پتـــــرولوژی، سال پنجم، شماره بیستم، زمستان ۱۳۹۳، صفحه ۱۵-۳۴
تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۹/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۳/۲۶

خاستگاه ماگماتیسم آداکیتی در منطقه سهند، استان آذربایجان شرقی

فرهاد پیرمحمدی علیشاه [۱]* و احمد جهانگیری [۲]
[۱] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر، شبستر، ایران
[۲] گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده
در این پژوهش، اطلاعات ژئوشیمیایی جدیدی برای سنگ‌های داسیتی و ریولیتی سهند واقع در جنوب تبریز آشکار می‌گردد که در زمان الیگو-میوسن طی برخورد صفحات عربی و اوراسیا به دنبال فرورانش سنوزئیک اقیانوس نئوتتیس به وجود آمده است. توده‌های بررسی شده در داخل سنگ‌های ولکانیکی و رسوبی کرتاسه و ائوسن نفوذ کرده‌اند. ترکیبات داسیتی و ریولیتی به صورت تمرکزات پایین Y، محتوای بالای Sr و الگوهای به شدت تفریق یافته عناصر نادرخاکی، که از ویژگی‌های آداکیت‌های در ارتباط با ذوب ورقه است، مشخص می‌شوند. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که گدازه‌های منطقه در سری کالک‌آلکالن قرار داشته و جدایش گسترده‌ای در آنها انجام نشده است. غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و بالا بودن مقدار عناصر ناسازگار LIL نسبت به HFS و نیز بی‌هنجاری منفی برجسته Nb، P و Ti در گدازه‌های منطقه، از نشانه‌های سنگ‌های وابسته به محیط فرورانش است. در دیاگرام روابط عناصر اصلی و فرعی، نمونه‌های بررسی شده ویژگی‌های آداکیت‌های سیلیس بالا را نشان می‌دهد. همچنین، این نمونه‌ها مقادیر بالاتر MgO و Mg# ($Mg\#=MgO/[MgO+FeO_t]$, molar) را دارد که این ویژگی به عنوان تبادل و واکنش متقابل ماگمای آداکیتی با گوه گوشته رورانده تفسیر می‌شود. با توجه به این مسأله، محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها شاید به یک کمان پس از برخورد متعلق باشد که صعود ماگما و شاید تولید آن، به وسیله گسل‌های امتدادلغز و زمین‌ساخت کششی همراه با آن کنترل می‌شود.
واژه‌های کلیدی: آداکیت، گوه گوشته رورانده، فرورانش، سهند، ارومیه-دختر

مقدمه

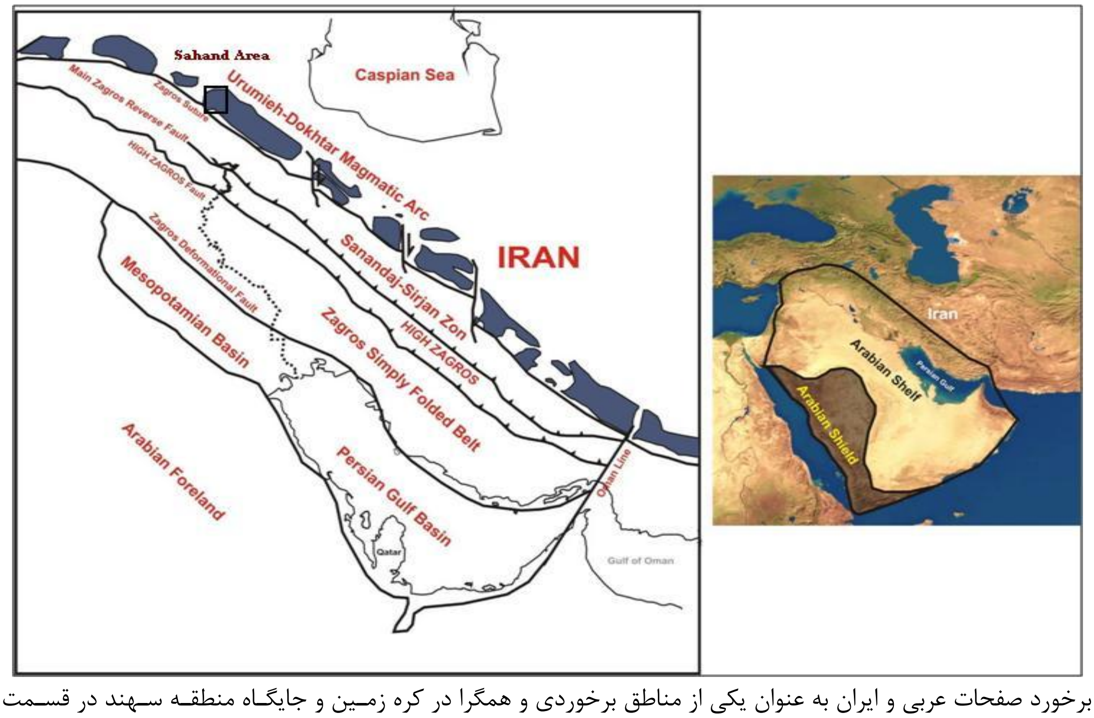
در ایران، تراست اصلی زاگرس مرز برخورد صفحه عربستان با صفحه ایران است. این منطقه از نظر تکتونیک صفحه‌ای دارای ساختمانی در خور توجه بوده و از لحاظ ماگماتیسم نیز نمونه‌ای کم‌نظیر به شمار می‌آید. در این منطقه یک فرورانش بین پوسته اقیانوسی دریای تتیس و بلوک ایران، از مزوزوئیک تا اواخر ائوسن انجام شده است (Moinevaziri, 1985). پس از خاتمه این فرورانش، صفحه عربستان نیز به تبعیت از حرکت پوسته

