

منشأ و جایگاه تکتونوماگمایی فعالیت آتشفشانی کواترنری دره الموت

بهناز حسینی^۱، مریم محمدی سیانی^۲ و احمد رضا احمدی^۱

^۱استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور

^۲آمری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۶/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۲/۰۳

چکیده

فعالیت آتشفشانی کواترنری در دره الموت در سه مرحله انجام پذیرفته است که گدازه‌های آن روی رسوبات سرخ نئوژن گسترده شده است. این سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب حدواسط و با میزان SiO_2 ۵۵/۴۸ تا ۶۱/۸۸ درصد از نوع هورنبلند تراکی آندزیت هستند. نمودار عناصر خاکی کمیاب این سنگ‌ها دارای شیب تند در بخش LREE و MREE $[(La/Ho)_N]$ در حدود ۸۵ و شیب به نسبت کم در بخش HREE $[(Ho/Lu)_N]$ در حدود ۱/۳ است. در الگوی عناصر ناسازگار (اسپایدر دیاگرام) عناصر متحرک (LILE) در مقایسه با عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی چندانی نشان نمی‌دهند. همچنین عناصر نامتحرک Ta و Nb در مقایسه با عناصر خاکی کمیاب سبک مجاور خود تهی‌شدگی کمی دارند. این سنگ‌ها با مقایسه زیاد Sr/Y (۱۴۰ تا ۲۰۵) و La/Yb (۱۱۳ تا ۱۴۲) و K_2O/Na_2O ۰/۷ تا ۰/۹ از نوع سنگ‌های آداکتیتی پتاسیک (C-Type adakite) به شمار می‌روند. بر پایه ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ذوب بخشی پوسته زیرین قاره‌ای در رخساره آلکوزیت و با حضور گسترده گارنت عامل ایجاد این گدازه‌های آتشفشانی است. ذوب بخشی پوسته زیرین قاره‌ای در اثر افزایش ستبرای پوسته و احتمالاً در اثر فازهای کوهزایی پایان سنوزویک و به‌ویژه فاز کوهزایی پاسادین است.

کلیدواژه‌ها: البرز، الموت، فعالیت آتشفشانی کواترنری، آداکت، پوسته زیرین.

*نویسنده مسئول: بهناز حسینی

E-mail: Be.hosseini@pnu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

فعالیت آتشفشانی کواترنری به عنوان آخرین تکاپوی ماگمایی در ایران عامل به وجود آورنده و یا تکامل‌بخش مخروط‌های آتشفشانی بزرگی همچون دماوند، سهند، سیلان، تفتان و بزمان و همچنین روانه‌های گدازه‌های مانند بازالت‌های ماکو و بلوک لوت است. با این حال، این فعالیت‌های ماگمایی در مقایسه با فعالیت ماگمایی تشریری گسترش و شدت کمتری دارند و از دید ترکیب شیمیایی آلکالن تر هستند. به‌طور کلی، فعالیت آتشفشانی کواترنری بیشتر در شمال باختر و جنوب خاور ایران رخ داده است. معین‌وزیری (۱۳۷۷) بازالت‌های کالک آلکالن جنوب خاور ایران را در ارتباط با فورانش عمان-مکران و بازالت‌های آلکالن کواترنری این مناطق و دیگر نقاط ایران را در ارتباط با حرکات گسل‌های ژرف و نیروهای کششی محلی می‌داند. از سوی دیگر، سنگ‌های حدواسط تا اسیدی پلیوکواترنری در آذربایجان و در پیرامون سهند (که هم سن با آخرین فاز ماگمایی سهند هستند) از نوع آداکتیتی هستند و به ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده در ژرفاهای زیاد نسبت داده شده‌اند (Jahangiri, 2007; Omrani et al., 2008). پهنه ساختاری البرز مرکزی نیز یکی از مناطقی است که فعالیت ماگمایی نئوژن و کواترنری در آن رخ داده است که بخش مهم و عمده آن آتشفشان دماوند است که تشکیل آن را بیشتر ناشی از شکستگی‌های ژرف سنگ‌کراهی و در ارتباط با فعالیت‌های گسل‌های مختلف در آن منطقه می‌داند. در البرز مرکزی-باختری، فعالیت ماگمایی کواترنری با گسترش کمتر در مناطق طالقان و دره الموت نیز رخ داده است. در این مطالعه، سنگ‌شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی کواترنری دره الموت در شمال باختر طالقان بررسی و در زمینه منشأ و جایگاه تکتونوماگمایی آن بحث می‌شود.

۲- زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در فاصله تقریبی ۱۰۰ کیلومتری شمال باختر تهران و ۱۰ کیلومتری جنوب خاور قلعه الموت در دامنه جنوبی پهنه ساختاری البرز مرکزی-باختری جای گرفته است (شکل ۱). این منطقه با مختصات جغرافیایی $36^{\circ} 30' 00''$ تا $50^{\circ} 40' 00''$ طول خاوری و $36^{\circ} 17' 00''$ تا $36^{\circ} 25' 00''$ عرض شمالی در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شکران (Annells et al., 1977) و ۱/۲۵۰۰۰۰ قزوین-رشت (Annells et al., 1975) قرار می‌گیرد (شکل ۲). در این منطقه رخنمون‌های

زمین‌شناسی شامل سازندهای پالئوژن (سازند کرج)، نئوژن و کواترنری است. سکانس پالئوژن با نبودی از سازندهای مربوط به پالئوسن و اتوسن زیرین و با یک ناپوستگی زمین‌ساختی روی سازندهای کهن تر جای گرفته است. این توالی مشتمل بر دو بخش اصلی است. بخش زیرین شامل بیش از ۳۰۰۰ متر از توفیت‌های سبز تا خاکستری رنگ با ترکیب حدواسط تا اسیدی، رسوبات توف‌دار و آهک نومولیتی است که در مجموع با عنوان سازند کرج معرفی می‌شود و محصول فوران‌های زیردریایی گدازه‌های حدواسط تا اسیدی است. بخش بالایی از توالی پالئوژن مشتمل بر بیش از ۲۵۰۰ متر از گدازه‌های بازیک با سن احتمالی اتوسن پسین تا الیگوسن است که در محیط خشکی فوران کرده‌اند. انتقال میان بخش زیرین و بخش بالایی بیشتر به‌صورت ناگهانی و با مرز مشخص است. وجود پهنه‌هایی از گدازه‌های سرخ رنگ با حفرات خروج گاز فراوان در بخش‌های بالایی بیانگر فوران آنها در محیط خشکی است. رسوبات سرخ نئوژن با ستبرای بیش از ۲۰۰۰ متر شامل مادستون، سیلستون، کنگلومرا، برش و تواب گچ و نمک است که به‌صورت دگرشیب روی واحدهای آتشفشانی پالئوژن جای گرفته‌اند.

در کواترنری نهشته‌های رسوبی که بیشتر به‌صورت گراول‌های تراس‌بندی شده هستند؛ به‌صورت دگرشیب روی رسوبات نئوژن قرار گرفته‌اند. در این دوره فعالیت‌های آتشفشانی نیز صورت گرفته که گدازه‌های آن در دره الموت روی رسوبات نئوژن جای گرفته‌اند (شکل ۳-الف). فوران آتشفشانی از یک دهانه مرکزی در جنوب خاوری روستای آوه صورت گرفته و روانه گدازه در طول دره الموت به سوی شمال باختر و روی واحدهای آذرآواری تشریری و رسوبات سرخ نئوژن جریان یافته است (شکل ۳-ب). به باور Stalder (1971) این گدازه‌ها در سه مرحله فوران کرده‌اند که بیشترین ستبرای مربوط به آخرین مرحله فوران است (شکل ۳-ب). میان مراحل خروج گدازه لایه‌های نازکی از رسوبات فرسایشی دیده می‌شود که بیانگر وقفه‌های کوتاه در فوران ماگماست (شکل ۳-ج). ساخت منشوری به خوبی در این گدازه‌ها گسترش یافته است (شکل ۳-د).

