

پتروژئو سنگ‌های آداکیتی پس از تصادم پلیوکواترنر شمال آتشفشان سهند (شمال غرب ایران)

وحیده جلیلی قره‌قیه، نصیر عامل*، رباب حاجی علی اوغلی و محسن مؤید
گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب آتشفشان سهند، در شمال غرب ایران واقع شده است. سنگ‌های آتشفشانی در این منطقه مربوط به بخشی از فعالیت جوان آتشفشان سهند بوده که به صورت روانه‌های گدازه و واحدهای توف و نهشته‌های تفراتمشکل از: خاکستر، پونس، لاپیلی، آگومرا و برش‌های آتشفشانی روی واحدهای رسوبی به سن پلیوسن قرار گرفته است. ترکیب اصلی سنگ‌ها داسیتی با بافت غالب پورفیری و زمینه دانه‌ریز تا شیشه‌ای و تراکیتی است. داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ترکیب سنگ‌های داسیتی ساب‌آلکان و ویژگی‌های آداکیتی را دارد. سنگ‌های مورد مطالعه با مقادیر بالای Sr، LREE، LILE، نسبت‌های بالای Na₂O/K₂O و Sr/Y، الگوی تفریق شده REE و مقادیر پایین HREE و Y ویژگی‌هایی مشابه با آداکیت‌ها را نشان می‌دهد. تهی‌شدگی در Nb و Ti و HREE به همراه غنی‌شدگی از LREE و LILE شواهدی بر خاستگاه ماگماتیسم آداکیتی مرتبط با پهنه‌های فرورانشی است. سنگ‌های آداکیتی در منطقه مورد مطالعه به احتمال زیاد در ارتباط با شکست پوسته اقیانوسی فرورونده (Slab Break Off) و ذوب پوسته اقیانوسی جدا شده، تشکیل شده‌اند. ماگماتیسم بعد از تصادم مرتبط با فرورانش نفوتتیس عامل تشکیل سنگ‌های ماگمایی آداکیتی جنوب سهند در انتهایی‌ترین بخش شمالی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر است.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، داسیت، آداکیت، ماگماتیسم پس از تصادم، آتشفشان سهند، پهنه ماگمایی ارومیه-دختر

مقدمه

سال‌های اخیر مطالعاتی در رابطه با سنگ‌های آداکیتی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر انجام گرفته است. برای نمونه می‌توان به مطالعات Jahangiri (۲۰۰۷) و Ahmadzadeh (۲۰۱۰) پیرامون آداکیت‌های شمال تبریز، Ghadami و همکاران (۲۰۰۸) بر آداکیت‌های

آداکیت‌ها سنگ‌هایی هستند که با ویژگی‌های ژئوشیمیایی غیر عادی ($\text{SiO}_2 \geq 56 \text{ wt}\%$ ، $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15$ ، $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \leq 0.5 \text{ wt}\%$ ، $\text{Sr} > 400 \text{ ppm}$ ، $\text{Yb} \leq 1.8 \text{ ppm}$ ، $\text{Y} \leq 18 \text{ ppm}$ (Eu) و نبود آنومالی (Eu) مشخص می‌شوند (Defant and Drummond, 1990)؛

چندین مرحله انجام شده است اما فعالیت‌های جوان بیشتر در یک مرحله انجام یافته و همانند مخروط در درون کراتر یا در دامنه آتشفشان‌های قدیمی تشکیل شده است (Moinevaziri and Aminsobhani, 1978). منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق شهرستان اسکو واقع شده است. طبق نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسکو، در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های قدیمی‌تر از نئوژن رخنمون ندارد. در دوره پلیو-پلیئوسن ناهمسازی در پی سنگ آذرآواری در منطقه ایجاد شده و در کواترنر تجدید فعالیت آتشفشان با خروج روانه‌های گدازه‌های آندزیتی و داسیتی و تشکیل پامیس و توف همراه بوده است. در شکل ۲، نقشه زمین‌شناسی منطقه و موقعیت نمونه‌برداری سنگ‌ها در منطقه نشان داده شده است.

واحدهای قدیمی نئوژن به صورت واحدهای آذر آواری (Ng^{qt} ، شکل ۲)، در جنوب روستای زینجناب در هسته یک تاقدیس با مجموعه‌ای از توف‌های برشی به همراه لایه‌هایی از گنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز با ضخامت بیش از ۲۰۰ متر برونزد، قرار دارد. شایان ذکر است Berberian و Bordet (۱۹۷۱) سن این واحدها را به میوسن نسبت داده است. دیگر واحد نئوژن (Ng^{cl}) متشکل از گنگلومرا با قطعاتی از پیروکسن‌آندزیت و با میان لایه‌هایی از توف برش است. این واحد در دره زینجناب به طور همساز بر روی واحد قبلی (Ng^{cl}) قرار گرفته و ضخامت این واحد بیش از ۳۰۰ متر است. این واحد را نیز می‌توان از نظر موقعیت چینه‌ای به میوسن نسبت داد. گدازه‌های پلیوکواترنر سهند که مربوط به فعالیت‌های جوان سهند است، اغلب قله‌های کنونی سهند را تشکیل داده است. Moinevaziri و Aminsobhani (۱۹۷۸) سن این گدازه‌ها را ۵/۷ تا ۵/۰۵ میلیون سال تعیین کرده‌اند. گدازه‌ها بیشتر در

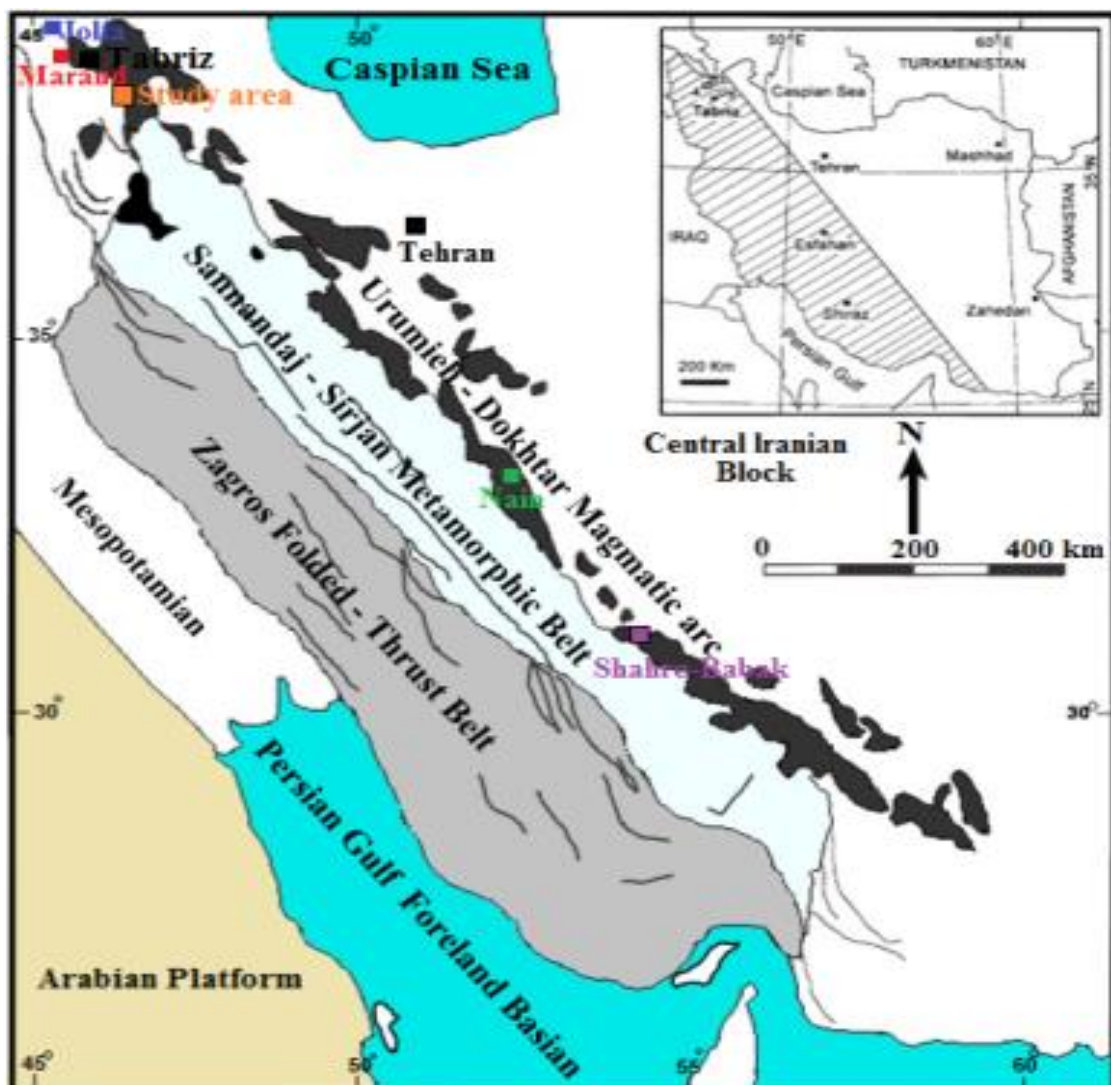
شمال شهر بابک در ایران مرکزی و Fardfeshani و همکاران (۲۰۱۴) در غرب نایین اشاره نمود (شکل ۱). پهنه ماگمایی ارومیه-دختر در پهنه کوهزایی زاگرس دارای رخنمون‌های متنوعی از انواع سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های آذرین درونی به سن ائوسن تا کواترنر است (Berberian and Berberian, 1981). مطالعات ژئوشیمیایی متعددی در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر، تشکیل سنگ‌های کالک‌آلکالن مرتبط با فرورانش نئوتتیس را نشان داده است. فعالیت آتشفشان سهند در بخش شمالی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر به احتمال زیاد از اواخر میوسن (Bordet and Berberian, 1971) شروع شده و تا اوایل کواترنر ادامه داشته و رسوبات و گدازه‌های آن، بخش بزرگی از منطقه را پوشانده است. آداکیت‌های مطالعه شده در جنوب سهند در ارتباط با فعالیت جوان آتشفشان سهند تشکیل شده‌اند. در این پتروئولوزی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های پس از تصادم پلیوکواترنر شمال سهند (جنوب تبریز) برای نخستین بار مطالعه شده و پتروئولوزی و جایگاه تکتونیکی آنها در شمال غرب ایران تعیین شده است.