* petrofarhad@yahoo.com

اقیانوسی تتیس تا حدودی به زیر ایران فرو رفته است. علت فرورانش صفحه عربستان به زیر صفحه ایران از نظر تئوری چندان قابل قبول نیست. اما مطالعات ژئوفیزیکی آن را به اثبات رسانیده است (Chayes, 1984). این فرورانش ناشی از سنگینی رسوبات زاگرس بوده و باعث شده که صفحه عربستان به طرف شمال شرقی، شیب ملایمی داشته باشد. عمل فرورانش پوسته عربستان به زیر لیتوسفر ایران در طول پالئوژن و شاید نئوژن، سبب شده که باقی‌مانده پوسته اقیانوسی همچنان به فروروی در گوشته ادامه دهد (شکل ۱). ادامه فرورانش پوسته اقیانوسی و اصطکاک دو پوسته قاره‌ای باعث ولکانیسم ضعیف و پلوتونیسم نئوژن در محور ارومیه-دختر و ایران مرکزی شده است (Moinevaziri, 1985).

دلایلی در دست است که ارتباط بین گدازه‌های کالک‌آلکالن و مناطق فرورانش را در زمان‌های قدیم به اثبات می‌رساند. در پرکامبرین کمربند سنگ‌های سبز زمین‌های آرکئن که از سنگ‌های آندزیتی و داسیتی تشکیل شده، نشانه‌ای از جزایر قوسی آن زمان است (Condie, 1981). بنابراین، سنگ‌های کالک‌آلکالن می‌توانند برای فرورانش یک شاخص باشد. اما نباید نادیده گرفت که در بعضی مناطق در حال فرورانش ممکن است سنگ‌های کالک‌آلکالن وجود نداشته باشد و این مناطقی است که سطح کانون‌های زلزله دارای شیب کم است. مانند: سی‌مونت‌ها که در آنجا صفحه بنیوف، به علت داشتن برجستگی، شیب طبیعی خود را ندارد. اکنون این سؤال پیش می‌آید که آیا در مناطق در حال فرورانش، حرکت صفحات و فعالیت‌های ماگمایی هم‌زمان است؟

چندین آتشفشان آندزیتی و داسیتی در ایالت واشنگتن در طول قرن اخیر گدازه‌های آندزیتی خارج نموده‌اند در حالی که، مدت ۱۵ میلیون سال است که در ساحل غربی ایالات متحده فرورانش پایان یافته است (Smith, 1979).



شکل ۱- برخورد صفحات عربی و ایران به عنوان یکی از مناطق برخوردی و همگرا در کره زمین و جایگاه منطقه سهند در قسمت شمالی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (Pirmohammadi Alishah *et al*., 2012).

Di Girolamo و همکارانش (۱۹۷۶) در منطقه‌ای نزدیک ناپل (ایتالیا) گدازه‌های کالک آلکالن متعلق به زمان حال را کشف کرده‌اند؛ در حالی که، در آنجا در زمان حال، هیچ‌گونه فروانش وجود نداشته است. بنابراین، می‌توان گفت یا ماگماهای آندزیتی و داسیتی در مناطقی که در حال فروانش نیستند، به ندرت دیده می شود یا این که بین خاتمه عمل فروانش و فعالیت‌های ماگمایی حاصل از فروانش، می‌تواند یک فاصله زمانی طولانی وجود داشته باشد. این فاصله زمانی (یا اختلاف فاز زمانی) مطابق آنچه که در مورد ایالت واشنگتن دیده شد، می‌تواند از ۱۵ تا ۲۰ میلیون سال تجاوز کند.