۳- روش انجام پژوهش

پس از پیمایش‌های صحرائی و برداشت نمونه‌های سنگی مناسب از سه مرحله آتشفشانی، حدود ۵۰ مقطع نازک تهیه و مطالعه شد. پس از مطالعه میکروسکوپی و

کاهشی $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ در برابر به افزایش SiO_2 نیز تأیید می‌شود؛ زیرا که این نسبت در برابر تفریق کلینوپروکسن بسیار حساس است (Herzberg and Zhang, 1996). بر پایه مطالعه سنگ‌نگاری، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه ترکیب سنگ‌شناسی هورنبلند تراکی آندزیت دارند. در این جا به رده‌بندی این سنگ‌ها بر پایه ویژگی‌های شیمیایی آنها پرداخته می‌شود. با توجه به نمودار مجموع آلکالی در برابر SiO_2 (نمودار TAS) این نمونه‌ها از نوع تراکی آندزیت تا تراکیت هستند (شکل ۶- الف). بر پایه این نمودار و معیار تعریف شده توسط Irvine and Baragar (1971) همه این سنگ‌ها در محدوده سنگ‌های آلکالی‌جانمایی می‌شوند (شکل ۶- الف). همچنین در نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) که از عناصر نامتحرک Zr و Ti استفاده شده است؛ سنگ‌های مورد مطالعه از نوع تراکی آندزیت هستند که همخوانی خوبی با سنگ‌نگاری آنها دارد (شکل ۶- ب). این سنگ‌ها میزان K_2O به نسبت زیادی دارند (۳/۵۶ تا ۴/۲۳) و نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در آنها در محدوده ۰/۷ تا ۰/۸ تغییر می‌کند. بر پایه نمودار SiO_2 در برابر K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976) این سنگ‌ها در محدوده سنگ‌های ماگمایی شوشونیتی جای می‌گیرند (شکل ۶- ج). از سوی دیگر، این سنگ‌ها میزان آلومینیم به نسبت بالایی دارند (۱۴/۴۳ تا ۱۷/۲۸). برای بررسی درجه اشباع از آلومینیم سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار Maniar and Piccoli (1989) استفاده شده است که بر این اساس در جایگاه سنگ‌های ماگمایی متآلومین جای می‌گیرند (شکل ۶- د). در این مورد، مقادیر بالا از Na_2O و K_2O سبب کاهش نسبت A/CNK و قرارگیری در محدوده متآلومین شده است.

در شکل ۷- الف الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده این سنگ‌ها با ترکیب کندریت نشان داده شده است. این الگوها شیب تندی دارند؛ به گونه‌ای که عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) در مقایسه با عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) غنی‌شدگی شدیدی نشان می‌دهند. میانگین $(\text{La}/\text{Ho})_N$ در این نمونه‌ها در حدود ۱۰۰ است. از سوی دیگر، شیب الگوها در بخش عناصر خاکی کمیاب سنگین ملایم است به گونه‌ای که میانگین $(\text{Ho}/\text{Lu})_N$ در حدود ۱/۳ است؛ که بیانگر تفکیک نشدن قابل توجه در بخش عناصر خاکی کمیاب سنگین است. از دیگر ویژگی‌های این الگوها نبود بی‌هنجاری منفی برای Eu است. عدم تهی‌شدگی Eu می‌تواند به علت منشأ گرفتن ماگما از منطقه فقیر از فلدسپار، عدم تفریق و جدایش گسترده فلدسپار از ماگما و یا فوگاسیته بالای اکسیژن ماگما (Rollinson, 1993) باشد. با این حال، با توجه به ویژگی‌های سنگ‌نگاری این سنگ‌ها و همچنین رابطه وارون SiO_2 و Al_2O_3 (شکل ۵) باید انتظار تفریق بلورهای فلدسپار را از ماگما داشت.

در شکل ۷- ب الگوهای عناصر ناسازگار (Spider diagram) بهنجار شده سنگ‌های مورد مطالعه با ترکیب گوشته اولیه نشان داده شده است. در این الگوها عناصر متحرک Ba ، K (LILE) و Rb در برابر با عناصر خاکی کمیاب سبک غنی‌شدگی چندانی نشان نمی‌دهند. همچنین عناصر نامتحرک Nb (HFSE) و Ta در مقایسه با عناصر خاکی کمیاب سبک مجاور خود تهی‌شدگی کمی نشان می‌دهند. از دیگر ویژگی‌های این الگوها، غنی‌شدگی عناصر نامتحرک Zr و Hf در مقایسه با عناصر خاکی کمیاب مجاور خود است. این سنگ‌ها میزان Sr زیادی دارند (۱۹۴۸ تا ۲۷۹۲ ppm) و در الگوی عناصر ناسازگار بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند. مقادیر بالا از عناصر خاکی کمیاب سبک و Sr و همچنین تهی‌شدگی شدید عناصر خاکی کمیاب سنگین و Y در این سنگ‌ها مشابه با سنگ‌های آداکتیتی است. برای بررسی این موضوع از نمودار Sr/Y در برابر Y (Defant and Drummond, 1990) که مهم‌ترین نمودار برای تفکیک سنگ‌های آداکتیتی از ماگماهای عادی مناطق فورانش است، استفاده می‌شود. بر پایه این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه به‌صورت مشخص در جایگاه سنگ‌های آداکتیتی قرار می‌گیرند (شکل ۸- الف). همچنین بر پایه نمودار La/Yb در برابر Yb (Defant and Drummond, 1990) نیز سنگ‌های مورد مطالعه از نوع سنگ‌های آداکتیتی به شمار می‌روند (شکل ۸- ب).

انتخاب نمونه‌های مناسب، نمونه‌های سنگی خردایش و در پایان ۱۲ نمونه از آنها برای تجزیه عناصر اصلی به روش XRF به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و برای تجزیه عناصر کمیاب به روش ICP-MS به آزمایشگاه Amdel در استرالیا فرستاده شد. در این مقاله، برای رسم نمودارها از نرم‌افزار Mimpet و نرم‌افزارهای گرافیکی استفاده شده است.

۴- سنگ‌شناسی

این سنگ‌ها به رنگ خاکستری و با ساخت دانه‌ریز هستند. در نمونه دستی بلورهای سوزنی آمفیبول را می‌توان دید که تا حدودی جهت یافته هستند. وجود حفرات خروج گاز که جهت‌یافتگی مشخصی نشان می‌دهند؛ بیانگر فوران و جریان این گدازه‌ها در محیط خشکی است (شکل ۴- الف). بر پایه مطالعه میکروسکوپی، این سنگ‌ها از نوع هورنبلند تراکی آندزیت با بافت میکروپورفیریتیک با خمیره میکروولیتی- میکروولیتی جریان و گاه حفره‌دار هستند. میزان درشت‌بلور کم و بیشتر به‌صورت ریزدرشت‌بلور (Microphenocryst) است. این ریزدرشت‌بلورها شامل بلورهای نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز، بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار آمفیبول، بلورهای نیمه‌شکل‌دار کلینوپروکسن، بلورهای شکل‌دار آپاتیت و اکسیدهای آهن-تیتان هستند (شکل‌های ۴- الف، ب، ج و د).

کانی‌های آمفیبول اپاستیتی شده‌اند و حواشی واکنشی سیاه‌رنگ دارند (شکل ۴- ب). گاهی اپاستیتی شدن این بلورها در حدی است که همه کانی را دربر گرفته است و تنها از ریخت‌شناسی می‌توان به کانی اولیه پی برد. بلورهای کلینوپروکسن در ترکیب درشت‌بلور کم هستند و بیشتر در ترکیب خمیره وجود دارند (شکل ۴- ج). ریزدرشت‌بلورهای پروکسن بیشتر دچار دگرسانی شده و مجموعه کانی‌های کلریت، آمفیبول و بیوتیت را تولید کرده‌اند. کانی آپاتیت به شکل ریزدرشت‌بلور در این سنگ‌ها به فراوانی وجود دارد. بلورهای آپاتیت دارای ادخال‌های فراوان هستند؛ به گونه‌ای که به رنگ تیره و حتی سیاه دیده می‌شوند (شکل ۴- د). نسل دیگری از آپاتیت با مقادیر کمتر و بدون ادخال هستند که ابعاد بلوری کوچک‌تری دارند.

در نمونه‌های برداشت شده از مراحل اولیه فوران ماگما که فاصله بیشتری از دانه خروجی دارند؛ خمیره دانه‌ریزتر است؛ اما در مراحل بعدی و پایانی خمیره دانه‌درشت‌تر است. به‌طور کلی، خمیره این سنگ‌ها از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، بلورهای ریز پروکسن، آلکالی‌فلدسپار، کانی‌های کدر و آپاتیت تشکیل شده است. کانی‌های کدر به فراوانی در همه مقاطع وجود دارند. روتیل، اسفن و زیرکن از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند.

