402	1.426	1.424	1.417	1.457	1.469	1.413	1.471	1.462	1.462
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.011	0.011	0.013	0.013	0.0149	0.018	0.017	0.013	0.011	0.011
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.001	0	0	0	0	0.001	0.001	0	0
Mg	0	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0.001	0	0.001	0.002	0.002	0.002	0	0.002
Ca	0.39	0.29	0.33	0.42	0.35	0.42	0.43	0.49	0.29	0.32	0.352	0.401	0.417	0.438	0.456	0.511	0.46	0.462	0.443	0.445
Na	0.53	0.70	0.69	0.61	0.67	0.54	0.53	0.66	0.627	0.583	0.614	0.588	0.583	0.583	0.526	0.576	0.583	0.558	0.558	0.562
K	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.014	0.012	0.013	0.011	0.011	0.01	0.009	0.012	0.012	0.01
tot. cat.	4.95	5.01	5.03	5.03	5.03	4.98	4.96	5.02	5.06	5.01	5.011	5.008	5.039	5.027	5.044	5.031	5.029	5.037	5.021	5.022
tot. oxp.	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si+Ti+Al+Fe ³⁺	3.99	3.98	3.96	3.98	3.97	3.99	3.97	3.99	3.96	3.99	4.015	4.008	3.992	3.986	3.988	3.978	3.978	3.974	4.004	4
ideal=	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Ca+Na+K=	0.95	1.02	1.06	1.04	1.03	0.98	0.98	1.04	1.02	1.01	0.994	0.997	1.045	1.038	1.053	1.048	1.046	1.058	1.013	1.019
ideal=	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
end member	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %	mole %
An	41.199	39.064	31.121	40.343	33.507	43.158	44.516	47.206	26.689	32.012	35.422	40.232	39.906	42.203	43.359	48.792	44.041	43.666	43.732	43.738
Ab	56.578	68.558	65.362	58.288	64.694	55.623	54.381	51.743	71.188	66.132	63.14	58.505	58.774	56.69	55.547	50.216	55.079	55.19	55.079	55.191
Or	2.221	2.377	3.516	1.367	1.798	1.218	1.101	1.05	2.122	1.855	1.4365	1.262	1.318	1.106	1.092	0.991	0.878	1.1433	1.187	1.069

ادامه جدول ۲. محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها بر اساس فرمول ساختاری ارائه شده توسط لیک و همکارانش (۱۹۹۷)