به نظر می‌رسد که نظریه دوم صحیح‌تر باشد. زیرا گدازه‌های کالک‌آلکالن زمان حال در مناطقی یافت می‌شود که آن مناطق چندین میلیون سال پیش در حال فروانش بوده‌اند. در ایران با توجه به وفور سنگ‌های مرتبط با قوس ولکانیکی بدیهی است که آداکیت‌ها وجود داشته باشد. برای نخستین بار آداکیت‌ها در شرق اهر معرفی شد (Arjomandzadeh, 2006).

این استوک در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و به طور مشخص در شهرستان اهر در آذربایجان شرقی قرار دارد. شواهد سنی، تکتونوماگمایی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که مواد مذاب حاصل از فروانش به طور نسبی در تشکیل پورفیری‌های ایران در پهنه ارومیه-دختر نقش داشته است. در پژوهشی فراتر، Jahangiri (۲۰۰۷) حدود ۳۰ دم ساب‌ولکانیک با قطر ۱ تا ۵ کیلومتر مربع را در شمال‌غرب ایران (شمال تبریز) با سن پرمین تا میوسن معرفی کرده است که ماهیت آداکیتی دارند. این توده‌ها در قسمت شمالی کمربند ارومیه-دختر واقع شده‌اند. ویژگی‌های این دم‌ها به قرار زیر است:

الف) نسبت $Na_2O/K_2O>1$ است.

ب) بسیار غنی از استرانسیم هستند (Sr=346-737 ppm).

ج) مقادیر پایین عنصر ایتریم (Y=10-20 ppm) و مقادیر بالای HREE دارند.

د) دارای نسبت $(Ce/Yb)_N=9-27$ است.

و) آنومالی منفی عنصر ایوروپیم دارند.

ه) دارای مقادیر پایینی از عناصر Nb، Y و Ti هستند.

ی) مقادیر بالای نسبت‌های (Sr/Y=20-58) و Ce/Yb را دارند.

با توجه به این ویژگی‌های شیمیایی، پروتولیت آمفیبولیت-اکلوژیت یا گارنت-اکلوژیت را برای منشأ این ماگماها پیشنهاد می‌کنند. همچنین، فروانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی باعث ذوب بخشی و نفوذ این توده‌ها شده است.

ماگماهای آداکیتی با ماگماهای آلکالن اولتراپتاسیک، شوشونیتی و لامپروفیری هم‌یافتی دارد. به طور کلی، ارتباط زایشی مهمی بین ماگماتیسم آداکیتی و ذخایر مس و طلای پورفیری در کل دنیا وجود دارد (Thieblemont *et al.*, 1997).

زمین‌شناسی منطقه

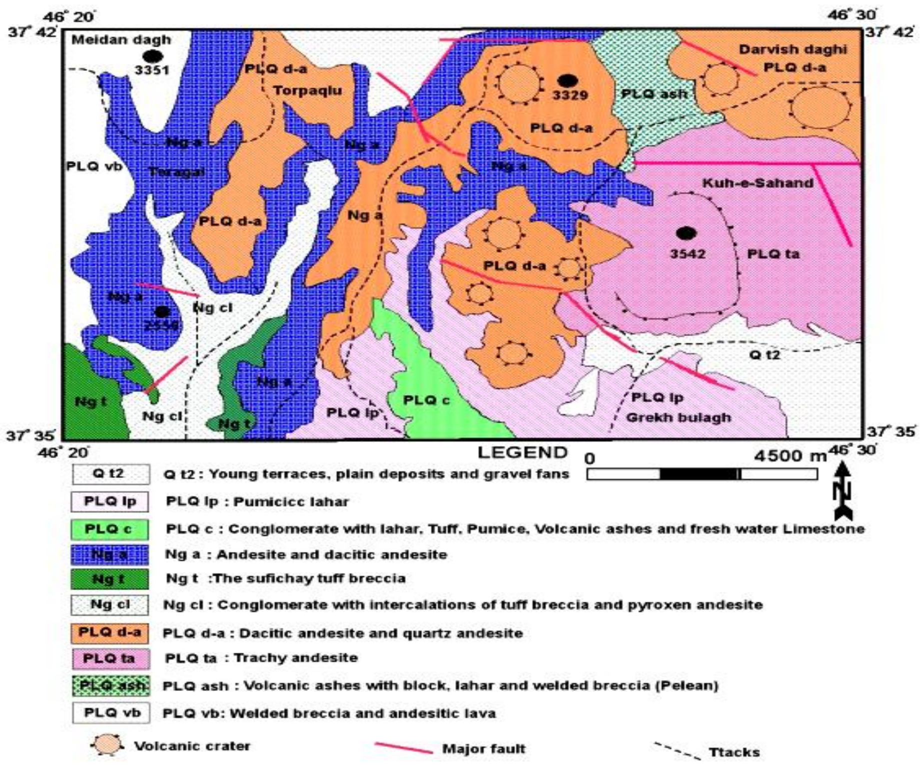
منطقه مطالعه شده در شمال‌غرب ایران، ۴۰ کیلومتری جنوب شهر تبریز و شرق دریاچه ارومیه مابین طول جغرافیایی شرقی '۳۰ °۴۶ تا '۴۰ °۴۶ و عرض جغرافیایی شمالی '۳۰ °۳۷ تا '۴۰ °۳۷ قرار دارد (شکل ۲).