۵- ژئوشیمی

نتایج عناصر اصلی و عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ نشان داده شده است. سنگ‌های مورد مطالعه از دید ترکیب شیمیایی تغییرات کمی نشان می‌دهند. میزان SiO_2 در این نمونه‌ها در محدوده ۵۵/۴۸ تا ۶۱/۸۸ و میزان MgO در محدوده ۱/۸۲ تا ۲/۹۲ تغییر می‌کند. در شکل ۵ تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر محتوای SiO_2 نشان داده شده است. پیوستگی روند اکسیدهای مختلف بیانگر هم منشأ بودن و وابستگی سنگ‌های آتشفشانی برداشت شده از سه مرحله آتشفشانی است. بر پایه این نمودارها، با افزایش SiO_2 در سنگ‌های مورد مطالعه، مقادیر Al_2O_3 ، MgO ، TiO_2 ، FeO و CaO کاهش می‌یابد و Na_2O و K_2O روند افزایشی نشان می‌دهد. P_2O_5 نیز هر چند تا حدودی پراکنده‌گی نشان می‌دهد؛ با این حال روند کلی آن به‌صورت کاهشی است. به‌طور کلی، افزایش $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ و کاهش اکسیدهای Al_2O_3 ، MgO ، CaO ، FeO ، TiO_2 و همچنین ویژگی‌های سنگ‌نگاری بیانگر آن است که تفریق و جدایش کلینوپروکسن، فلدسپار، آمفیبول و اکسیدهای Fe-Ti نقشی مهم در تحولات ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه داشته است. تفریق و جدایش کلینوپروکسن در سنگ‌های مورد مطالعه با روند

و برای عناصر LREE و Sr پایین است و بنابراین تفریق بلورین مجموعه کانی‌ها با مقادیر زیاد گارنت سبب تشدید غنی‌شدگی عناصر LREE و تهی‌شدگی بیشتر HREE و در نتیجه شیب تند الگوی REE و همچنین افزایش نسبت Sr/Y و La/Yb می‌شود. از سوی دیگر، تبلور گارنت سبب تهی‌شدگی کاملاً مشخص در Zr و Hf می‌شود. این در حالی است که در الگوهای عناصر ناسازگار سنگ‌های مورد مطالعه دو عنصر Zr و Hf بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند (شکل ۷-ب). همچنین با توجه به اینکه ضریب توزیع گارنت برای Yb تا ۲ برابر ضریب توزیع برای Er است (Rollinson, 1993)؛ بنابراین انتظار می‌رود که تفریق و جدایش این کانی سبب شیب تند در بخش HREE شود که این نیز بر خلاف شیب به نسبت هموار در بخش HREE الگوهای عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه است (شکل ۷-الف).

ضریب توزیع آمفیبول برای عناصر MREE در مقایسه با عناصر LREE و HREE بالاتر است (Rollinson, 1993) و بنابراین تفریق آمفیبول خالص سبب ایجاد یک تحذب به سوی پایین در بخش میانی الگوی REE می‌شود که این ویژگی نیز برای سنگ‌های مورد مطالعه صادق نیست (شکل ۷-الف). از سوی دیگر، برای رسیدن به مقادیر زیاد Sr/Y (۱۴۰ تا ۲۰۵) نیاز به تفریق گسترده آمفیبول است که این خود سبب فقیر شدن شدید ماگما از MgO می‌شود. این در صورتی است که سنگ‌های مورد مطالعه دارای مقادیر MgO متوسط (۱/۸۲ تا ۲/۹۲ درصد) هستند. نکته دیگر این است که اصولاً تفریق بلورین آمفیبول به تنهایی زیاد به واقعیت نزدیک نیست و کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیون و اکسیدهای آهن - تیتان از دیگر کانی‌های رایج تفریقی از ماگماهای پهنه‌های فرورانش هستند. تبلور مقادیر کمی از پلاژیوکلاز مانع از افزایش میزان Sr و در نتیجه پایین آمدن نسبت Sr/Y در ماگما می‌شود.

۶-۲. ذوب بخشی

ذوب بخشی پوسته بازالتی فرورونده در پهنه‌های فرورانش و همچنین ذوب بخشی بخش زیرین پوسته قاره‌ای می‌تواند سبب تولید ماگماهای آداکیتی شود. از آنجا که ترکیب شیمیایی قاعده پوسته قاره‌ای متفاوت از ترکیب شیمیایی صفحه بازالتی فرورونده (با ترکیب مورب) است؛ بنابراین انتظار می‌رود که ماگماهای حاصل از ذوب بخشی آنها نیز با یکدیگر تفاوت‌های ژئوشیمیایی داشته باشند. برای نمونه، پوسته قاره‌ای زیرین در مقایسه با پوسته بازالتی نوع مورب مقادیر بیشتری Sr و La و مقادیر کمتری Y و Yb دارد. میانگین La/Yb در پوسته زیرین قاره‌ای در حدود ۵/۳ (Rudnick and Gao, 2003) و بیشتر از ۶ برابر ترکیب میانگین مورب (۰/۸) است (Sun and McDonough, 1989). همچنین، در طی فرورانش، La چندین برابر متحرک‌تر از Yb است (Kogiso et al., 1997) که این نیز سبب می‌شود که نسبت La/Yb در پوسته مورب فرورونده باز هم کاهش بیشتری یابد.

به‌طور کلی، در شرایط مساوی، مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی پوسته زیرین در مقایسه با مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی مورب اکلوزیتی آبدار (دارای گارنت) مقادیر بیشتری عناصر به شدت ناسازگار و در نتیجه مقادیر بالاتری نسبت‌های عناصر به شدت ناسازگار به عناصر با سازگاری متوسط مانند Sr/Y و La/Yb خواهند داشت. بر این اساس، می‌توان از نمودار Sr/Y در برابر Y برای تشخیص ژنز ماگمای آداکیتی استفاده کرد (Sun et al., 2012). در این نمودار، سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه با مقادیر زیاد Sr/Y در محدوده آداکیت‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-الف). میزان La/Yb در سنگ‌های مورد مطالعه میان ۱۱۳ تا ۱۴۲ است. به‌باور (Sun et al., 2012) ذوب بخشی صفحه فرورونده نمی‌تواند سبب تولید ماگمایی با میزان La/Yb چندین برابر ترکیب مورب (حدود ۰/۸) شود و میزان La/Yb در ماگماهای آداکیتی عادی سراسر جهان که حاصل از ذوب بخشی پوسته بازالتی مورب فرورونده در رخساره اکلوزیت هستند؛ کمتر از ۵۰ است.

بهترین نمودار برای تمایز انواع آداکیت‌ها، نمودار (La/Yb)_N در برابر Sr/Y است (Liu et al., 2010; Ling et al., 2013). در این نمودار آداکیت‌های قاره‌ای رابطه مثبت و مشخصی میان La/Yb و Sr/Y نشان می‌دهند که با تغییرات زیاد La/Yb و تغییرات کمتر Sr/Y همراه است. در این نمودار سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه با

واژه آداکیت در ابتدا برای گروهی از سنگ‌های ماگمایی حدواسط تا اسیدی سدیک (K₂O/Na₂O کمتر از ۰/۶) با مقادیر زیاد از Al₂O₃ (بیشتر از ۱۵ درصد) و Sr (بیشتر از ۴۰۰ ppm) و مقادیر کم Y و Yb استفاده شد (Defant and Drummond 1990). سپس آداکیت‌ها به دو گونه پر سیلیس (HSA) و کم سیلیس (LSA) و در ارتباط با پهنه‌های فرورانش تقسیم بندی شدند. آداکیت‌های پر سیلیس نتیجه‌ای از ذوب بخشی مستقیم پوسته بازالتی فرورونده و آداکیت‌های کم سیلیس نتیجه‌ای از ذوب بخشی گوشته گارنت‌دار و متاسوماتیسم شده (در اثر مذاب‌های آزاد شده از سنگ‌کره فرورونده) معرفی شدند. بر پایه نمودارهای شکل ۹ نمونه‌های مورد مطالعه در جایگاه آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) جای می‌گیرند.