زمین‌شناسی منطقه

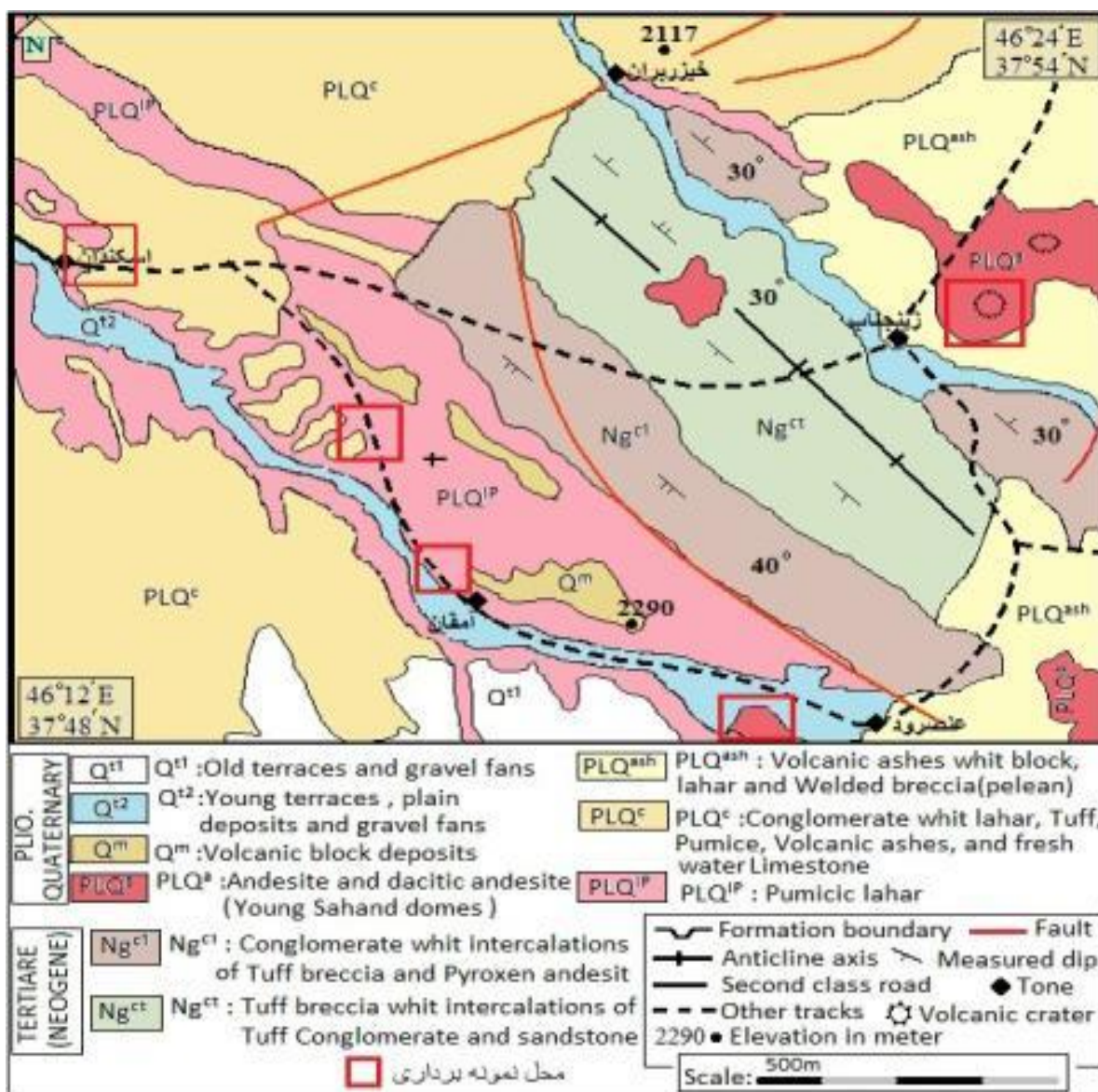
قدیمی‌ترین فازهای آتشفشانی سهند به سن میوسن میانی اغلب دارای ترکیب حد واسط در حد آندزیت است که پس از یک دوره فاز فرسایشی به نسبت طولانی با تشکیل نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی، گدازه‌های حدواسط تا اسیدی با ترکیب آندزیت و داسیت ادامه یافته و قله‌های کنونی سهند را تشکیل داده است. سن گدازه‌های سهند از ۱۴۰ هزار تا بیش از ده میلیون سال گزارش شده است (Bordet and Berberian, 1971). فعالیت‌های قدیمی سهند بیشتر در

درشت‌بلورهای فلسیک پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و نیز درشت‌بلورهای مافیک آمفیبول و بیوتیت است و در نمونه‌های دستی، اغلب به رنگ قهوه‌ای روشن تا خاکستری دیده می‌شود. کنگلومرا (PLQ^c) ، قطعات آتشفشانی و پومیس (PLQ^{IP}) و خاکسترهای آتشفشانی (PLQ^{ash}) از دیگر برونزدهای پلیوکواتر در منطقه هستند (شکل ۲).

یک مرحله فوران از داخل گدازه‌های قدیمی سهند بیرون ریخته و اشکال مخروطی و گنبدی شکل را ایجاد کرده است. گدازه‌ها از نظر ترکیبی زیاد متنوع نیستند اما به نسبت اسیدی‌تر از گدازه‌های قدیمی سهند هستند. داسیت‌ها با گستردگی وسیع در منطقه، به طور عمده به صورت گنبدی منفرد آتشفشانی یا به صورت آگلومرا و برش‌های آتشفشانی مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای



شکل ۱- واحدهای تکتونیکی کوهزایی زاگرس. منطقه آتشفشانی سهند در شمال پهنه ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است (Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003)



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی آتشفشان سهند و موقعیت نمونه‌برداری سنگ‌ها (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ اسکو-سازمان زمین‌شناسی کشور (Aminifazl and Khodabandeh, 1995)