آتشفشان سهند از آتشفشان‌های جوان در قسمت شمالی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر است که از اواخر میوسن تا پلیستوسن به صورت متناوب

دارای فعالیت‌های انفجاری و خروج گدازه بوده است (Pirmohammadi Alishah *et al*., 2012).

در مراحل اولیه فعالیت آتشفشانی در سهند، گدازه‌های حدواسط با ترکیبات مختلف فوران کرده (Moinevaziri and Aminsobhani, 1978) و در انتهای میوسن، انتشار وسیع پامیس و خاکستر آتشفشانی اتفاق افتاده است و در جدیدترین فعالیت آتشفشانی در پلیوسن و کواترنری بعد از مراحل آرامش و خاموشی گدازه‌های اسیدی مانند: داسیت و ریوداسیت فوران کرده است که هم‌سن با سایر گنبدهای ساب‌ولکان در منطقه آذربایجان بوده و به مرحله آخر فعالیت آتشفشانی مربوط است (Amel, 2008). شکل‌های گنبدی در منطقه سهند به دو صورت دیده می‌شود: الف) گنبدهای آتشفشانی منفرد و بزرگ و ب) توده‌های گنبدی شکل با اندازه‌های کوچک‌تر و متعدد.

گنبدهای آتشفشانی موجود در این منطقه همگی واحدهای رسوبی سازند سرخ بالایی را قطع کرده و سبب خردشدگی و شیب‌دار شدن سنگ های مجاور شده‌اند (Pirmohammadi Alishah *et al*., 2012). همه این مجموعه آتشفشانی توسط رسوبات جوان‌تر آبرفتی و اپی‌کلاستیک با سن پلیوسن پوشیده شده‌اند. آرایش و جایگیری خطی گنبدهای آتشفشانی سهند و ارتباط آنها با سایر مجموعه‌های آتشفشانی در آذربایجان، همچنین، جایگیری گنبدهای نیمه آتشفشانی در هسته تاقدیس‌های موجود در سازند سرخ بالایی در نقشه‌های بزرگ مقیاس، نشان می‌دهد که فوران‌های آتشفشانی شکافی بوده و در اثر حرکات گسل‌های امتداد لغز و به طور عمده از محل برخورد گسل‌های متقاطع با روندهای NE-SW و NW-SE انجام شده است و پیروی فعالیت‌های آتشفشانی از ساختارهای زمین‌ساختی منطقه را نشان می‌دهد (Moinevaziri and Aminsobhani, 1978).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه سهند، تهیه شده از نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ اسکو (Behrouzi *et al*., 1997)

روش انجام پژوهش

پس از جمع‌آوری اطلاعات موجود از منطقه مطالعه شده، بررسی‌های مقدماتی از کل منطقه و تعیین مسیرهای پیمایش و نمونه‌برداری انجام شد و سپس ۱۵۰ نمونه که معرف کل منطقه باشد انتخاب شد. بیش از ۱۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و مطالعات سنگ‌نگاری آنها انجام شد و سپس ۳۰ نمونه به منظور بررسی خاستگاه و تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی برای تجزیه شیمی سنگ به آزمایشگاه AlS-Chemex کانادا ارسال گردید.

عناصر اصلی، عناصر نادر و REE در نمونه‌ها با روش ICP-MS اندازه گیری شدند. این عناصر عبارتند از: اکسیدهای اصلی و ۳۸ عنصر کمیاب و REEها. عناصر فرعی و نادر و نادر خاکی کمیاب آنالیز شده شامل: Ag، Ba، Ce، Co، Cr، Cs، Cu، Dy، Er، Eu، Ga، Gd، Hf، Ho، La، Lu، Mo، Nb، Nd، Ni، Pb، Pr، Rb، Sm، Sn، Sr، Ta، Tb، Th، Tl، Tm، U،V، W، Y،Yb، Zn و Zr هستند.