در مراحل بعدی، گروه دیگری از سنگ‌های ماگمایی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیتی با نام آداکیت‌های پتاسیک و یا آداکیت‌های قاره‌ای (C-Type) معرفی شدند. این گونه از آداکیت‌ها بر خلاف آداکیت‌های عادی دارای مقادیر بالایی پتاسیم و K₂O/Na₂O بیشتر از ۰/۶ هستند و شرایط تشکیل آنها ممکن است با آداکیت‌های عادی پهنه‌های فرورانش متفاوت باشد. سنگ‌های مورد مطالعه را می‌توان با توجه به محتوای بالای K₂O (۳/۵۶ تا ۴/۲۳ درصد) و K₂O/Na₂O (۰/۷ تا ۰/۹) در گروه آداکیت‌های پتاسیک (C-Type adakite) قرار داد.

۶- منشأ و جایگاه تکتونوماگمایی

در ابتدا آداکیت‌ها را تنها در ارتباط با پهنه‌های فرورانش و نتیجه‌ای از ذوب بخشی پوسته بازالتی فرورونده داغ و جوان (کمتر از ۲۵ میلیون سال) در ژرفا و فشار زیاد (در محدوده پایداری گارنت) می‌دانستند (Defant and Drummond 1990; Kay 1978). مطالعات بعدی نشان دارد که سنگ‌های ماگمایی با ویژگی‌های آداکیتی را همچنین می‌توان در مناطقی یافت که به‌صورت مشخص ارتباطی با پهنه‌های فرورانش ندارند یا اینکه این فعالیت ماگمایی با فاصله زمانی طولانی پس از پایان فرورانش و برخورد قاره‌ای صورت گرفته است (برای نمونه کوهستان Dabie و فلات Tibetan). به‌باور (Garrison and Davidson 2003) هر گونه سنگ بازالتی آبدار در ژرفا و فشار زیاد پتانسیل تولید ماگما با ویژگی‌های آداکیت را دارد. به‌باور ایشان، این سنگ بازالتی می‌تواند بخشی از صفحه فرورونده در پهنه فرورانش و یا اینکه مرتبط با بخش زیرین پوسته قاره‌ای باشد. به‌طور کلی، افزون بر مدل ذوب بخشی صفحه فرورونده، چندین سازوکار دیگر نیز برای تولید این گونه ماگماها ارائه شده که مهم‌ترین آنها ذوب بخشی پوسته زیرین قاره‌ای (Chung et al., 2003; Gao et al., 2004) و تفریق بلورین فشار بالا در ماگماهای عادی مناطق فرورانش (Richards and Kerrich, 2007; Castillo, 2006; Macpherson et al., 2006; Rodriguez et al., 2007) است. با توجه به این موارد، رخداد فعالیت ماگمایی آداکیتی خود به تنهایی نمی‌تواند به عنوان یک شاخص قطعی برای پی بردن به یک جایگاه زمین‌ساختی در نظر گرفته شود. از سوی دیگر، نوع و ژئوشیمی سنگ منشأ باید در ژئوشیمی ماگمای آداکیتی بازتاب داشته باشد. برای نمونه، پوسته فرورونده نوع مورب و پوسته زیرین قاره‌ای از دید ژئوشیمیایی با هم متفاوت هستند و بنابراین می‌توانند ماگماهای آداکیتی با ویژگی‌های متفاوتی ایجاد کنند. بر این اساس، برای پی بردن به منشأ و جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آداکیتی منطقه مورد مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها مد نظر قرار می‌گیرد.

۶-۱. تفریق بلورین

یک سازوکار برای تولید ماگماهای آداکیتی، تفریق بلورین فشار بالا از ماگماهای عادی مناطق فرورانش است. این گونه ماگماها که از ذوب بخشی گوشته پریدوتیتی متاسوماتیسم شده حاصل می‌شوند، افزون بر تهی‌شدگی از HREE، دارای غنی‌شدگی از LILE نسبت به LREE هستند. تبلور تفریقی مجموعه کانی‌های با مقادیر قابل توجه از گارنت و یا تبلور تفریقی آمفیبول خالص از این گونه ماگماها سبب ایجاد ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص ماگماهای آداکیتی می‌شود (Castillo, 2006; Macpherson, et al. 2006). ضریب توزیع گارنت برای عناصر HREE و Y زیاد

انتظار داشت که ستبرای پوسته در سرتاسر نواحی این پهنه ساختاری یکسان داشته باشد. به طور کلی، فازهای زمین‌ساختی پایانی سنوزوییک و به ویژه فاز پاسادین (پلیوسن پسین - پلیستوسن پیشین) با چین خوردگی، تغییر ماهیت حرکت‌های امتدادلغز به فشارشی و کوتاه و ستبر شدن پوسته قاره‌ای همراه بوده است (آقنابتی، ۱۳۸۳). می‌توان انتظار داشت که حرکات برخی از گسل‌های فشارشی سبب افزایش ستبرای پوسته قاره‌ای به صورت محلی شده باشد (همان‌گونه که این گونه فعالیت‌های آتشفشانی نیز به صورت محلی رخ داده است و فرایندی فراگیر در سراسر البرز نیست). در پایان، افزایش ستبرای پوسته قاره‌ای سبب فرورفتن ریشه پوسته در گوشه داغ و ذوب بخشی آن شده است.

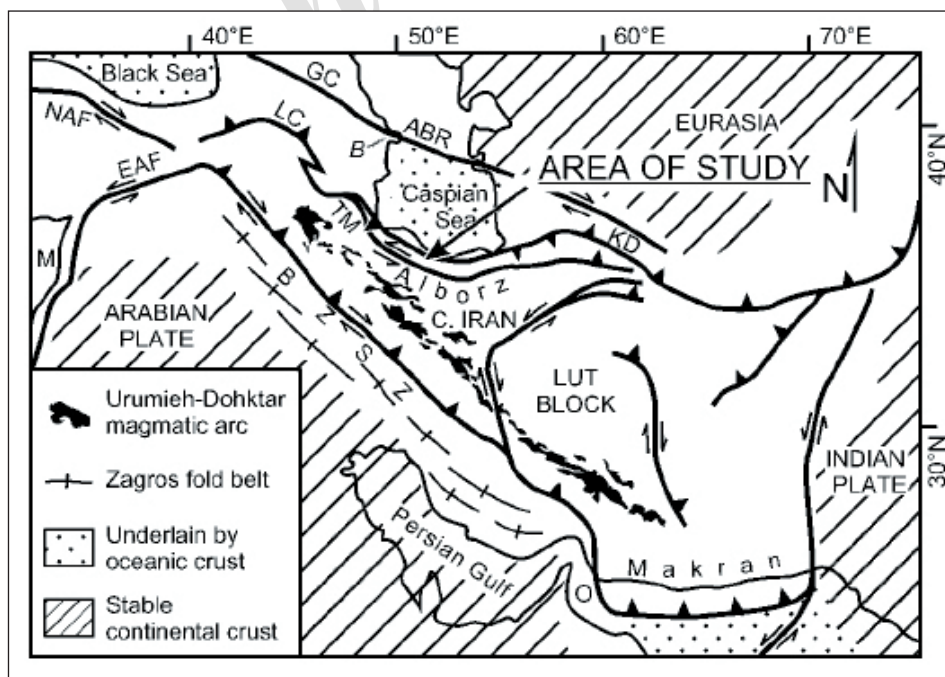
۷- نتیجه‌گیری

بررسی ژئوشیمیایی نشان داد که سنگ‌های آتشفشانی در دره الموت به عنوان آخرین تکاپوی ماگمایی در البرز مرکزی - باختری دارای ویژگی‌های ماگماهای آداکیتی هستند. این آداکیت‌ها مقادیر بسیار بالایی از نسبت‌های Sr/Y و La/Yb و Na_2O/K_2O دارند که از این دید با آداکیت‌های عادی مناطق فرورانش متفاوت هستند. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، این سنگ‌های آتشفشانی نمی‌توانند حاصل تفریق بلورین فشار بالا شامل مجموعه غنی از گارنت و یا آمفیبول از یک ماگمای عادی مناطق فرورانش باشند. محتمل‌ترین سازوکار برای تشکیل این ماگماها را باید ذوب بخشی پوسته زیرین قاره‌ای دانست. برای تولید ماگمای آداکیتی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، باید ذوب بخشی در ریشه یک پوسته قاره‌ای با ستبرای بیش از ۴۰ کیلومتر رخ دهد. هر چند که ستبرای کلی پوسته در پهنه زمین‌ساختی البرز کمتر از این میزان است (کمتر از ۳۵ کیلومتر)؛ با این حال، زمین‌ساخت فشارشی فاز کوهزایی پاسادین یک عامل مهم در فعالیت گسل‌های وارون است که می‌تواند سبب افزایش محلی ستبرای پوسته قاره‌ای در البرز شده باشد.