روش انجام پژوهش

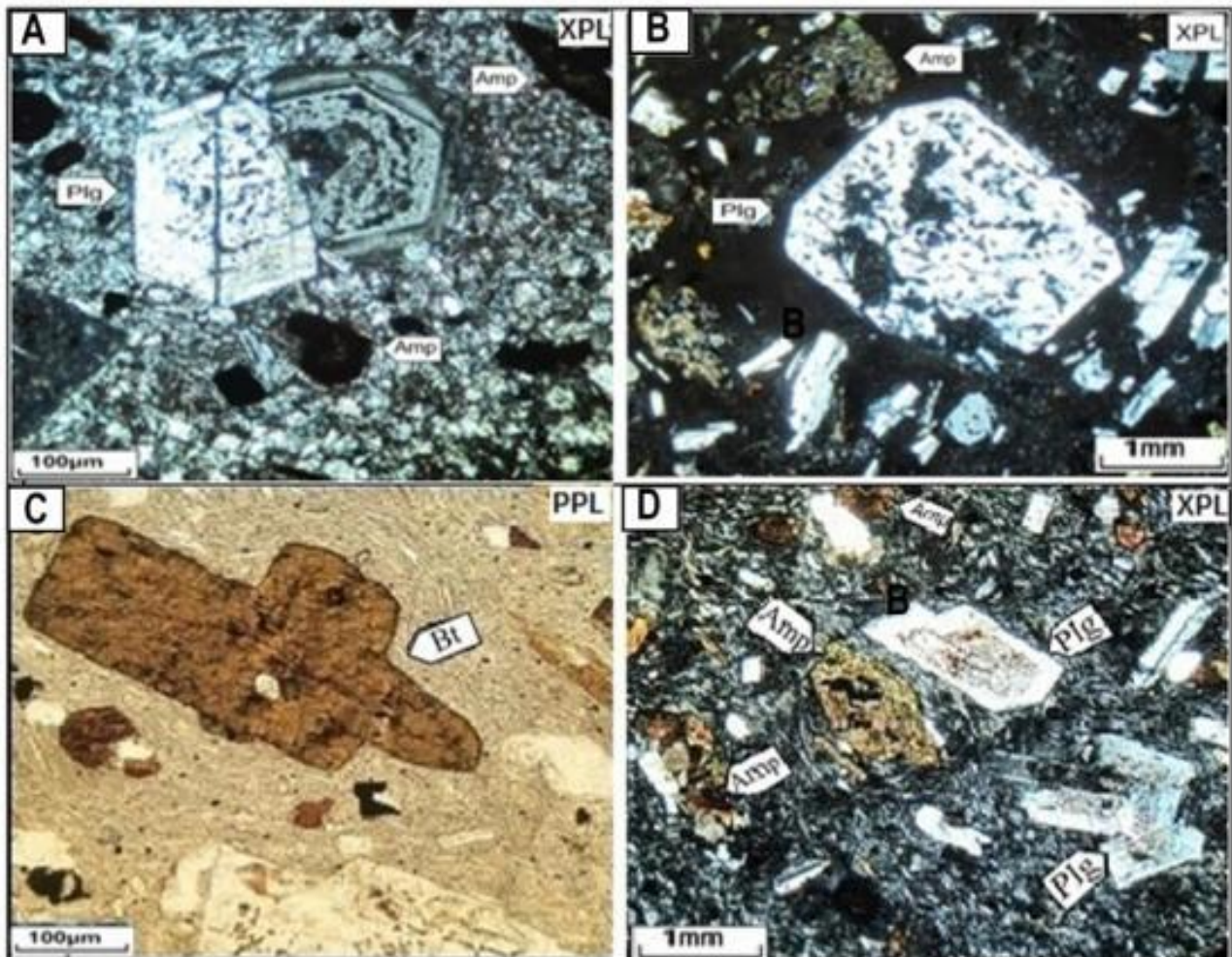
در این پژوهش، به منظور مطالعات کانی‌شناسی و پتروژئولوژی تعداد ۲۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی برای تهیه مقاطع نازک انتخاب شد. پس از مطالعه مقاطع میکروسکوپی، تعداد ۱۵ عدد از نمونه‌های به نسبت سالم با روش XRF و ICP-MS در آزمایشگاه Labwest Minerals Analysis استرالیا تجزیه شد.

پتروگرافی

داسیت‌ها در مطالعات میکروسکوپی بافت‌های غالب پورفیری، گلوپورفیری با زمینه ریزدانه تا شیشه‌ای و تراکیتی را نشان می‌دهند (شکل ۳-B و D). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت در زمینه‌ای از میکروولیت‌های فلدسپار، بلورهای ریز کوارتز و غنی از شیشه قرار گرفته است. پلاژیوکلاز به عنوان فراوان‌ترین درشت‌بلور به صورت شکل‌دار

اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل کانی و از دست رفتن آب حین فوران ماگمایی نسبت داده است. بلورهای کوارتز به صورت فاز فنوکرست معمول در سنگ‌های داسیتی در نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده نمی‌شود. در نمونه‌هایی که کوارتز وجود دارد بلورها به شدت خرد شده هستند. Best (۲۰۰۳) این حالت در داسیت‌ها را به اثرات افت فشار نسبت داده است. آپاتیت، کلریت، کانی‌های اپاک و اکسیدهای آهن و تیتان از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. آپاتیت‌ها به صورت میان‌بار در درون پلاژیوکلاز مشاهده می‌شوند.

تا نیمه شکل‌دار و با بافت منطقه‌بندی و غربالی در اندازه‌های دو تا پنج میلی‌متر در مقاطع مشاهده می‌شوند. دلیل ایجاد منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها می‌تواند به شرایط غیر تعادلی حین تبلور مربوط باشد و تشکیل بافت غربالی در پلاژیوکلازها نیز شاید در اثر افت سریع فشار (Nelson and Montana, 1992)، آمیختگی ماگمایی یا تغذیه مخزن ماگمایی باشد (Tsuchiyama, 1985). همچنین، اغلب آمفیبول‌ها دارای حاشیه سوخته هستند (شکل ۳- A). Best (۱۹۸۲) تشکیل حاشیه سوخته در آمفیبول‌ها را به بالا بودن فوگاسیته



شکل ۳- A) پلاژیوکلاز شکل‌دار با منطقه‌بندی و بافت پویی‌کلیتیک. آمفیبول به صورت سوخته در شکل مشخص است (XPL); B) پلاژیوکلاز شکل‌دار با بافت غربالی و میان‌بار شیشه‌ای در متن شیشه‌ای که بافت هیالوپورفیریک را نشان می‌دهد (XPL); C) بافت جریان‌ی در اطراف بیوتیت درشت‌بلور (PPL); D) بافت گلومروپورفیریک با بلورهای پلاژیوکلاز (XPL).

ژئوشیمی و خاستگاه ماگمایی

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. سیلیس سنگ‌های مورد مطالعه ۶۲/۰۲ تا ۶۹/۴۵ درصد وزنی است. ترکیب شیمی نمونه‌ها در نمودار رده‌بندی K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) در محدوده داسیت و ریولیت‌های کالک‌آلکان پتاسیم متوسط (شکل ۴-B) و در نمودار مجموع (Na_2O+K_2O) در برابر SiO_2 (Le Bas et al., 1986) در محدوده داسیت واقع می‌شوند (شکل ۴-A). نمودار عناصر فرعی Y در مقابل Zr (MacLean and Barrett, 1993) ویژگی کالک‌آلکان نمونه‌های مورد مطالعه را تأیید می‌کند (شکل ۵). عدد منیزیوم $[MgO/(MgO+FeO)]$ در نمونه‌ها به استثنای یک نمونه (با $Mg\#=2/2$)، بقیه از ۰/۴۵ تا ۰/۵۵ متغیر است. نمونه‌های مطالعه شده دارای مقادیر بالای Sr (۴۳۱ تا ۹۹۳ ppm) و مقادیر پایین Y (۴/۴ تا ۱۱/۷ ppm) و Rb (۳۷/۹ تا ۵۸/۲ ppm) هستند. مقادیر بالای Na_2O/K_2O (۱/۳۸ تا ۲/۹۷) و عدد منیزیوم و مقادیر پایین Y و Rb در سنگ‌های مورد بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوتی را نسبت به سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان معمول نشان می‌دهد.

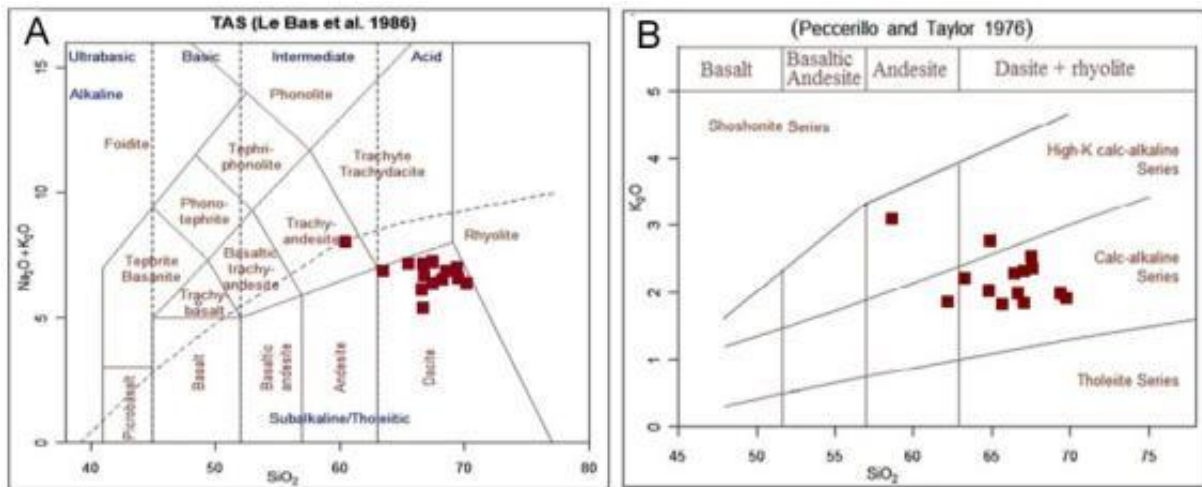
برای بررسی میزان تغییر و تحولات ماگمای مولد نسبت به ماگمای اولیه و همچنین، منشأ و روابط ژنتیکی آنها از نمودارهای عنکبوتی استفاده شد. شکل ۶-B نمودار بهنجار شده در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به گوشته اولیه را نشان می‌دهد. نمونه‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی از LILE (Ba, K, LREE) نسبت به HFSE و HREE نشان می‌دهند که می‌تواند در ارتباط با حضور گارنت در خاستگاه ماگما در نظر گرفته