Analytic	Formulas based on Leake et al. (1997)											
	HTD 111-Am-1	HTD 111-Am-1	HTD 111-Am-1	HTD 111-Am-1	HTD 111-Am-1	HTD 111-Am-1	HTD 111-Am-1	HTD 111-Am-1	HTD 111-Am-1	HTD 111-Am-1	HTD 111-Am-1	HTD 111-Am-1
Points	P/1	P/2	P/3	P/4	P/5	P/6	P/7	P/8	P/9	P/10		
SiO ₂	39.92	40.23	40.57	40.01	39.69	39.9	40.16	40.51	40.87	39.73		
TiO ₂	2.27	2.07	2.17	2.17	2.11	2.17	2.11	2.23	2.3	2.19		
Al ₂ O ₃	13.35	13.9	13.71	13.48	13.39	13.84	13.84	13.07	13.06	14.2		
Cr ₂ O ₃	0	0.02	0	0	0	0	0.01	0.04	0.01	0.02		
Fe ₂ O ₃	4.65	5.19	4.31	4.03	3.78	2.86	4.05	4.04	2.33	2.44		
FeO	11.14	10.351	10.85	10.97	11.80	12.89	11.39	11.77	12.71	10.181		
MnO	0.18	0.16	0.18	0.15	0.15	0.17	0.18	0.21	0.15	0.16		
MgO	11.86	11.82	11.94	11.41	11.36	11.33	11.4	11.53	11.48	11.81		
CaO	12.45	12.25	12.07	12.99	12.2	12.85	12.24	12.33	12.45	12.4		
Na ₂ O	2.85	2.8	2.7	2.6	2.76	2.62	2.75	2.68	2.7	2.7		
K ₂ O	0.54	0.52	0.49	0.57	0.62	0.62	0.51	0.57	0.57	0.57		
Total	98.75	98.79	98.55	97.99	97.49	98.87	98.25	98.58	98.40	98.87		
H ₂ O comp (wt%)	1.898	1.902	1.898	1.872	1.873	1.894	1.892	1.893	1.894	1.9		
Si	5.897	5.908	5.98	5.998	5.936	5.917	5.946	5.992	6.035	5.836		
Ti	0.232	0.228	0.24	0.244	0.237	0.233	0.234	0.248	0.256	0.241		
Al ^{IV}	2.32	2.405	2.391	2.377	2.395	2.384	2.415	2.278	2.284	2.438		
Al ^{VI}	0.094	0.13	0.151	0.132	0.138	0.126	0.149	0.119	0.1402	0.12		
Cr	0	0.002	0	0	0	0	0.001	0.004	0.001	0.002		
Fe ³⁺	0.517	0.574	0.5	0.434	0.426	0.319	0.401	0.449	0.284	0.602		
Fe ²⁺	1.377	1.272	1.338	1.373	1.451	1.598	1.411	1.456	1.378	1.221		
Mn	0.022	0.019	0.022	0.019	0.019	0.021	0.022	0.026	0.018	0.019		
Mg	2.611	2.587	2.535	2.545	2.533	2.505	2.516	2.542	2.539	2.586		
Ca	1.972	1.924	1.906	1.922	1.935	2.041	1.941	1.954	1.979	1.931		
Na	0.816	0.797	0.771	0.754	0.8	0.733	0.789	0.765	0.776	0.769		
K	0.101	0.097	0.092	0.108	0.118	0.117	0.096	0.107	0.107	0.106		
Sum	15.89	15.81	15.77	15.78	15.87	15.91	15.82	15.83	15.86	15.82		
(Si+Al+Cr+Ti+Fe+Mg+Mn+Ca)	13.14	13.11	13.07	13.07	13.09	13.14	13.09	13.10	13.07	13.13		
Mg+Mn+Fe ²⁺	4.50	4.62	4.621	4.59	4.27	4.07	4.28	4.14	4.65			
H ₂ O mol (wt%)	6.73	7.48	7.80	7.60	7.28	7.33	7.79	7.03	7.13	7.49		

ترموبارومتري

محاسبات ترموبارومتري بر اساس تركيب شيميايي بلورهاي مختلف در سنگهاي آذرین انجام می‌شود. مطالعات انجام شده بر اساس تبادل کاتیون‌های سدیم و پتاسیم در پلاژیوکلاز و فلدسپار الکالن (پوتریکا ۲۰۰۸) ترموبارومتر بسیار قابل اعتمادی در مجموعه سنگ‌های آذرین به دست می‌دهد. در سنگ‌های مجموعه دره زرشک محاسبات نشان می‌دهد ماگمای مولد این سنگ‌ها در دمای بین ۸۹۵ تا ۱۰۸۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۰ از ۱۲ کیلو بار در اعماق ۳۰ تا ۳۶ کیلومتری تشکیل شده است (جدول ۳). علاوه بر این از ترکیب آمفیبول‌ها نیز، که قابل استفاده‌ترین کانی‌ها برای دما- فشارسنجی هستند، استفاده شده است. این کانی در گستره فشار از ۱ تا ۲۳ کیلو بار و گستره دمایی از ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سلسیوس پایدار است. البته باید توجه داشت که ترکیب آمفیبول‌ها علاوه بر دما به پارامترهای دیگر، از جمله فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب، بستگی دارد (لیک و همکاران ۱۹۹۷؛ استین و دیتل ۲۰۰۱). به طور کلی تعدادی از کاتیون‌ها مانند تیتانیوم و آلومینیوم به افزایش دما حساس‌اند؛ طوری که افزایش میزان دما به تدریج باعث افزایش تیتان و در نتیجه افزایش آلومینیوم می‌شود. محاسبه مقدار Al^I و Al^{IV} مبنای سنجش فشار آمفیبول‌هاست. مقدار آلومینیوم کل در آمفیبول تابع غلظت این عنصر در ماگمای مادر نیست؛ بلکه عمدتاً تابع فشار حاکم بر تبلور آن‌هاست. برای ارزیابی فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول، روش‌های زیادی ارائه شده است (مانند لیک و همکاران ۱۹۹۷؛ همارستون و زن ۱۹۸۶؛ هولستر و همکاران ۱۹۸۶؛ اشمیت ۱۹۹۲) که دقیق‌ترین آن‌ها روش اشمیت است. اشمیت (۱۹۹۲) مقدار Al^I درون آمفیبول‌ها را در دمای ۷۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سلسیوس و فشار ۲/۵ تا ۶ کیلو بار با روش‌های تجربی محاسبه کرد. بر این اساس محاسبه مقادیر فشارهای به دست آمده برای تبلور آمفیبول‌های موجود در زینولیت‌های درون سنگ‌های خروجی منطقه حسن‌آباد بین ۷/۷۶ تا ۸/۶۹ کیلو بار محاسبه شد (جدول ۴).