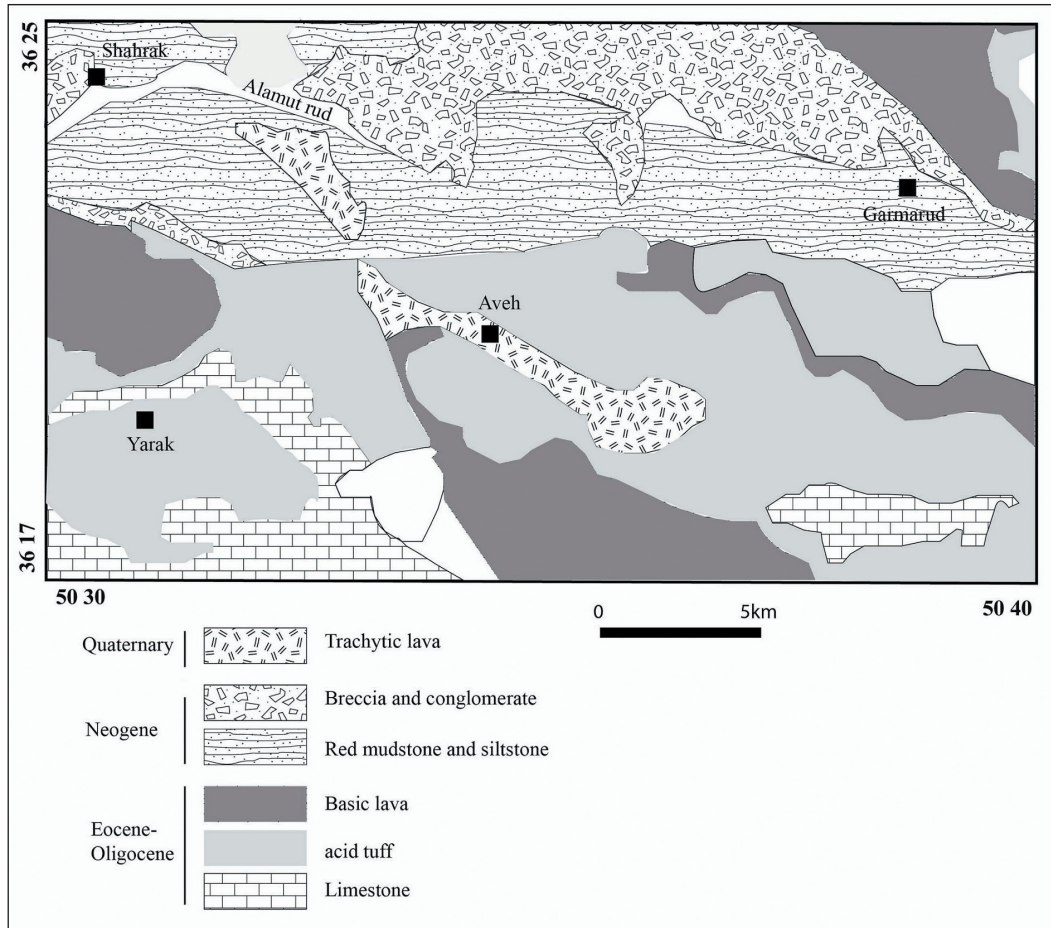
مقادیر بالای La/Yb در روند مربوط به آداکیت‌های حاصل از ذوب بخشی پوسته زیرین جای می‌گیرند (شکل ۱۰-ب). باید اشاره کرد که مقادیر زیاد از هر دو نسبت Sr/Y و La/Yb بیانگر آن است که ذوب بخشی در ژرفای زیاد پوسته قاره‌ای و در حضور گسترده گارنت و نبود یا حضور کم پلاژیوکلاز رخ داده است. در صورت وجود مقادیر قابل توجه از پلاژیوکلاز در پوسته زیرین و یا به عبارت دیگر ذوب بخشی در ژرفای پایداری پلاژیوکلاز، نسبت Sr/Y کمتر می‌شود و نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار ۱۰-الف در جایگاه ماگماهای آداکیتی پهنه‌های فرورانش جانمایی می‌شوند. به طور کلی، در مورد سنگ‌های مورد مطالعه، مقادیر زیاد Sr و نبود بی‌هنجاری منفی Eu (شکل ۷-الف) بیانگر ذوب بخشی پوسته زیرین در رخساره اکلوزیت و حضور نداشتن پلاژیوکلاز است.

باید اشاره کرد که سن پوسته اقیانوسی فرورونده نیز یک معیار بسیار مهم در تولید ماگمای آداکیتی است. حد نهایی سن برای یک پوسته اقیانوسی که بتواند در اثر ذوب بخشی مستقیم تولید ماگمای آداکیتی کند؛ به میزان ۲۵ میلیون سال در نظر گرفته شده است (Defant and Drummond, 1990; Kay and Kay, 2002; Sun et al., 2012). بر پایه Kay and Kay (2002) بیشتر آداکیت‌های آندی در اثر ذوب بخشی پوسته زیرین قاره‌ای تشکیل شده‌اند. پوسته اقیانوسی فرورونده نوتیس در زمان سنوزوییک سنی به مراتب بیشتر از این محدوده سنی داشته و بنابراین سردتر از آن بوده است که در اثر ذوب بخشی مستقیم بتواند ماگمای آداکیتی تولید کند.

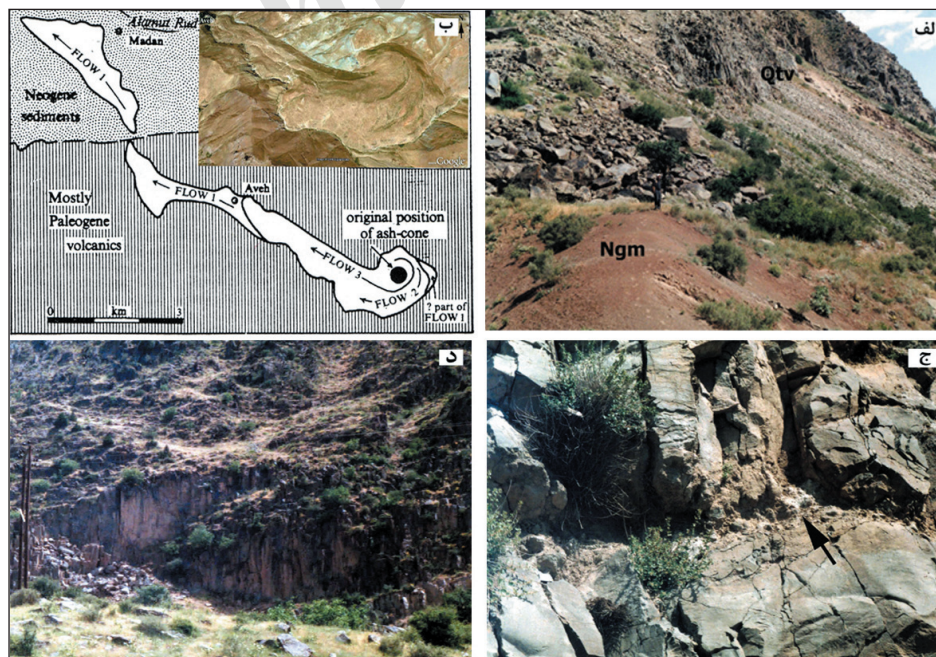
برای تولید ماگمای آداکیتی پتاسیک با مقادیر بالای Sr/Y و La/Yb ضروری است که ستبرای پوسته قاره‌ای بیش از ۴۰ کیلومتر (معادل فشار ۱/۲ گیگاپاسکال) باشد که ذوب بخشی در رخساره اکلوزیت پوسته صورت گیرد (Wang et al., 2004). رشته‌کوه البرز بر خلاف ارتفاع زیاد، به صورت غیر منتظره‌ای دارای پوسته‌ای با ستبرای کلی کم (کمتر از ۳۵ کیلومتر) است (Rod-Dehghani and Makris, 1984; gers et al., 1997; Seber et al., 1997; Guest et al., 2007). با این حال، نباید