شود. Nb و Ti در این نمودارها آنومالی منفی نشان می‌دهند. تهی‌شدگی Ti و Nb در نمونه‌های مورد مطالعه را شاید به توان به حضور یک فاز باقی‌مانده تیتانیم‌دار در سنگ منشأ نسبت داد. Sr دارای آنومالی مثبت بوده و Eu فاقد آنومالی منفی است که دلیل آن را با در نظر گرفتن پلاژیوکلاز به عنوان میزبان اصلی Eu و Sr می‌توان به عدم تفریق پلاژیوکلاز در ماگما یا عدم پایداری پلاژیوکلاز در منشأ و در عوض مشارکت آن در تشکیل ماگمای آداکیتی نسبت داد.

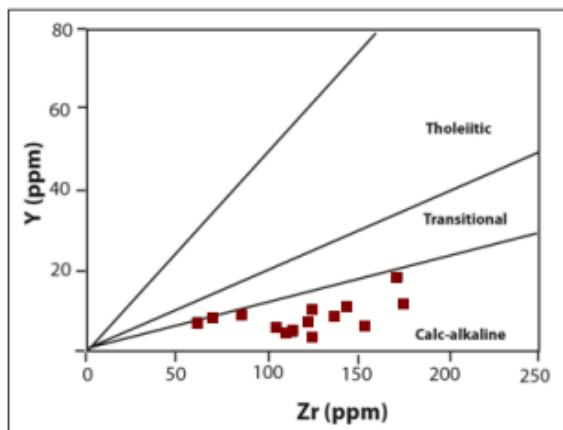
بر اساس نتایج ژئوشیمیایی و نمودارهای عنکبوتی تشکیل ماگمای آداکیتی از منشأ گارنت‌آمفیبولیت یا آمفیبول-اکلوژیت بسیار محتمل است.

شکل ۶-A، الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی کمیاب در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در شمال سه‌نند را نشان می‌دهد که نسبت به داده‌های REE کندریت بهنجار شده است (Boynton, 1984). روند نمودارهای عنکبوتی برای سنگ‌های مختلف کم‌وبیش با هم موازی بوده و عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) غنی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهد.

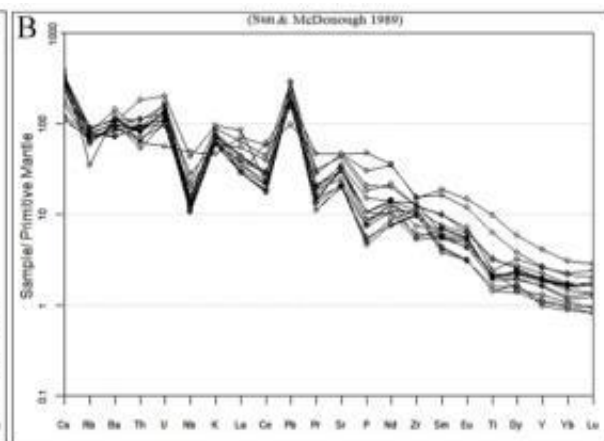
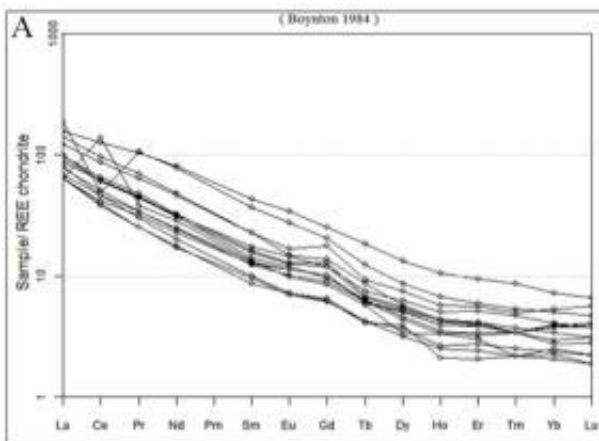
گذازده‌های مناطق فرورانش با تهی‌شدگی عناصر HFSE نسبت به LILE قابل تشخیص هستند که منشأ این تهی‌شدگی می‌تواند به علت تأثیر سیال‌ها یا مواد مذاب حاصل از صفحه فرورونده بر روی گوه گوشته‌ای یا بر اثر تفریق کانی هورنبلند یا حضور گارنت در منشأ روی داده باشد (Green, 2006; Martin, 1999). تهی‌شدگی Y و HREE و به ویژه Yb در ماگمای آداکیتی را در ارتباط با خاستگاه گارنت‌دار (فشار بالا) ماگما در نظر گرفته است.



شکل ۴- A) در نمودار رده‌بندی شیمیایی مجموع قلیایی در برابر سیلیس، ترکیب سنگ‌ها در محدوده داسیت واقع می‌شود. (Le Bas et al., 1986) B) نمونه‌های آداکیتی سهند در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) در محدوده داسیت و ریولیت کالک‌آلکالین پتاسیم متوسط واقع می‌شوند.



شکل ۵- در نمودار Zr در مقابل Y (MacLean and Barrett, 1993) تمامی نمونه‌های آداکیتی سهند در محدوده کالک‌آلکالین واقع می‌شود.



شکل ۶- A) عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آداکیتی سهند که نسبت به داده‌های REE کندریت، (Boynton, 1984) بهنجار شده است. B) عناصر ناسازگار در سنگ‌های آداکیتی سهند که نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) بهنجار شده است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی شمال سهند