جدول ۳. نتایج محاسبات ترموبارومتري بر اساس روش ارائه شده توسط پوتریکا (۲۰۰۸)

Sample	Based on	Rock type	Average T (°C)	Average P (GPa)
DT-89-1	Plagioclase-Feldspar	Dacite	953±20	1.0±0.8
DT-89-2	Plagioclase-Feldspar	Dacite	986±30	0.9±0.6
DT-89-3	Plagioclase-Feldspar	Dacite	1020±35	1.1±1
HD-101-1	Plagioclase-Feldspar	Dacite	1053±50	1.2±0.1
HD-101-2	Plagioclase-Feldspar	Dacite-Rhyolite	895±35	0.9±0.06

جدول ۴. نتایج محاسبات بارومتري آمفیبول‌های موجود در زینولیت‌ها بر اساس روش ارائه شده توسط لیک (۱۹۹۷)، همارستون و زن (۱۹۸۶)، هولستر و همکاران (۱۹۸۶)، اشمیت (۱۹۹۲).

P (Kbar)												
Sample	Am-1					Am-2						
Point	P/1	P/2	P/3	P/4	P/5	P/6	P/7	P/8	P/9	P/10		
Schmit (1992)	8.03	8.43	8.32	8.3	8.39	8.34	7.83	7.83	7.86	8.86		
Hammarstrom and Zen(1986)	8.1	8.42	8.32	8.32	8.4	8.34	7.48	7.88	7.86	8.6		
Holsster et al (1987)	8	8.43	8.32	8.32	8.4	8.3	8.48	7.9	7.87	8.65		
Laeak et al (1997)	8.02	8.44	8.33	8.31	8.42	8.33	8.49	7.85	7.9	8.71		
Average	8.03	8.43	8.32	8.35	8.4	8.32	8.48	7.86	7.87	8.66		