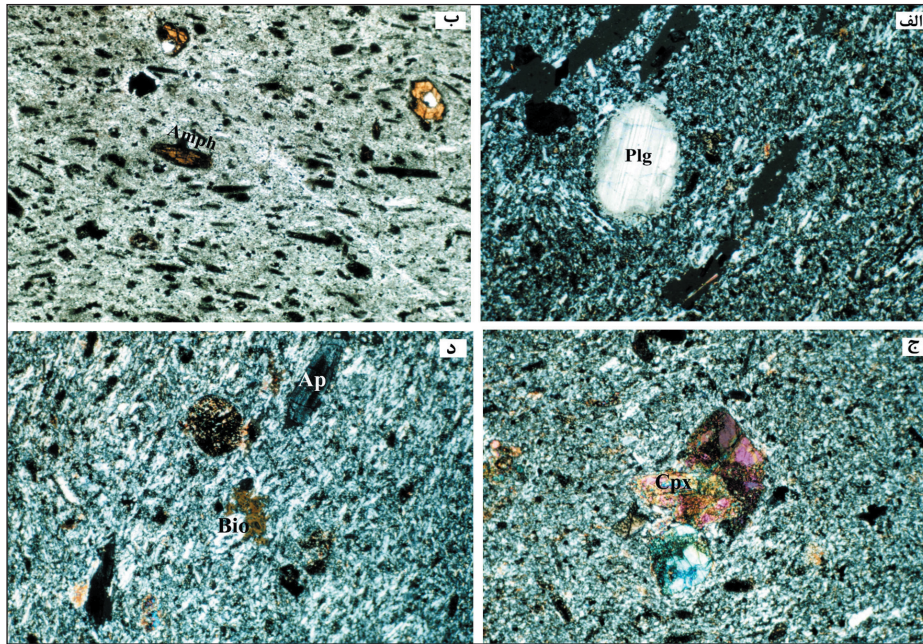
شکل ۱- جایگاه منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران.



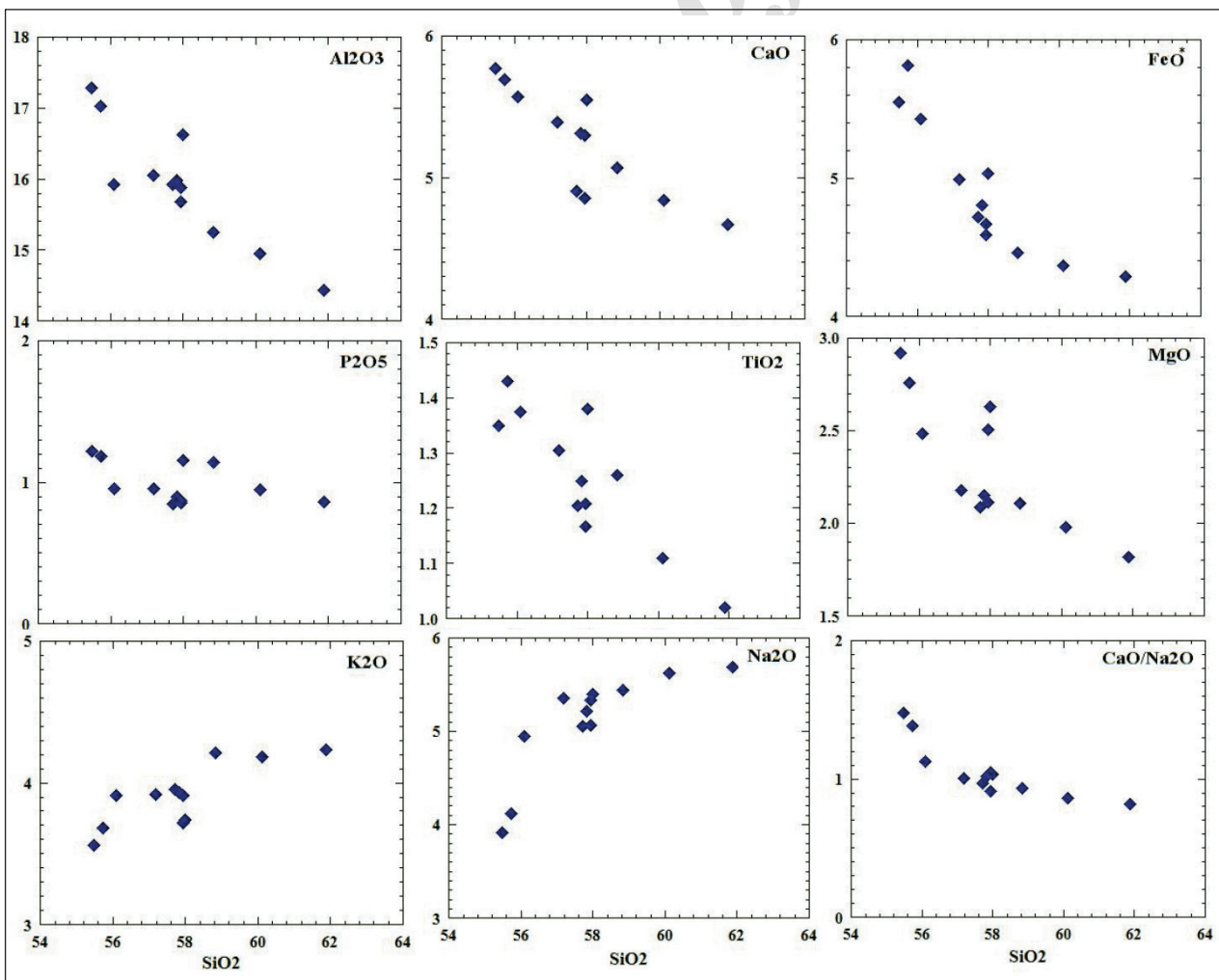
شکل ۲- نقشه واحدهای اصلی منطقه، برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شکران (Annells et al., 1977).



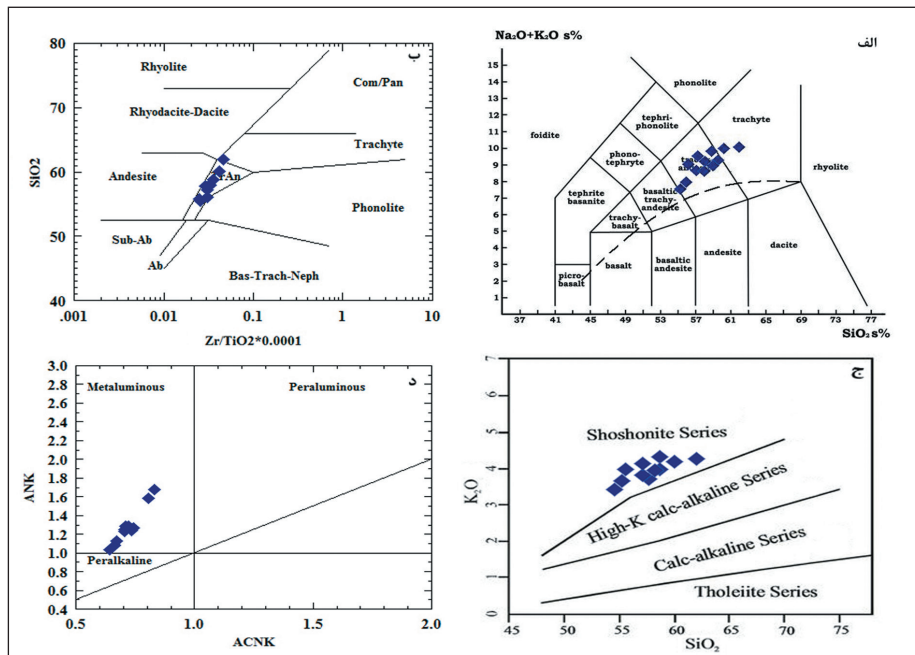
شکل ۳- الف) قرارگیری گدازه‌های آتشفشانی کواترنری روی رسوبات سرخ نوژن؛ ب) نقشه ساده از سه مرحله جریان گدازه‌های کواترنری در دره الموت (Stalder, 1971). تصویر ماهواره‌ای از جریان این گدازه‌ها از یک دهانه آتشفشانی منفرد به سوی شمال باختر است. به همراه این نقشه، تصویر ماهواره‌ای از این جریان گدازه نشان داده شده است؛ ج) لایه فرسایشی میان مرحله دوم و سوم فوران آتشفشان؛ د) تشکیل ساخت‌های منشوری در گدازه‌های کواترنری دره الموت.