SAMPLE	SD7	SD8	SL1	SL8	SL10	SAL	SOB	SOL2	SOP2	SOP13	SA	SB	AG2	AN3	AN6
SiO ₂	69.2	69.41	66.36	66.6	66.93	58.24	47.17	65.44	62.02	66.65	65.78	64.9	66.27	63.92	63.18
TiO ₂	0.35	0.31	0.31	0.41	0.44	1.35	2.12	0.71	0.68	0.52	16.36	17.08	15.91	16.54	16.44
Al ₂ O ₃	16.14	16.45	19.99	16.2	16.79	17.77	14.49	14.03	16.37	16.05	0.38	0.4	0.36	0.43	0.38
Fe ₂ O ₃	2.1	2.13	1.87	2.69	3.05	5.6	11.17	3.89	4.42	3.13	2.94	3.07	2.72	3.58	2.93
MnO	0.04	0.04	0.03	0.06	0.04	0.04	0.15	0.05	0.07	0.04	0.06	0.05	0.05	0.08	0.05
MgO	0.99	1.05	0.81	1.07	0.43	1.1	7.28	2.33	2.73	1.79	1.46	1.59	1.31	1.56	1.56
CaO	3.32	3.44	3.1	3.38	2.89	4.07	8.92	4.39	5.04	3.66	3.81	4.39	4.19	4.22	4.98
Na ₂ O	4.55	4.74	4.64	4.27	4.15	4.91	3.97	5.26	5.03	5.33	4.09	4.04	4.14	4.26	3.02
K ₂ O	1.88	1.85	1.88	2.3	2.45	2.93	1.41	1.79	1.8	1.79	2.25	2.02	2.28	2.71	2.18
P ₂ O ₅	0.12	0.1	0.11	0.16	0.17	0.67	1.04	0.45	0.33	0.19	0.18	0.17	0.2	0.29	0.18
LOI	0.34	0.43	0.48	2.22	1.92	2.48	1.79	1.45	1.4	0.64	2.56	2.17	2.4	2.21	4.91
Total	99.24	100.0	99.7	99.48	99.39	99.41	99.77	99.97	100.0	99.96	99.87	99.77	99.89	99.81	99.82
Na ₂ O/K ₂ O	2.42	2.56	2.46	1.85	1.69	1.67	2.81	2.93	2.79	2.97	1.81	2	1.81	1.57	1.38
Ba	515	507	580	683	774	744	873	669	711	635	780	622	787	1000	729
Rb	50.9	50.9	45.4	51.4	56.6	47.7	22.5	43	41	41.5	58.2	46.2	56.4	52.0	37.9
Sr	431	442	457	435	515	990	997	993	736	657	651	636	642	922	711
Ga	15.2	16	16.6	23.9	23.9	20.8	18.4	16.7	19.9	15.2	14.9	15.4	14.8	16.8	14.5
Y	5.1	4.9	4.4	7.5	7.3	11.9	18.7	8.6	10.1	5.8	8.74	8.53	8.98	11.7	8.19
Zr	111	113	124	123	151	175	171	136	124	107	62	68	84	142	60
Hf	2.9	3	3.3	3.3	4.2	4.5	4.3	3.5	3.3	2.9	1.85	1.95	2.43	3.81	1.66
Nb	7.7	7.6	8.8	10.2	11.4	31.4	35.3	20	14.1	9.2	10.6	9.5	10.7	16.1	8.2
Ta	0.6	0.7	0.7	0.7	0.8	2	1.9	1	0.8	0.5	0.75	0.68	0.77	0.92	0.58
Th	7.67	7.97	8.44	7.17	9.34	15.8	5.33	9.63	7.58	6	6.92	5.59	7.17	7.38	4.59
Pb	14	14	13	14	20	13	7	14	12	11	20.3	16.4	16.2	20.6	13.8
U	2.69	2.37	2.33	2.92	3.35	4.26	1.18	2.83	2.13	2.02	2.89	2.59	3.09	3.59	2.23
Cs	1.41	0.96	0.85	2.56	2.28	1.89	3.07	0.93	2.06	1.29	2.7	2.3	2.4	2.2	1.9
Ni	7	5	<5	20	31	14	185	23	64	22	13	14	9	12	18
V	31	23	27	50	61	133	238	82	88	54	61	68	53	61	63
Cr	20	20	10	20	20	20	230	40	70	50	15	13	9	8	14
Co	5.6	6.1	4.9	6.9	7.8	11.6	42.1	12.3	13.7	8.9	21.5	12.9	32.5	22.1	13.0
Mg [#]	0.5	0.50	0.46	0.45	0.22	0.28	0.53	0.55	0.55	0.28	0.50	0.50	0.49	0.48	0.50
La	20	20.2	25	24.5	31	58.2	49.2	38.3	27.3	20.1	29.3	21.3	30.7	44.2	20.0
Ce	31.1	31.9	37.9	41.4	50	112	103.5	70.2	49.5	39.4	50.4	37.6	52.5	78.5	33.6
Pr	3.07	3.07	3.67	4.21	5.38	13	12.85	7.88	5.56	4.66	5.48	4.21	5.87	8.56	3.86
Nd	10.2	10.6	12.1	14.7	18.8	47.3	49.1	27.7	19.2	17.2	18.5	14.8	19.5	29.2	13.7
Sm	1.86	1.69	1.93	2.42	2.74	7.23	8.47	4.45	3.36	2.56	3.03	2.53	3.17	4.39	2.45
Eu	0.51	0.53	0.53	0.74	0.88	2.02	2.51	1.08	1.06	0.72	0.92	0.82	0.93	1.23	0.83
Gd	1.58	1.68	1.61	2.29	2.5	5.27	6.56	3.53	3.1	2.19	3.09	2.63	3.33	4.56	2.63
Tb	0.2	0.2	0.19	0.29	0.3	0.58	0.87	0.41	0.35	0.27	0.31	0.29	0.32	0.44	0.28
Dy	1.17	1.01	1.06	1.39	1.48	2.78	4.28	1.84	2.02	1.25	1.69	1.65	1.77	2.38	1.60
Ho	0.19	0.18	0.15	0.24	0.25	0.48	0.75	0.31	0.36	0.24	0.30	0.28	0.30	0.41	0.28
Er	0.57	0.5	0.43	0.71	0.67	1.24	1.97	0.87	1.07	0.62	0.80	0.83	0.86	1.17	0.80
Tm	0.08	0.07	0.07	0.11	0.11	0.17	0.28	0.12	0.15	0.07	0.11	0.11	0.11	0.16	0.11
Yb	0.49	0.47	0.43	0.61	0.57	1.05	1.5	0.71	0.84	0.52	0.80	0.78	0.83	1.11	0.78
Lu	0.07	0.06	0.06	0.1	0.09	0.15	0.21	0.1	0.12	0.07	0.13	0.13	0.12	0.18	0.12

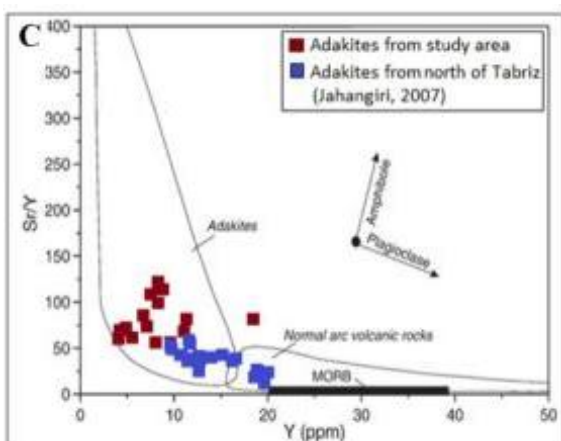
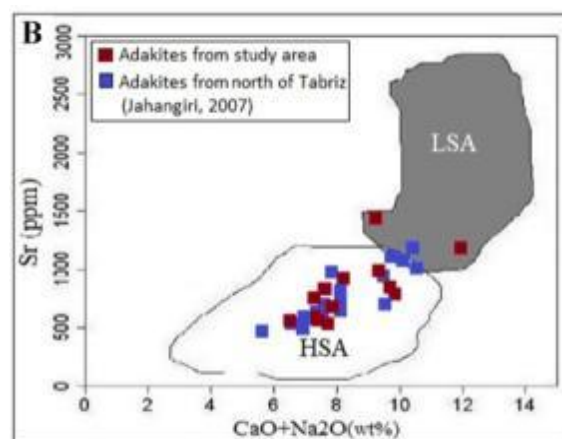
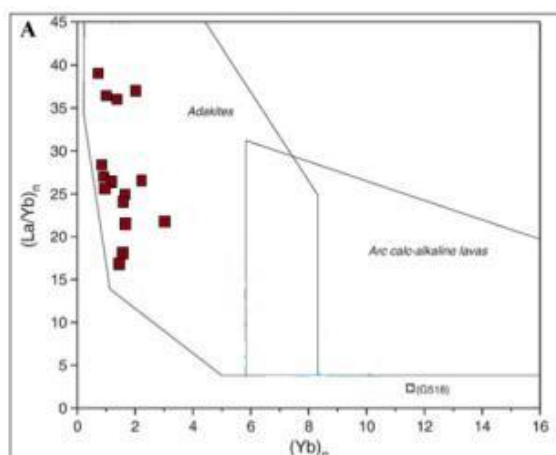
بحث

سنگ‌های آتشفشانی شمال سهند دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی با مقادیر پایین HFSE و HREE، تهی‌شدگی از Nb و Ti، غنی‌شدگی از LILE هستند. این ویژگی‌ها شاخص ماگماتیسم در پهنه فرورانش است (Wilson, 1989). همچنین، نسبت‌های بالای $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ، مقادیر بالای Sr، عدد منیزیم و نسبت‌های Sr/Y، ویژگی آداکیتی ماگماتیسم مرتبط با فرورانش در منطقه را نشان می‌دهد.

آداکیت‌ها از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی جوان و گرم در پهنه‌های فرورانش تشکیل می‌شوند (Defant and Drummond, 1990; Kay, 1978; Martin, 1993, 1999). از دیگر منشأ تشکیل آداکیت‌ها می‌توان به ذوب پوسته اقیانوسی قدیمی (Maury et al., 1996)، ذوب بخشی بازالت‌های دگرگون شده در بخش‌های تحتانی پوسته‌های قاره‌ای ضخیم شده (Petford and Atherton, 1996) و ذوب بخشی پوسته رها شده در استنوسفر اشاره کرد (Guo et al., 2005; Topuz et al., 2007; Varol et al., 2007). ذوب بخشی پوسته اقیانوسی قدیمی (الف) در مرحله شروع فرورانش (Sajona et al., 1993) و فرورانش سریع و مورب (Kay, 1978; Peacock et al., 1994) و در مرحله انتهای فرورانش، می‌تواند باعث تشکیل آداکیت شود (Sajona et al., 2000; Prouteau et al., 1996).