نتیجه

شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد مجموعه آذرین دره زرشک، شامل توده نفوذی و سنگ‌های خروجی، و دایک‌های درون آن‌ها هم‌منشأ هستند و فقط زینولیت‌هایی که در این سنگ‌ها حضور دارند منشأ نسبتاً عمیق‌تری دارند (تاتسومی و همکاران ۱۹۸۶). فراوانی عناصر اصلی و کمیاب تطابق زیادی با میانگین ترکیب شیمیایی آداکیت‌های سایر نقاط ایران و دنیا دارد (مارتین و همکاران ۲۰۱۳؛ دیفانت و درموت ۱۹۹۰؛ دیفانت و همکاران ۱۹۹۲؛ دلاوری کوشان و شاکری ۱۳۹۵). بر اساس طبقه‌بندی مارتین و موین (۲۰۰۳)، آداکیت‌های منطقه دره زرشک در زمره آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) است. با توجه به موقعیت‌های مشابه در زون سنندج-سیرجان و ایران مرکزی (ترکیان و همکاران ۲۰۱۹؛ عزیزی و همکاران ۲۰۱۳؛ جهانگیری و همکاران ۲۰۰۷؛ دلاوری کوشان و شاکری ۱۳۹۵؛ جلیلی و همکاران ۱۳۹۴؛ فردفشانی و همکاران ۱۳۹۳) گروهی از سنگ‌های ولکانیکی خاص آداکیتی وجود دارد. این دسته سنگ‌ها با خصلت شبه آداکیتی تا آداکیتی و عموماً پرسیلیس به سن پلئوکواترنری، در ایران مرکزی و سنندج-سیرجان، حاصل ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده و واکنش مذاب‌های حاصله از گوشته فوقانی‌اند (مارتین و همکاران ۲۰۰۵). شواهد ژئوشیمیایی شامل ترکیب عناصر اصلی و کمیاب و همچنین شیمی بلور بیانگر تغییر ترکیب شیمیایی ماگما طی فرایند غیرعادی تبلور و انجماد است. احتمالاً این تغییرات طی پدیده آرایش ماگمایی و آغشتگی با مذاب مافیک درون اتاق ماگمایی که حاوی ماگمای فلسیک تبلور یافته بوده رخ داده است (فولی و همکاران ۲۰۱۲؛ ویلسون ۱۹۸۹). زونینگ نوسانی در بلورهای پلاژیوکلاز شاهدهی بر این پدیده است (وایت و همکاران ۲۰۰۰). ترکیب مگنزیو هاستنگزیتی بلورهای آمفیبول موجود در زینولیت‌های سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (لیک و همکاران ۱۹۹۷) بیان می‌کند مذاب‌های اولیه شامل ماگمای مافیک تر بوده است. نتایج محاسبات ترموبارومتري نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین منطقه، از جمله دایک‌های آندزیتی، در دمای ۸۹۵ تا ۱۰۵۳ درجه سانتی‌گراد و زینولیت‌های درون سنگ‌های خروجی منطقه در دمای بالاتر (تا ۱۱۵۰ درجه) تشکیل شده‌اند. همچنین عمق تشکیل آن‌ها حدود ۳۰ تا ۳۶ کیلومتر برای سنگ‌های با ماگمای داسیتی تا ریوداسیتی است. ماگمای داسیتی در اعماق کمتری تشکیل شده است (۲۵ تا ۲۸ کیلومتر). ضمناً فشار ناشی بر زینولیت‌های منطقه هنگام تبلور آمفیبول‌های موجود در آن‌ها نیز حدود ۷/۵ تا ۸/۵ کیلوبار تخمین زده شده است. به طور کلی نتایج نشان می‌دهد سنگ‌های آذرین خروجی جوان به سن پالئوکواترنری در منطقه دره زرشک در گروه آداکیت‌های غنی از کوارتز قرار دارد. شباهت‌های ژئوشیمیایی با سایر مناطق جهان بیانگر فرایندهای مشابه در ایجاد این سنگ‌هاست. فقیرشدگی نسبی ماگمای منطقه از عناصر کمیاب سبک مورد مطالعه با ماگمای جوان آتشفشان مکران (دلاوری کوشان و شاکری ۱۳۹۵) احتمالاً در ارتباط با عمق بیشتر منشأ این مذاب‌ها (دیفانت و درموت ۱۹۹۰) در زون ارومیه- دختر نسبت به منطقه تفتان و قوس آتشفشانی مکران است.

منابع

دلاوری کوشان، م.، شاکری، ع. (۱۳۹۵). «سنگ‌های آتشفشانی تفتان: شاهدهی از ماگماتیسم شبه آداکیتی در قوس ماگمایی

مکران»، کواترنری ایران، د ۲، ش ۱، صص ۱ - ۱۴.

جلیلی قره‌قیه نصیر عامل و، حاج‌علی‌اقلی، ر.، مویدو، م. (۱۳۹۴). «پتروژنز سنگ‌های آداکیتی پس از تصادم پلیوکواترنر در

آتشفشان سه‌ند (شمال غرب ایران)»، پترولوژی س ۶ ش ۲۲، صص ۱۵۷ - ۱۷۲.

فردفشانی، ز.، قربانی، م.، ر.، آروین، م. (۱۳۹۳). «خاستگاه و شکل‌گیری آتشفشانی فلسیک ائوسن و آداکیتی نتوزن کجان (غرب

نائین)»، بلورشناسی و کانی‌شناسی، س ۲۲، ش ۱، صص ۱۱۵ - ۱۲۴.

Avdeiko, G. P. & Bergal-Kuvikas, O. V. (2015). "The Geodynamic Conditions for the Generation of Adakites and Nb-Rich Basalts (NEAB) in Kamchatka", *Journal of Volcanology and Seismology*, Vol. 9, No. 5, pp. 295-306.