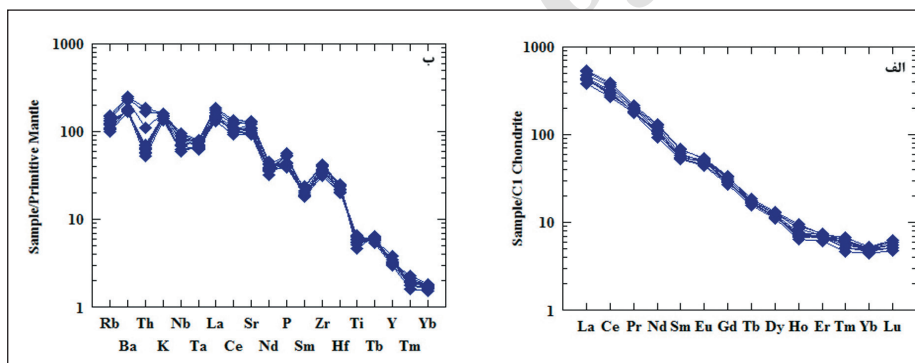
شکل ۴- تصاویر از میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه (تصاویر الف، ج و د در نور XPL و تصویر ب در نور PPL).



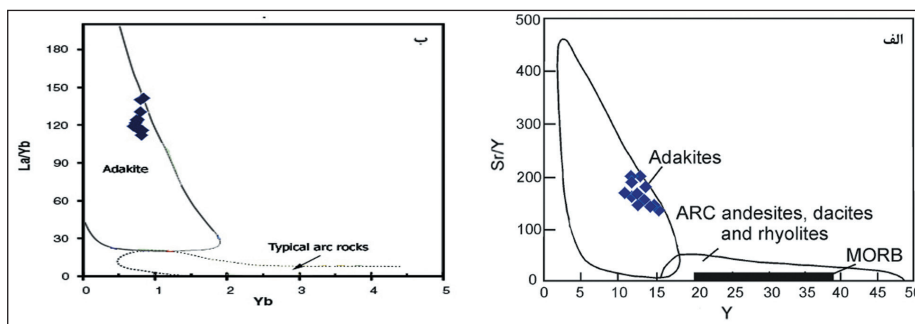
شکل ۵- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر میزان تغییرات SiO_2 .



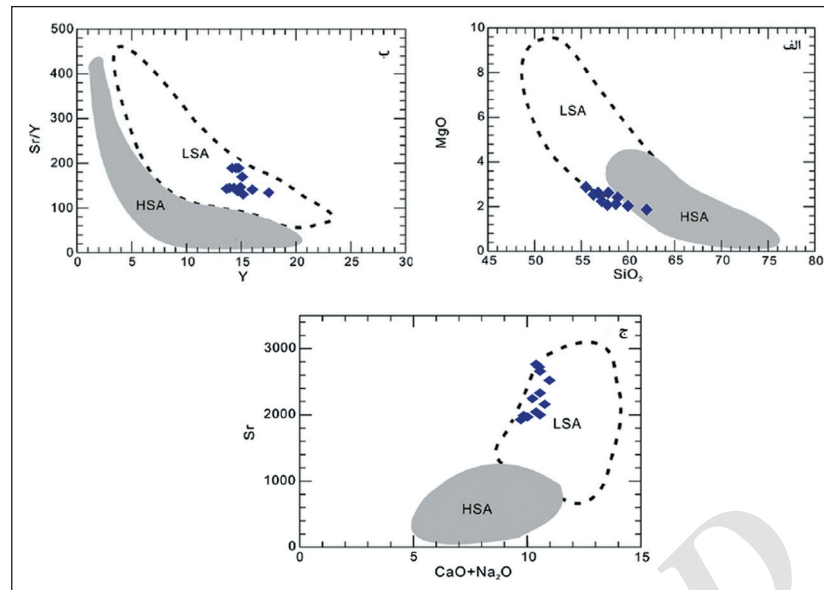
شکل ۶- الف) جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار SiO_2 در برابر مجموع آلکالی (Le Maitre, 1989). خط معیار جداکننده ساب‌آلکانل و آلکانل از Irvine and Baragar (1971) است؛ ب) موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه روی نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)؛ ج) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (Peccerillo and Taylor (1976)؛ د) تعیین درجه اشباع از آلومین بر پایه نمودار (Maniar and Piccoli (1989).



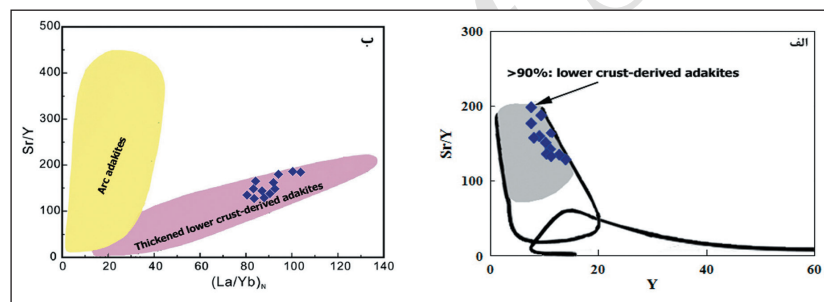
شکل ۷- الف) الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با ترکیب کندریت؛ ب) الگوهای عناصر کمیاب ناسازگار بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه.



شکل ۸- نمودار Sr/Y در برابر Y و نمودار La/Yb در برابر Yb برای جداسازی سنگ‌های آداکیتی از سنگ‌های عادی مناطق فرورانش (Defant and Drummond, 1990). در این نمودارها نمونه‌های مورد مطالعه در جایگاه سنگ‌های آداکیتی قرار می‌گیرند.



شکل ۹- نمودارهای ژئوشیمیایی برای تفکیک آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) و آداکیت‌های کم سیلیس (LSA). بر پایه این نمودارها، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در جایگاه آداکیت‌های کم سیلیس جای می‌گیرند.



شکل ۱۰- الف) نمودار Sr/Y در برابر Y (محدوده آداکیت‌های قاره‌ای و آداکیت‌های مناطق فرورانش برگرفته از Sun et al., 2012)؛ ب) نمودار Sr/Y در برابر $(La/Yb)_n$ (محدوده آداکیت‌های قاره‌ای و آداکیت‌های مناطق فرورانش برگرفته از Liu et al., 2010). در این نمودارها، نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه به صورت مشخص در موقعیت آداکیت‌های قاره‌ای جانمایی می‌شوند.

جدول ۱- نتایج عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آتشفشانی دره الموت.

Sample	AD1	AD2	AD3	AD4	AD5	AD6	AD7	AD8	AD9	AD10	AD11	AD12
SiO ₂	57.997	56.088	55.48	57.7	58.82	61.88	57.825	57.933	57.181	60.11	57.94	55.74
Al ₂ O ₃	16.629	15.915	17.28	15.92	15.25	14.43	15.974	15.875	16.056	14.95	15.677	17.03
FeO	5.03	5.423	5.55	4.717	4.46	4.29	4.803	4.586	4.991	4.37	4.665	5.81
MgO	2.629	2.483	2.92	2.084	2.11	1.82	2.149	2.507	2.176	1.98	2.112	2.76
CaO	5.551	5.568	5.77	4.902	5.07	4.67	5.314	4.857	5.391	4.84	5.295	5.69
Na ₂ O	5.393	4.949	3.91	5.052	5.44	5.69	5.218	5.335	5.352	5.62	5.068	4.12
K ₂ O	3.736	3.913	3.56	3.951	4.21	4.23	3.935	3.719	3.92	4.18	3.913	3.68
MnO	0.065	0.006	0.08	0.059	0.07	0.06	0.061	0.059	0.063	0.06	0.06	0.07
TiO ₂	1.379	1.374	1.35	1.205	1.26	1.02	1.249	1.208	1.305	1.11	1.167	1.43
P ₂ O ₅	1.152	0.951	1.22	0.848	1.14	0.86	0.898	0.853	0.951	0.95	0.869	1.18