بالا بودن نسبت LREE/HREE و نسبت Sr/Y (میانگین ۷۷/۲۲)، مقادیر بالای SiO_2 (میانگین ۶۴/۲۹) و Sr (میانگین ۶۸۸/۶۵ ppm)، مقادیر پایین Yb (میانگین ۰/۷۸ ppm)، Y (میانگین ۸/۸۲)، $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$ ، مقدار MgO (میانگین ۱/۷۲) و $\text{Mg}\# = 100 \times (\text{Mol MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO}^{\text{tot}}))$

از ۰/۲۸ الی ۰/۵۶) و تهی‌شدگی در Nb و Ti به همراه فقدان آنومالی منفی Eu در سنگ‌های داسیتی مورد مطالعه از شواهد تشکیل یک ماگمای آداکیتی برای سنگ‌های مطالعه شده است. نسبت‌های بالای Sr/Y نشانگر ویژگی‌های آداکیتی برای ماگماتیسم مرتبط با پهنه فرورانشی است (Martin, 1999; Defant and Drummond, 1990; Moyon, 2005; Wilson, 2007; Shimoda, 2009). نمونه‌های مورد مطالعه در شمال سهند با نسبت بالای Sr/Y در نمودارهای Y در مقابل Sr/Y و $(\text{La}/\text{Yb})_N$ در مقابل $(\text{Yb})_N$ (ویژگی آداکیتی را نشان می‌دهند) (Defant and Drummond, 1990) (شکل A-۷ و C). ترکیب شیمیایی آداکیت‌های شمال تبریز در این نمودارها برای مقایسه با نمونه‌های مورد مطالعه آورده شده است (Jahangiri, 2007) (شکل A-۷ و C). ترکیب آداکیت‌های شمال سهند در نمودار $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ در مقابل Sr (Martin et al., 2005) در مقایسه با آداکیت‌های شمال تبریز در محدوده آداکیت‌های سیلیس بالا (HAS) واقع می‌شوند (شکل B-۷). از ویژگی‌های این تیپ از آداکیت‌ها می‌توان به غالب بودن سنگی ریولیت-داسیت-آندزیت، تمرکزهای بسیار بالای LREE، مقادیر بسیار پایین HREE و Y و نسبت‌های بالای DY/Yb، La/Yb و Sr/Y اشاره کرد (Jamshidi, et al., 2014). به عقیده Martin و همکاران (۲۰۰۵) در تشکیل آداکیت‌های سیلیس بالا پریدوتیت‌های گوشته‌ای که توسط مذاب‌های حاصل از ورقه فرورونده دگرسان شده‌اند نقش غالب دارد. در صورتی که در تشکیل آداکیت‌های سیلیس پایین، ذوب ورقه فرورونده و واکنش ماده مذاب با گوه گوشته‌ای رورانده مؤثر است.



شکل A - Y نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل $(Yb)_N$ (Defant and Drummond, 1990) که ویژگی آداکیتی سنگ‌های آتشفشانی سهند را نشان می‌دهد. مقادیر La/Yb و Yb در نمودار، نسبت به داده‌های Mc Donough and Sun (۱۹۸۹) بهنجار شده است؛ در نمودار B در مقابل $CaO+Na_2O$ ترکیب آداکیت‌های سهند در محدوده آداکیت‌های سیلیس بالا واقع می‌شود. C) در نمودار Sr/Y در برابر Y (Defant and Drummond, 1990) که محدوده سنگ‌های تیپیک کالک‌آلکان از سنگ‌های آداکیتی جدا شده است، نمونه‌های منطقه سهند مشابه با نمونه‌های شمال تبریز در محدوده آداکیتی واقع می‌شود (Jahangiri, 2007).

مانند Yagodzinski و همکاران (۱۹۹۵) مقادیر بالای Mg در این حالت می‌تواند به علت واکنش ماگمای آداکیتی با گوشته طی بالا آمدن ایجاد شود. مطالعات تجربی نشان داده است که ماگمای آداکیتی با حجم کوچک در واکنش با گوشته مصرف شده و باعث تشکیل پهنه‌های متاسوماتیک می‌شود (Rapp *et al.*, 1991). البته در شرایطی که نسبت ماگمای آداکیتی به پریدوتیت ۲:۱ باشد و با محفوظ داشتن ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر فرعی در خود مانند: نسبت‌های Sr/Y و La/Yb باعث غنی‌شدگی از Mg گردد (Rapp *et al.*, 1991). بر اساس الگوهای عناصر فرعی و عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت و گوشته برای

بر اساس الگوی به شدت تفریق یافته REE و تهی‌شدگی HREE و Y شاید به توان حضور گارنت+آمفیبول را در مذاب باقی‌مانده، برای ماگمای تشکیل‌دهنده آداکیت‌های سهند مشابه با آداکیت‌های شمال تبریز در نظر گرفت. مقادیر بالای Sr و مقادیر پایین Nb ، Ta و Ti در آداکیت‌های مورد مطالعه شاید در ارتباط با نبود پلاژیوکلاز و حضور فازهای اکسیدی $Fe-Ti$ در منشأ باقی‌مانده باشد (Martin, 1999). مقادیر بالای Mg تا ۷/۲۸ درصد وزنی و Cr تا ۲۳۰ ppm با مقادیر پایین این عناصر در مذاب‌های حاصل از کارهای تجربی ذوب بخشی آمفیبولیت و اکلوزیت سازگار نیست (Sen and Rapp *et al.*, 1991; Dunn, 1995). هر چند به اعتقاد پژوهشگران دیگر

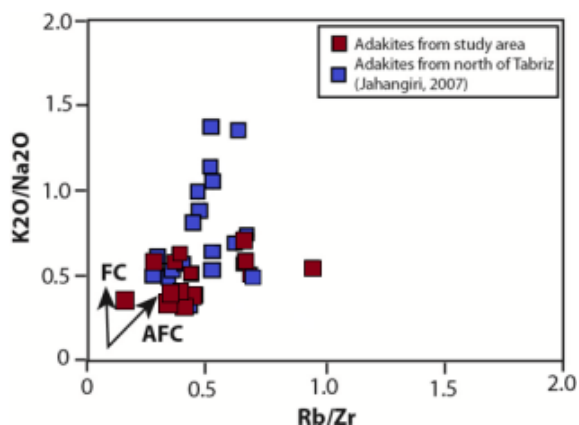
ماگماتیسیم پس از برخورد از میوسن پسین و
 علایم ژئوشیمیایی ماگماتیسیم آداکیتی در
 آتشفشان‌های شمال غرب ایران و مناطق همجوار
 (شرق آناتولی) که به علت شکست پوسته
 اقیانوسی فرورونده (Slab Break Off) نئوتتیس
 به دنبال توقف فرورانش اتفاق افتاده است؛ بیشتر
 منطقی به نظر می‌رسد. در ادامه، ماگمای تشکیل
 شده از ذوب پوسته اقیانوسی شکسته شده باعث
 متاسوماتیسیم گوشته در شمال غرب ایران و مناطق
 همجوار طی رخداد پس از برخوردی شده است. بر
 این اساس، می‌توان نسبت‌های بالای Rb/Sr و
 Na₂O/K₂O، مقادیر بالای LILE/HREE و Rb
 در سنگ‌های مورد مطالعه را شواهدی دال بر
 رخداد روند AFC در نظر گرفت. نمودار
 K₂O/Na₂O در مقابل Rb/Zr روند AFC برای
 نمونه‌های منطقه سهند را نشان می‌دهد
 (Esperanca *et al.*, 1992) (شکل ۹).

نمودار عدد Mg در مقابل SiO₂ تشکیل
 سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه از هر دو منشأ
 ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده و ذوب بخشی
 پوسته تحتانی ضخیم شده را نشان می‌دهد
 (Patiño Douce, 1999) (شکل ۱۰-A). همچنین،
 برای تعیین منشأ آداکیت‌های مطالعه شده از
 نمودارهای K₂O/Na₂O در مقابل Al₂O₃ و Sr
 استفاده شد (شکل ۱۰-B و C). نمونه‌های مورد
 بررسی دارای نسبت پایین K₂O/Na₂O بوده و در
 نمودارهای K₂O/Na₂O در مقابل Al₂O₃ و Sr
 محدوده آداکیت‌های با منشأ ذوب پوسته اقیانوسی
 واقع می‌شوند (Sajona *et al.*, 1991؛ Defant *et al.*,
 1993؛ Stern and Kilian, 1996؛ Kamei *et al.*,
 2009). (شکل ۱۰-B و C). ترکیب سنگ‌های
 مورد مطالعه در نمودار MgO/(MgO+FeO)_T در
 مقابل SiO₂ با ترکیب تجربی مذاب پوسته اقیانوسی
 مطابقت دارد (Rapp *et al.*, 1991) (شکل ۱۱).