Azizi, H., Asahuru, Y., Motohiro, T., Takemura, K., Razyani, S. (2013). "The role of heterogenetic mantle in the genesis of adakites northeast of Sanandaj, northwestern Iran". *Chemie der Erde*. Vol. 74, pp. 87-97.

Castillo, P. R. (2012). "Adakite petrogenesis", *Lithos*, Vol. 134, pp. 304-316.

Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst. (1979). "The Interpretation of Igneous Rocks". Allen & Unwin, London.

Defant, M. J. & Drummond, M. S. (1990). "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", *Nature*, Vol. 374, pp. 662-665.

Defant, M. J., Jackson, T. E., Drummond, M. S., De Boer, J. Z., Bellon, H., Feigenson, M. D., Maury, R. C., Stewart, R. H. (1992). "The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview". *Journal of geology Society*. London. 149, pp. 569-579.

Eyuboglu, Y., Dudasb, F. O., Santosh, M., Eroglu-Gümrük, T., Akbulut, K., Yi, K., Chatterjee, N. (2018). "The final pulse of the Early Cenozoic adakitic activity in the Eastern Pontides Orogenic Belt (NE Turkey): An integrated study on the nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab window setting". *Journal of Asian Earth Sciences*. Vol. 157, pp. 141-165.

Foley, F. V., Pearson, N. J., Rushmer, T., Turner, S., Adam, J. (2013). "Magmatic evolution and magma mixing of Quaternary adakites at Solander and little Solander Islands, New Zealand". *Journal of Petrology*, Vol. 54, No. 4, pp. 703-744.

Ghadami, G., Shahre Babaki, A. M., Mortazavi, M. (2008). "Post-collisional Plio-Pleistocene adakitic volcanism in Central Iranian volcanic belt: geochemical and geodynamic implications", *Journal of Sciences, Iran*, Vol. 19, No. 3, pp. 223-235.

Gill, J. (1981). "Orogenic Andesites and Plate Tectonics". Springer-Verlag, Berlin.

Haj Mola Ali, A. (1371). Geology map of khazr-Abadscal. Scale: 1/100000. Geological Survey and Mineral Explorations of Iran.

Hammarstrom, J. M. & Zen, E-AN. (1986). "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer, *American Mineralogist*". Vol. 71, pp. 1297-1313.

Harker, A. (1909). "The natural history of igneous rocks", Methuen Co, London.

Hollister, L. S., Grissom, G. E., Peters, E. K., Stowell, H. H., Sisson, V. R. (1987). "Confirmation of the empirical Correlation of Al in hornblende with Pressure of solidification of Calc-alkaline Phutons". *American Mineralogist*. Vol. 72, pp. 231-239.

Irvine, T. M. & Baragar, W. R. (1971). "A guide to the chemical classification of the common Volcanic rocks". *Canadian Journal Earth Sciences*. Vol. 8, pp. 523-548.

Jahangiri, A. (2007). "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications". *Journal of Asian Earth Science*. Vol. 30, pp. 433-447.

Karsl, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydın, F., Kandemir, R., Wijbrans, R. J. (2010). "Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination". *Lithos*. Vol. 114, pp. 109-120.

Kay, R. W. (1978). "Aleutian magnesian andesites-melts from subducted Pacific Ocean crust". *Journal of Volcanology Geothermal. Reserch*. Vol. 4, pp. 117-132.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. A. (1986). "Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram", *Journal of petrology*. Vol. 27, pp. 745-750.