ژئوشیمی

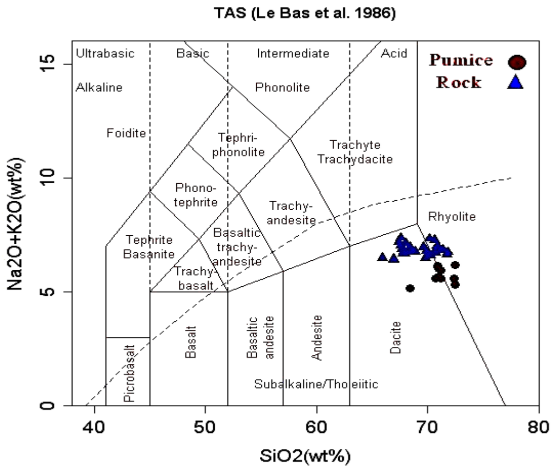
سنگ‌های آتشفشانی منطقه در رده‌بندی شیمیایی در نمودار SiO_2-(Na_2O+K_2O) (Le Bas *et al.*, 1986) در محدوده‌های داسیت و ریولیت قرار می‌گیرد (شکل ۳). بالا بودن نورم کوارتز و ارتوکلاز در بعضی از نمونه‌ها، نشان‌دهنده این است که ترکیب خمیره شیشه‌ای در گدازه‌ها تقریبا اسیدی است.

مطالعه سری‌های ماگمایی در شناخت محیط‌های زمین‌ساختی و ژئودینامیکی اهمیت ویژه‌ای دارد. این نمونه‌ها با داشتن K_2O بین ۱/۷۸ تا ۲/۶ درصد وزنی و Na_2O بین ۳/۱۱ تا ۴/۸۳ درصد وزنی در نمودار مثلثی AFM (Irvin and Baragar, 1971) بیشتر در قلمرو سنگ‌های کالک‌آلکالن (شکل ۴) و در نمودار Si_2O-K_2O (Le Maitre *et al.*, 2002) در منطقه سنگ‌های با پتاسیم متوسط (شکل ۵) قرار می‌گیرد.

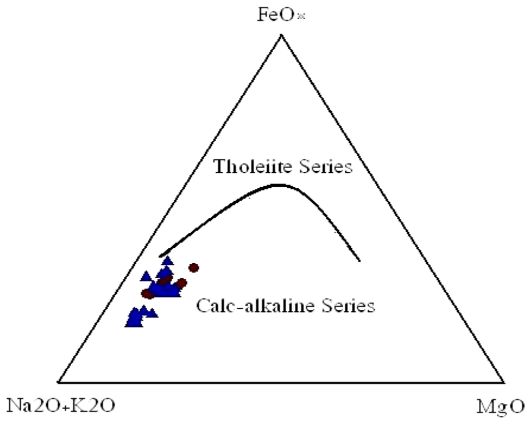
سنگ‌های منطقه بررسی شده توسط محتویات SiO_2 از محدوده ۵۸/۲ wt% تا ۶۹/۷ و مقادیر MgO و (Mg#=MgO/[MgO+FeO$_t$], molar) Mg# به ترتیب از محدوده‌های ۰/۱۶ wt% تا ۲/۶۳ و ۰/۱۳ تا ۰/۳۸ مشخص می‌شود. مقادیر A/CNK(Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O molar)، ۰/۸۱ تا ۱/۷۱ دلالت بر ترکیبات متاآلومینیوم تا کمی پرآلومینیوم دارد (شکل ۶) (Maniar and Picolli., 1989).

برای تعیین و تشخیص جایگاه تکتونیکی توده های آذرین از نمودارهای متمایز کننده استفاده می‌شود. نمودار R1-R2 (Batchelor and Bowden, 1985) (شکل ۷) بر پایه عناصر اصلی است و بر اساس شاخص‌های کاتیونی R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) و R2=6Ca+2Mg+Al طراحی شده است.

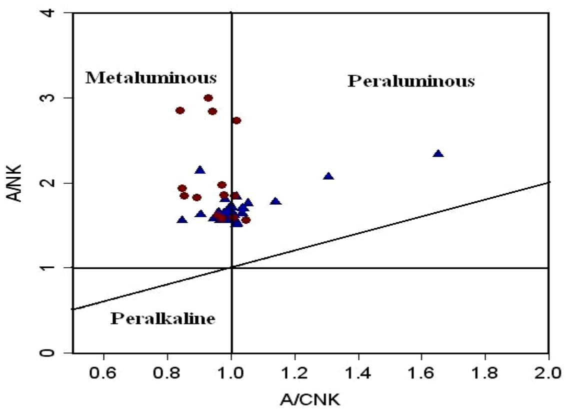
در این نمودار نمونه‌ها در محدوده همزمان و پس از برخورد قرار می‌گیرد. همچنین، در نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf (Schandl and Gorton, 2002) (شکل ۸) نمونه‌های بررسی شده در محدوده حواشی فعال قاره‌ای قرارمی‌گیرد. بنابراین، با توجه به نمودارهای مختلف متمایز کننده محیط تکتونیکی چه با استفاده از عناصر اصلی و چه با استفاده از عناصر کمیاب، می‌توان گفت نمونه‌های منطقه سهند به قوس ماگمایی همزمان و بعد از تصادم تعلق دارد.