Sample	AD1	AD2	AD3	AD4	AD5	AD6	AD7	AD8	AD9	AD10	AD11	AD12
Ba	1272	1280	1172	1189	1565	1735	1227	1214	1223	1642	1210	1233
Ce	183	184	165	184	218	237	180	185	197	229	194	172
Cs	1	0.9	0.92	1.6	1.24	1.54	1.6	1.2	1	1.29	0.7	0.85
Dy	2.94	2.93	2.84	2.95	3.27	3.36	2.9	2.95	2.98	3.3	3.11	2.95
Er	1.14	1.11	1.01	1.17	1.18	1.2	1.18	1.15	1.14	1.23	1.2	1.11
Eu	2.86	2.87	2.59	2.85	2.84	3.07	2.83	2.84	2.96	3.14	2.99	2.63
Gd	6.15	6.19	5.55	5.96	6.79	6.81	5.99	5.89	6.43	6.86	6.7	5.86
Hf	6.9	6.7	6.2	6.7	7.3	7.8	7.5	6.7	6.6	7.6	7.5	6.4
Ho	0.38	0.39	0.36	0.4	0.48	0.54	0.41	0.42	0.41	0.52	0.43	0.4
La	98.4	98.3	91.1	99.6	112.9	128.2	99.5	102	104	122.8	104	101.5
Lu	0.13	0.13	0.12	0.14	0.14	0.16	0.15	0.14	0.14	0.15	0.15	0.13
Nb	50.3	49.6	41.9	62.5	63.4	67.2	55.4	42	63.9	65.3	58.1	44.2
Nd	51.8	51.5	43.5	49.7	56.43	61.35	47.8	50	53.4	59.11	52.4	48.4
Ni	9	13.3	6.9	14.8	12.1	15.7	7.6	4.9	12.1	14.1	10	9.3
Pb	9.2	11.4	9.7	23.1	17.9	26.1	18.4	8.7	22.5	24.2	19.5	14.1
Pr	17.3	17.4	16.9	17.4	18.9	20.2	17.3	17.3	18.4	19.4	18.4	17.5
Sm	8.45	8.46	8.12	8.44	9.3	10.5	8.45	8.4	8.86	10.2	8.94	8.34
Sr	2545	2351	1948	1984	2690	2792	2016	2265	2185	2750	2062	2013
Ta	3.1	2.55	2.74	2.7	2.9	3.3	2.8	2.9	2.6	3.2	3.3	2.79
Tb	0.63	0.63	0.59	0.63	0.67	0.69	0.62	0.62	0.65	0.67	0.66	0.61
Th	4.9	4.8	4.51	6	9.41	15.77	5.6	5.3	5.5	14.32	5.8	5.27
Tm	0.13	0.13	0.12	0.14	0.16	0.17	0.15	0.14	0.14	0.16	0.15	0.13
Y	14	16.4	12.6	14.1	13.1	13.7	13.6	14.9	13.8	13.4	13.2	12.8
Yb	0.84	0.8	0.76	0.86	0.86	0.9	0.88	0.87	0.83	0.87	0.89	0.81
Zr	449.4	419	348	370.4	447	466	366.2	401.4	400.8	459	381.4	353
Rb	68	66.6	64.1	86	89.5	97.3	78.8	74.8	77.5	94.2	82.6	69.5

کتابنگاری

آفانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
معین‌وزیری، ح.، ۱۳۷۷- دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران، دانشگاه تربیت معلم.

References

- Annells, R. N., Arthurton, R. S., Bazley, R. A. and Davies, R. G., 1975- Qazvin and Rasht; 1:250,000 scale geological quadrangle map of Iran. Geological survey of Iran.
- Annells, R. S., Arthurton, R. S., Bazley, R. A. B., Davies, R. G., Hamedi, M. A. R. and Rahimzadeh, F., 1977- Geological map of Iran, Shakran sheet 6162: Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1:100,000.
- Castillo, P. R., 2006- An overview of adakite petrogenesis. *Chin. Sci. Bull.* 51:258–268.
- Chung, S. L., Liu, D. Y., Ji, J. Q., Chu, M. F., Lee, H. Y., Wen, D. J., Lo, C. H., Lee, T. Y., Qian, Q. and Zhang, Q., 2003- Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology* 31:1021–1024.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347:662–665.
- Dehghani, G. A. and Makris, J., 1984- The gravity field and crustal structure of Iran, *Neues Jahrb. Geol. Palaontol. Abh.* 168, 215– 229.
- 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. and Wang, Q. H., 2004- Recycling lower continental crust in the North China Craton. *Nature* 432:892–897.

- Garrison, J. M. and Davidson, J. P., 2003- Dubious case for slab melting in the northern volcanic zone of the Andes. *Geology* 31:565–568.
- Guest, B., Guest, A. and Axen, G., 2007- Late Tertiary tectonic evolution of northern Iran: A case for simple crustal folding. *Global and Planetary Change* 58, 435–453.
- Herzberg, C. and Zhang, J., 1996- Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: compositions of magmas in the upper mantle and transition zone. *J. Geophys. Res.* 101, 8271–8295.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–548
- Jahangiri, A., 2007- Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 433-447.
- Kay, R. W. and Kay, S. M., 2002- Andean adakites: three ways to make them. *Acta Petrol. Sin.* 18:303–311.
- Kay, R. W., 1978- Aleutian magnesian andesite: melts from subducted Pacific Ocean crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 4:117–132.
- Kogiso, T., Tatsumi, Y. and Nakano, S., 1997- Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust. 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 148:193–205.
- Le Maitre, R. W., 1989- A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms (Recommendations of the International Union of Geological Sciences Sub-commission on the Systematics of Igneous Rocks). Blackwell, Oxford, 193pp.
- Ling, M. X., Li, Y., Ding, X., Teng, F. Z., Yang, X. Y., Fan, W. M., Xu, Y. G. and Sun, W. D., 2013- Destruction of the North China Craton induced by ridge subductions. *Journal of Geology* 121, 197–213.
- Liu, S. A., Li, S., Hea, Y. and Huangb, F., 2010- Geochemical contrasts between early Cretaceous ore-bearing and ore-barren high-Mg adakites in central-eastern China: implications for petrogenesis and Cu-Au mineralization. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74:7160–7178.
- Macpherson, C. G., Dreher, S. T. and Thirlwall, M. F., 2006- Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth Planet. Sci. Lett.* 243:581–593.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106:380-398.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63–81.
- Richards, J. P. and Kerrich, R., 2007- Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Econ. Geol.* 102:537–576.
- Rodgers, A. J., Ni, J. F. and Hearn, T. M., 1997- Propagation characteristics of short-period Sn and Lg in the middle east. *Bulletin of the Seismological Society of America* 87 (2), 396–413.
- Rodriguez, C., Selles, D., Dungan, M., Langmuir, C. and Leeman, W., 2007- Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longavi volcano (36.2S; Andean Southern Volcanic Zone, central Chile). *J. Petrol.* 48: 2033–2061.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London.
- Rudnick, R. L. and Gao, S., 2003- Composition of the continental crust. In Heinrich, D. H., and Turekian, K. K., eds. *Treatise on geochemistry*. Oxford, Pergamon, p. 1–64.
- Seber, D., Vallve, M., Sandvol, E., Steer, D. and Barazangi, M., 1997- Middle East tectonics: applications of geographic information systems (GIS). *GSAToday* 7 (2), 1–5.
- Stalder, P., 1971- Magmutisems tertiarié. Et subrecent entre Taleghan et Alamout, Elbourz central (Iran) *Bull. Suiss de Min. petr*, vol, 51/1, 139PP.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In Saunders, A. D., and Norry, M. J., eds. *Magmatism in the ocean basins*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 41:313–345.
- Sun, W. D., Ling, M. X., Chung, S. L., Ding, X., Yang, X. Y., Liang, H. Y., Fan, W. M., Goldfarb, R. and Yin, Q. Z., 2012- Geochemical Constraints on Adakites of Different Origins and Copper Mineralization. *Journal of Geology* 120, 105-120.
- Wang, Q., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Bao, Z. W., Xu, W. and Xiong, X. L., 2004- Cretaceous high potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: adakites in extensional tectonic regime within a continent. *Geochemical Journal* 38: 417- 434.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different product using immobile elements. *Chem. Geol.* 20, 325–343.