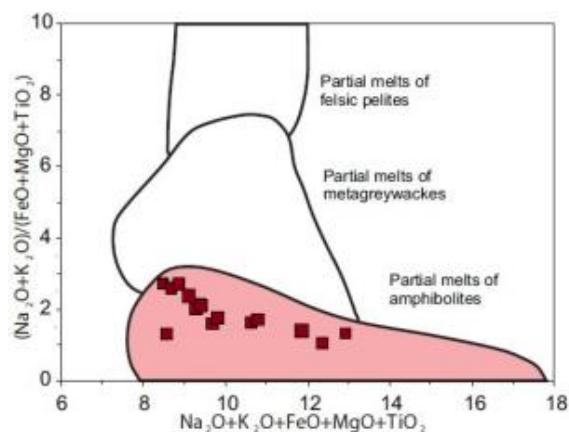
داسیت‌های آداکیتی شمال سهند به نظر می‌رسد
 گارنت به عنوان باقی‌مانده در منشأ حضور داشته
 باشد. غنی‌شدگی Sr و نبود آنومالی منفی Eu
 نشان‌دهنده نبود پلاژیوکلاز در منشأ، باقی‌مانده و
 تفاله است. تهی‌شدگی شدید Ti و Nb در
 سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که در منشأ
 روتیل و آمفیبول باقی‌مانده حضور داشته و به
 احتمال زیاد ترکیب باقی‌مانده در منشأ گارنت-
 آمفیبولیت یا آمفیبول-اکلوژیت است.

نمودار (Na₂O+K₂O+FeO+MgO+TiO₂) در
 برابر (Na₂O+K₂O)/(FeO+MgO+TiO₂) تشکیل
 آداکیت‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی یک
 سنگ منشأ گارنت-آمفیبولیت متاسوماتیزه توسط
 ورقه فرورونده را نشان می‌دهد (Patiño Douce,
 1999) (شکل ۸).

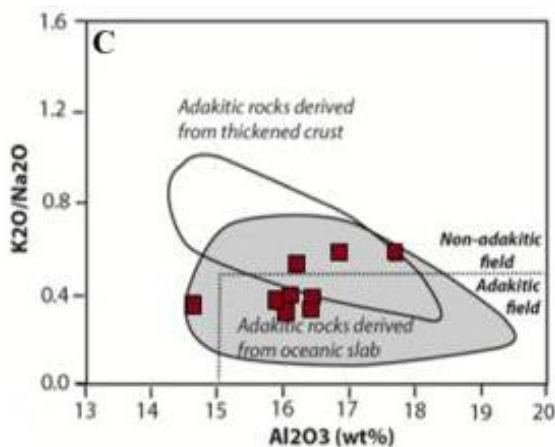
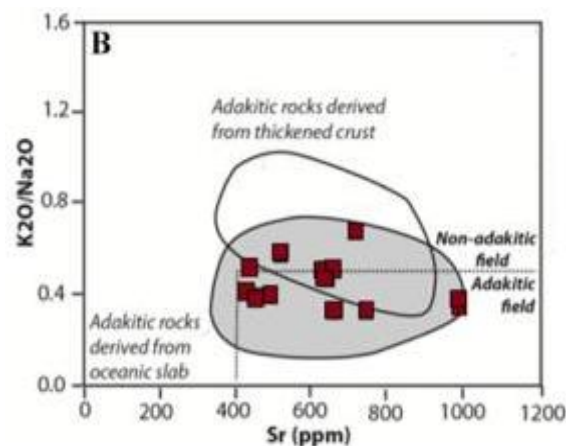
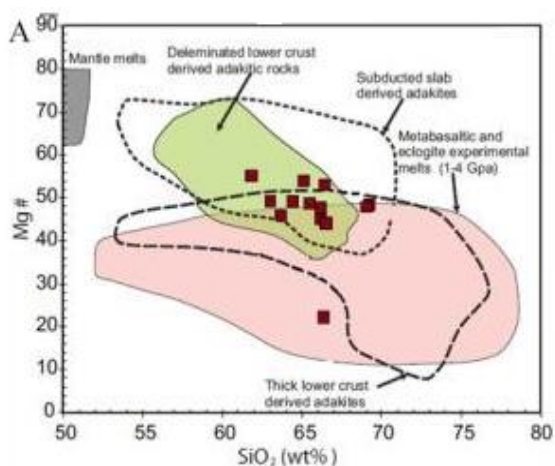
بر اساس منشأ گارنت‌دار ماگمای آداکیتی
 حداقل دو احتمال برای منشأ سنگ‌های آداکیتی
 سهند پیشنهاد می‌شود: الف) از ذوب بخشی
 پوسته تحتانی ضخیم شده و ب) از ذوب پوسته
 اقیانوسی فرورونده. در حالت اول، پوسته تحتانی
 ضخیم شده حاصل تصادم پوسته‌های قاره‌ای
 عربستان و ایران مرکزی است. با در نظر گرفتن
 نتایج ژئوفیزیکی به دست آمده توسط Dehghani
 و Makris (۱۹۸۴) ضخامت ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر
 برای پوسته قاره‌ای این منطقه در نظر گرفته شده
 است. اما این عمق مناسب برای تشکیل این
 سنگ‌ها نیست. همچنین، با توجه به نبود
 زینولیت‌هایی از گارنت-آمفیبولیت و آمفیبول-
 اکلوژیت مربوط به پوسته تحتانی در داخل
 بازالت‌های مناطق اطراف محدوده مورد مطالعه،
 احتمال فرضیه اول برای منشأ آداکیت‌های مورد
 مطالعه بعید به نظر می‌رسد. حالت دوم با در نظر
 گرفتن فرورانش مورب و بسته شدن نئوتتیس بین
 صفحه عربستان و پهنه ایران مرکزی و شروع



شکل ۹- آداکیت‌های جنوب سه‌پند در نمودار نسبت‌های K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr ، مشابه با نمونه‌های شمال تبریز، روند AFC را نشان می‌دهند (Esperanca *et al.*, 1992).

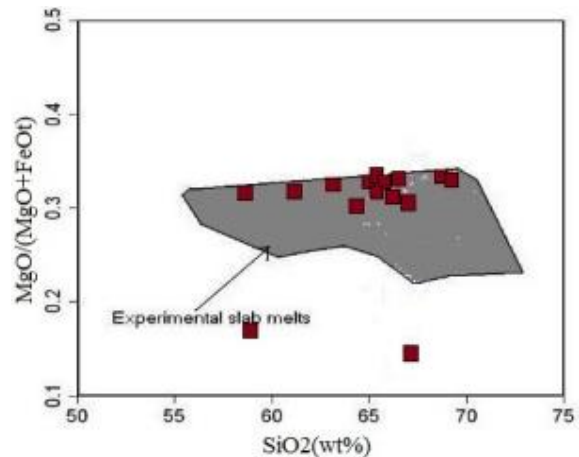


شکل ۸- در نمودار $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$ برابر $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$ نمونه‌های منطقه سه‌پند ذوب بخشی از منشأ آمفیبولیت را نشان می‌دهند (Patiño Douce, 1999).



شکل ۱۰- نمودار $Mg\#$ در برابر SiO_2 (A - 10) (Patiño Douce, 1999). نمونه‌های منطقه سه‌پند در همپوشانی هر دو محدوده سنگ‌های آداکیتی از منشأ ذوب پوسته اقیانوسی و پوسته تحتانی ضخیم شده واقع می‌شوند؛ B و C) نمودارهای K_2O/Na_2O در مقابل Sr و Al_2O_3 و Topuz و محدوده سنگ‌های آداکیتی با منشأ پوسته ضخیم شده از Atherton و Petford (۲۰۰۵) و محدوده سنگ‌های آداکیتی با منشأ ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده را بیان کرده‌اند. خط چین در هر دو نمودار B و C مرز بین سنگ‌های آداکیتی و سنگ‌های غیر آداکیتی است (Defant and Drummond, 1990)؛ Drummond *et al.*, 1996؛ Martin 1999). سنگ‌های منطقه سه‌پند در هر دو نمودار، از منشأ ذوب پوسته اقیانوسی تشکیل شده‌اند.

شکل ۱۱- در نمودار $MgO/MgO+FeO_i$ در برابر SiO_2 ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه سهند در محدوده مذاب‌های حاصل از ذوب تجربی پوسته اقیانوسی واقع می‌شود. (Rapp *et al.*, 1991).



نمودار Y در مقابل Sr/Y و نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل Yb_N همگی ویژگی‌هایی مشابه با آداکیت‌ها را برای داسیت‌های ساب‌آلکان شمال سهند نشان می‌دهد. تهی‌شدگی در Nb و Ti به همراه مقادیر بالای LILE و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE از شواهد ژئوشیمیایی دال بر ماگماتیسم آداکیتی مرتبط با پهنه‌های فرورانشی است. تغییرات در مقادیر LILE و HFSE در آداکیت‌های منطقه سهند به فرآیندهای هضم، تفریق و تبلور (AFC) نسبت داده می‌شود.