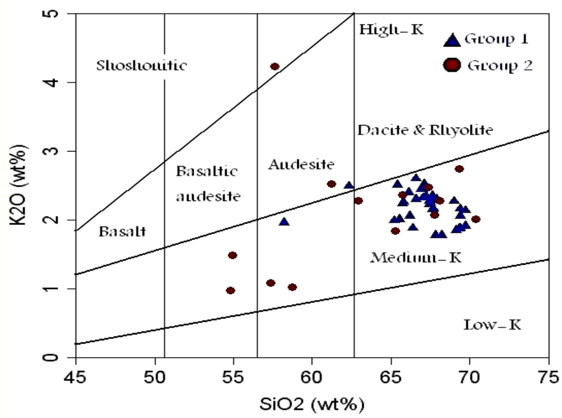
شکل ۳- در نمودار SiO_2-Na_2O+K_2O نمونه‌های سهند در محدوده ریولیت و داسیت قرار می‌گیرد (Le Bas *et al.*, 1986).



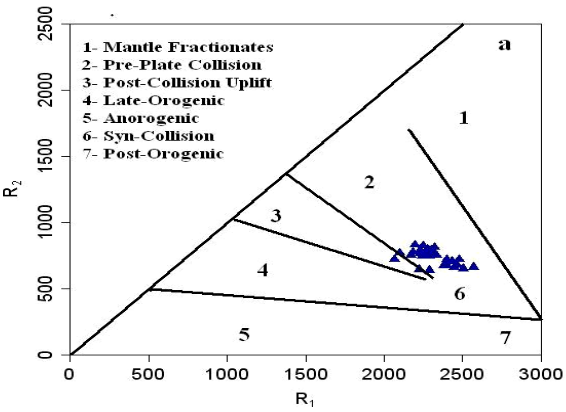
شکل ۴- در نمودار AFM (Irvin and Baragar, 1971) نمونه‌های سهند در محدوده کالک‌آلکالن قرار می‌گیرد.



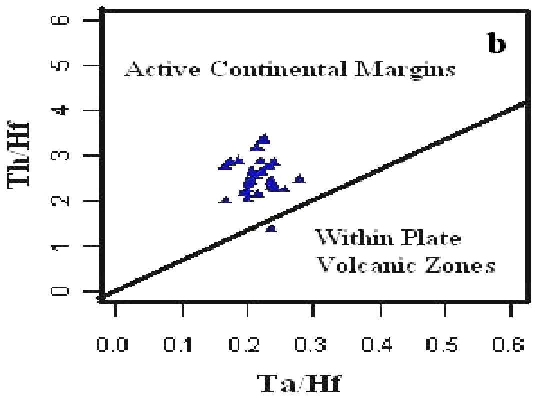
شکل ۵- دیاگرام تعیین میزان آلومینیوم (Maniar and Picolli, 1989) که در این دیاگرام نمونه ها محدوده متاآلومینوس و تعدادی محدوده پرآلومینوس را به خود اختصاص داده‌اند.



شکل ۶- طبقه‌بندی شیمیایی نمونه‌های سهند در دیاگرام K_2O- SiO_2 (Le Maitre *et al*., 2002).



شکل ۷- نمودار R1-R2 (Batchelor and Bowden, 1985)؛ نمونه‌های سهند در محدوده همزمان و پس از برخورد قرار می‌گیرد.



شکل ۸- نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf (Schandl and Gorton, 2002) برای سنگ های سهند که بیشتر نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرد.