Leake, B. E., Woolly, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schmucher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N, Unungaretti, L.,

- Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. (1997). "Nomenclature of amphiboles. Report of the subcommittee on amphiboles of the international Mineralogical Association Commission on New Minerals Names". European Journal of Mineralogy. Vol. 9, pp. 623-651.
- Macpherson, C. G., Dreher, S. T., Thirlwall, M. F. (2006). "Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines", Earth and Planetary Science Letters, Vol. 243, pp. 581-593.
- Martin, H. (1999). The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos, Vol. 46, No. 3, pp. 411-429.
- Martin, H. & Moyen, J. F. (2003). "Secular changes in TTG composition: comparison with modern adakites". EGS-AGU-EUG joint meeting, Nice, VGP7-1FR2O-001.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F., Champion, D. (2005). "An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: re-lationships and some implications for crustal evolution". Lithos. Vol. 79, pp. 1-24.
- Nabavi, M. H. & Amedi, S. L. (1982). "Geology map of Abadeh. Scale :1/100000". Geological Survey and Mineral Explorations of Iran.
- Partoazar, M. & Abotorab, F. (1981). "Mesozoic stratigraphy of Taft area. (Internal report)". Geological Survey and Mineral Explorations of Iran.
- Pawley, A. R. & Holloway, J. R. (1993). "Water source for subduction zone volcanism: new experimental constrains". Science. Vol. 121, pp. 664-7.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). "Geochemistry of Eocene calk-alkaline volcanic rocks from the kastamonu area, nortern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology. Vol. 58, pp. 63-81.
- Putirka, K. D. (2008). "Thermometers and barometers for volcanic systems, in Putirka, K.D., and Tepley, F., eds., Minerals, inclusions and volcanic processes: Miner-ological". Society of America Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Vol. 69, pp. 61-120.
- Rollinson, H. R. (1993). "Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation", John Wiley and Sons.
- Schmidt, M. W. (1992). "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer, Contributions to Mineralogy and Petrology". Vol. 110, pp. 310-304.
- Stein, E. & Dietl, E. (2001). "Hornblende thermobarometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald". Mineralogy and Petrology, Vol. 72, pp. 185-207.
- Sun, S. S. & Mc Donough, W. F. (1989). "Chemical and isotope systematics of oceanic basalts", In: Magmatism in ocean basins (Saunders, A. D. and Norry M. J.) Special publications, Geological Society, London, Vol. 42, pp. 313-345.
- Sun, W. (2016). "Initiation and evolution of the South China Sea: an overview", Acta Geochimica, Vol. 35, pp. 215-225.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L., Nesbitt, R. W. (1986). Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and XV natural rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 29, pp. 293-309.
- Torkian, A., Furman, T., Salehi, N., Veloski, K. (2019). "Petrogenesis of adakites from the Sheyda volcano, NW Iran". Journal of African Earth Sciences. Vol. 150, pp. 194-204.
- Whitny, D. L. & Evans, B. W. (2010). "Abbreviations for names of rocks-forming minerals, American mineralogist". Vol. 95, pp. 185-187.
- Wilson, M. (1989). "Igneous petrogenesis a global tectonic approach". Department of Earth sciences, university of Leeds. London. UNWIN HYMAN.
- Yousefi, F., Sadeghian, M., Wanhainen, C., Ghasemi, H., Lambrini, P., Bark, G., Rezaei-Kahkhaei, M., Koroneos, A. (2017). "Mineral chemistry and P-T conditions of the adakitic rocks from Torud-Ahmad Abad magmatic belt, S-SE Shahrood, NE Iran". Journal of Geochemical Exploration. Vol. 182, pp. 110-120.
- Zhang, L., Hu, Y., Ling, G., Ireland, T., Chen, Y., Ghang, R., Sun, S., Su, N. (2017). "Adakitic rocks associated with the Shilu copper-molybdenum deposit in the Yangchun Basin, South China". Acta Geochim, Vol. 36, No. 2, pp. 132-150.
- Dalavari Koshan, M. & Shahkeri, A. (2016). "Taftan volcanic rocks: evidence of Pseudo-adakite magmatism in Makran magmatic arc". Quaternary journal of Iran. Vol. 2, No. 1. pp. 1-14.
- Jalili Ghareh Ghaye Nasir Amel, V., Hajaliogli, R., & Moayyed, M. (2015). "Petrogenesis of adakitic

- Plio-Quaternary post collision rocks, north of Sahand volcano (NW of Iran)". *Journal of Petrology*, 6th Year, 8, No. 22, pp. 157-172.
- Fard afshani, Z., Ghorbani, M. R., & Arvin, M. (2013). "Origin and formation of Eocene felsic volcanic and neogene adakitic Kajan (West Nain)". *Journal of Mineralogy and Crystallography*. Vol. 3, No. 22, pp. 115-124.