سپاسگزاری

نگارندگان لازم می‌دانند از حوزه معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز به خاطر تأمین بخشی از نیازهای مالی این پژوهش سپاسگزاری نمایند.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی پلیوکواتر سهند، داسیت با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و اندکی فلدسپار پتاسیم و بیوتیت است. بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری با زمینه ریزدانه تا شیشه‌ای و تراکیتی از بافت‌های غالب در این سنگ‌ها است. ماگماتیسم بعد از تصادم مرتبط با فرورانش نئوتتیس عامل تشکیل سنگ‌های ماگمایی آداکیتی شمال سهند در انتهای‌ترین بخش شمال غرب پهنه ماگمایی ارومیه-دختر است. سنگ‌های آداکیتی در منطقه مورد مطالعه به احتمال زیاد در ارتباط با شکسته شدن پوسته اقیانوسی فرورونده و ذوب پوسته اقیانوسی جدا شده تشکیل شده‌اند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی شامل: مقادیر بالای LILE، LREE، Sr، الگوی تفریق شده REE و مقادیر پایین HREE و Y،

منابع

- Ahmadzadeh, G. R. (2010) Petrological studies of volcanic rocks in NW of Marand spatially alkaline rocks. PhD thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 220: 211-238.
- Aminifazl, A. and Khodabandeh, A. (1995) Geological Quadrangle Map 1:100000 of Osku. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Berberian, F. and Berberian M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: *Zagros Hindu Kush-*

- Himalaya geodynamic evolution (Eds. Gupta, H. K. and Delany, F. M.) 3: 5-32. American Geophysical Union, Washington.
- Best, M. G. (1982) *Igneous and metamorphic petrology*. Freeman and Company, New York.
- Best, M. G. (2003) *Igneous and metamorphic petrology*. 2nd edition, Blackwell, Massachusetts.
- Bordet, P. and Berberian, M. (1971) Reconnaissance geologique du massif dum Sahand (Azerbaijan). *Tectonophysics* 19: 333-341.
- Boynton, W. V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Defant, M. J., Richerson, P. M., De Boer, J. Z., Stewart, R. H., Maury, R. C., Bellon, H., Drummond, M. S., Feigenson, M. D. and Jackson, T. E. (1991) Dacite genesis via both slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex Panama. *Journal of Petrology* 32: 1143-1167.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 374: 662-665.
- Dehghani, G. A. and Makris, J. (1984) The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrbuch fur Geology und Palaontologie, Abhandlungen, Hamburg, Germany* 168: 215-229.
- Drummond, M. S., Defant, M. J. and Kepezhinskas, P. K. (1996) Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 87: 205-215.
- Esperanca, S., Crisci, M., de Rosa, R. and Mazzuli, R. (1992) The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian islands, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112:450-462.
- Fardfeshani, Z., Ghorbani, M. R. and Arvin, M. (2014) Origin and formation of Kejan felsic and adakitic Eocene volcano in west of Naiin. *Journal of Iranian Crystallography and Mineralogy* 22(1):115-124 (in Persian).
- Ghadami, G., Shahre Babaki, A. M. and Mortazavi, M. (2008) Post-collisional Plio-Pleistocene adakitic volcanism in Central Iranian volcanic belt: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Sciences, Iran* 19(3): 223-235.
- Green, N. L. (2006) Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos* 87: 23-49.
- Guo, Z., Wilson, M. and Liu J. (2007) Post-collisional adakites in south Tibet: products of partial melting of subduction-modified lower crust. *Lithos* 96: 205-224.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 433-447.
- Jamshidi, K., Ghasemi, H. and Mahmoud, S. (2014) Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks. *Petrology* 17: 51-68 (in Persian).
- Kamei, A., Owada, Y. M. M. and Kimura, J. I. (2009) A pseudo adakite derived from partial melting of tonalitic to granodioritic crust, Kyushu southwest Japan arc. *Lithos* 112: 615-625.
- Kay, R. W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts form subducted Pacific ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4: 497-522.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. A. (1986) Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram. *Journal of petrology* 27: 745-750.

- MacLean, W. H. and Barrett, T. J. (1993) Lithochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* 48: 109-133.
- Martin, H. (1993) The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust, comparison with modern processes. *Lithos* 30: 373-388.
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411-429.
- Martin, H., Smith, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1-24.
- Maury, R. C., Sajona, F., Pubellier, M., Bellon, H. and Defant, M. (1996) Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bulletin de la Société Géologique de France* 167: 579-595.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*: 21: 397-412.
- Moinevaziri, H. and Aminsobhani, E. (1978) Volcanology and sedimentology of Sahand. Tarbiat Moalem University Publication, Tehran, Iran (in Persian).
- Moyen, J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature. *Lithos* 112: 556-574.
- Nelson, S. and Montana, A. (1992) Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Patiño Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: *Understanding granites, integrating new and classical techniques* (Eds. Castro, A., Fernandez, C. and Vigneresse, J. L.) Special publications 168:55-75. Geological Society, London.
- Peacock, S. M., Rushmer, T. and Thompson, A. B. (1994) Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 121: 227-244.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Petford, N. and Atherton, M. P. (1996) Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust, Cordillera Blanca batholith, Peru. *Journal of Petrology* 37: 1491-1521.
- Prouteau, G., Maury, R. C., Rangin, C., Suparka, E., Bellon, H., Pubellier, M. and Cotten, J. (1996) Les adakites Miocènes du NW Borneo, témoins de la fermeture de la proto-mer de Chine. *Comptes Rendus Académie des Sciences* 323: 925-932.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. and Miller, C. F. (1991) Partial melting of amphibolite-eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities. *Precambrian Research* 51: 1-25.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Bellon, H., Cotten, J., Defant, M. J., Pubellier, M. and Rangin, C. (1993) Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Special publications* 21: 1007-1010. Geological Society, London
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Pubellier, M., Leterrier, J., Bellon, H. and Cotton, J. (2000) Magmatic Source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, Central Mindanao (Philippines). *Lithos* 54: 173-206.
- Sen, C. and Dunn, T. (1995) Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole-bearing peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119: 422-432.

- Shimoda, G. (2009) Genetic link between EMI and EMII: an adakite connection. *Lithos* 112: 591-602.
- Stern, C. R. and Kilian, R. (1996) Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral volcanic zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123: 263-281.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotop systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Saunders, A. D. and Norry M. J.) Special publications 42: 313-345. Geological Society, London.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Satir, M. and Dokuz, A. (2005) Post-collisional plutonism with adakite like signatures: the Eocene Saraycik granodiorite (eastern Pontides, Turkey). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150:441-455.
- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside-albite anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89: 1-16.
- Varol, E., Temel, A., Gourgaud, A. and Bellon, H. (2007) Early Miocene adakite-like volcanism in the Balkuyumcu region, Central Anatolia, Turkey: petrology and geochemistry. *Asian Earth Sciences* 30: 613-628.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Harper Collins Academic, London.
- Wilson, M. (2007) *Igneouse petrogenesis: a global tectonic approach*. Springer, Netherlands.
- Yogodzinski, G. M., Kay, R. W., Volynets, O. N., Koloskov, A. V. and Kay, S. M. (1995) Magnesium andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geological Society of America Bulletin* 107: 505- 519.

Petrogenesis of adakitic Plio-Quaternary post collision rocks, north of Sahand volcano (NW of Iran)

Vahideh Jalili Ghareh Ghaye, Nasir Amel *, Robab Hajaliogli and Mohsen Moayyed

Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract

The study area is situated in the south of Sahand volcano in the northwest of Iran. The volcanic rocks in this area are part of young activity of Sahand volcano, erupted as flow lavas and tuff or tephra units consisting of ash, pumice, lapilli, agglomerate and volcanic breccia which overlay the Pliocene sedimentary units. The composition of rocks is predominantly dacite with porphyry texture with fine grain matrix and glassy and trachyte textures. Geochemical data show that the subalkaline dacite rocks is adakitic composition and are characterized by high amount of Sr, LREE, LILE and high ratios of $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ with differentiated pattern of REE, low ratios of HREE and Y. Depletion in Nb, Ti and HREE and enrichment in LILE and LREE are all evidences of subduction adakitic magmatism. The adakitic rocks in the study area were probably formed by slab break off and melting of oceanic isolated crust. Post collisional magmatism related to the Neotethyan subduction caused the formation of adakitic magmatic rocks in the south of Sahand and the northernmost of the Uromieh-Dokhtar magmatic zone.

Key words: Geochemistry, Dacite, Adakite, Post collisional magmatism, Sahand volcano, Uromieh-Dokhtar magmatic zone

* n.amel@tabrizu.ac.ir