در دیاگرام‌های عنکبوتی که نسبت به گوشته اولیه، مورب و کندریت نرمالیزه شده‌اند؛ عناصر ناسازگار درشت‌یون LILE مانند: Ba، K، Rb و Sr و عناصر نادر خاکی سبک مانند: Nd غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین، Nb و عناصر نادر خاکی سنگین مانند: Y و Yb الگوی تهی شده دارد. در دیاگرام‌های نرمالیزه شده به گوشته اولیه (شکل ۹) عناصر ناسازگار با شعاع یونی بزرگ مانند: Ba، K، Rb و Sr غنی‌شدگی نشان می‌دهد (Sun and Mc Donough, 1989). K طی روند تفریق به علت شعاع یونی زیاد قادر به شرکت در ساختمان کانی‌های تشکیل شده در مراحل اولیه تفریق نیست؛ اما در ترم‌های پایانی در ساختمان فلدسپار آلکالن و بیوتیت شرکت می‌کند (Defant and Drummond, 1990) و مقدار آن در ترم‌های حدواسط و اسید افزایش می‌یابد. تهی‌شدگی برای P می‌تواند در ارتباط با تبلور بخشی آپاتیت باشد. شعاع یونی Sr نزدیک به شعاع یونی Ca و K است و قادر به شرکت در شبکه پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالن است (Defant and Drummond, 1990). Ti نیز آنومالی منفی نشان می‌دهد که با توجه به شرکت Ti در ساختمان کانی‌هایی نظیر: تیتانومگنتیت در مراحل اولیه تفریق و نیز در ساختمان پیروکسن‌ها، منطقی به نظر می‌رسد. در دیاگرام نرمالیزه شده به کندریت (Sun, 1980) نیز عناصر ناسازگار با شعاع یونی بزرگ مانند: Ba، K و Rb و به مقدار کمتر Sr دارای آنومالی مثبت است و عناصر Dy، P، Ti، Y و Yb آنومالی منفی دارد (شکل ۱۰).

در شکل ۱۱ فراوانی عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های مورد نظر نسبت به فراوانی این عناصر در کندریت (Sun and Mc Donough, 1989) نرمالیزه شده است. در این شکل علاوه بر غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر خاکی کمیاب سبک آنومالی منفی Eu نیز مشاهده نمی‌شود و می‌تواند نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلازهای کلسیک به عنوان عامل کنترل کننده تحول ماگما یا عدم حضور آنها در فاز باقی‌مانده یا فوگاسیته بالای O_2 باشد (Atherton *et al.*, 1985؛ Rollinson, 1993). همچنین، مقادیر بالای Sr و عدم آنومالی منفی Eu به احتمال زیاد گویای عدم حضور فاز پایدار پلاژیوکلاز در منبع این ماگما است. در این شکل، الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب در گدازه‌های مختلف کم‌وبیش با هم موازی بوده و سنگ‌های منطقه از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهد. این سنگ‌ها همچنین، نسبت‌های بالای Al_2O_3/TiO_2 (۲۶/۵۱ تا ۷۳/۰۹)، (La/Yb)n (۱۱/۶۷ تا ۱۱۸/۱۲) و Sr/Y (۱۸/۷۹ تا ۲۲۳/۳۳) را نشان می‌دهد. به طوری که تمامی نمونه‌ها به غیر از نمونه C16 مقادیر مشابه با ترکیبات گرانیتوئیدی در ارتباط با ذوب ورقه {(La/Yb)n>12, Sr/Y>40}، آن گونه که Defant و همکاران (۱۹۹۱) تعریف کرده‌اند را دارا هستند و تنها نمونه C16 مقادیر پایین‌تر را نشان می‌دهد؛ که در نمودارها از آن استفاده نشده است. همچنین، نمونه‌های مورد بررسی در دیاگرام Y در مقابل Sr/Y در زمینه آداکیت واقع می‌گردند (شکل ۱۲).

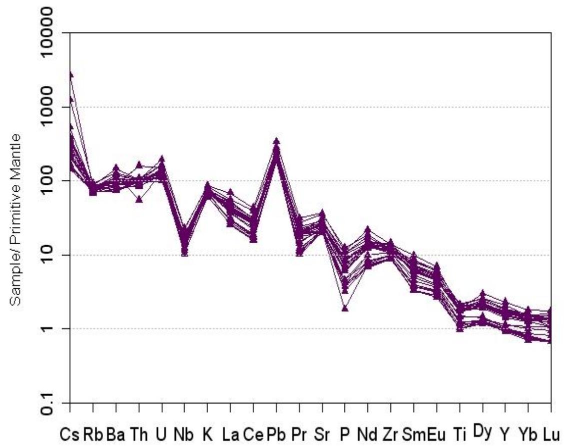
از لحاظ عناصر کمیاب نیز آداکیت‌ها با ماگماتیسم تیپ کالک‌آلکالن تفاوت نشان می‌دهند. مقدار Cr، Ni در آداکیت‌ها بیشتر از مقدار آنها در داسیت‌های کالک‌آلکالن است. الگوی REE آداکیت‌ها بسیار تیپیک (شکل ۱۱) و تفریق یافتگی شدید را نشان می‌دهد.

اغلب گدازه‌های تیپیک کالک‌آلکالن آنومالی منفی Eu را نشان می دهد. در حالی که آداکیت‌ها آنومالی منفی برای Eu نشان نمی‌دهند (Drummond *et al.*, 1996). در دیاگرام‌های چند

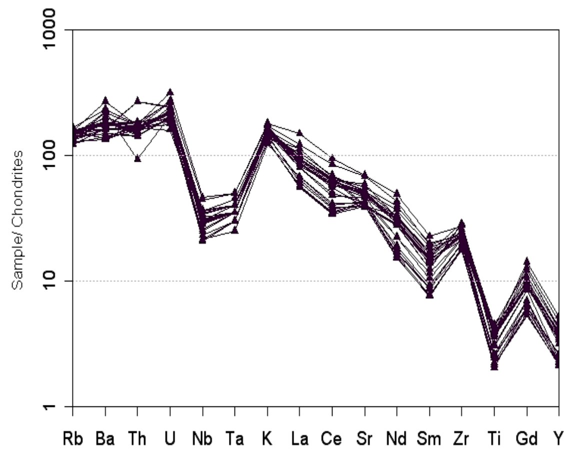
عنصری نرمالیزه شده به گوشته همه آداکیت‌ها ویژگی‌های مشابهی داشته و نیز آنومالی مثبت را نشان می‌دهد که نشانگر عدم تفریق پلاژیوکلاز است. در آداکیت‌ها آنومالی منفی Nb مهم است در حالی که آنومالی منفی Ti و Zr مهم نبوده یا وجود ندارد (Drummond *et al*., 1996).

مقدار پایین HREE آداکیت‌ها نشانگر حضور گارنت و هورنبلند در تفاله باقی‌مانده از ذوب بخشی است. در حالی که این کانی‌ها (گارنت و هورنبلند) در خاستگاه ماگمای کالک‌آلکالن‌به عنوان فاز باقی‌مانده در تفاله حضور ندارد (Martin, 1986).

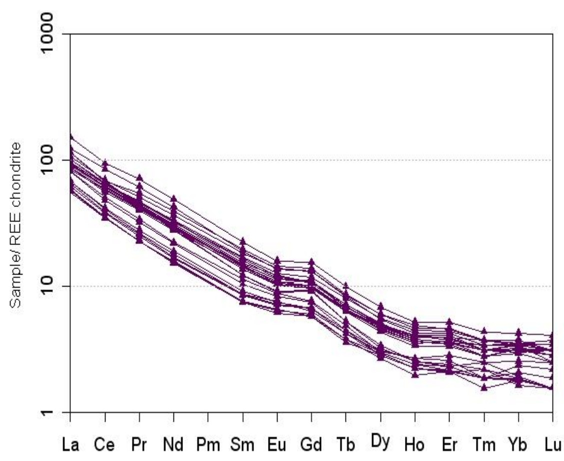
آنومالی مثبت Sr آداکیت‌ها نشانگر عدم تفریق مؤثر پلاژیوکلاز یا وجود آن در منشأ است. هر دو گروه (آداکیت‌ها و داسیت‌های کالک‌آلکالن) آنومالی منفی Nb را دارد که نشانه نقش مهم فازهای تیتان‌دار یا آمفیبول است (Jahangiri, 2007).



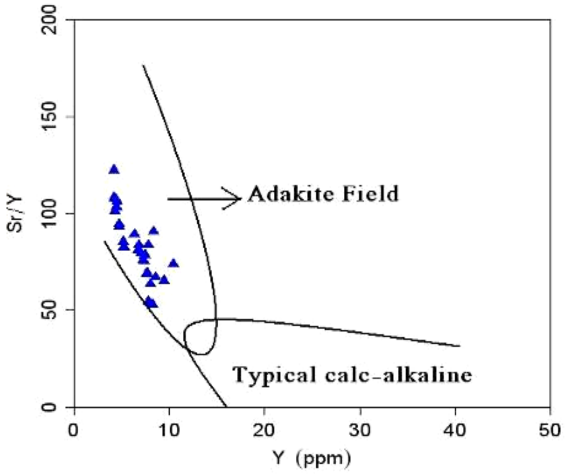
شکل ۹- نمودارهای چند عنصری نرمالیزه شده به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989)



شکل ۱۰- نمودارهای چند عنصری نرمالیزه شده به کندریت (Sun, 1980)



شکل ۱۱- نمودارهای چند عنصری نرمالیزه شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989)



شکل ۱۲- نمودار Y در برابر Sr/Y که محدوده سنگ‌های تیپیک کالک‌آلکالن را از سنگ‌های آداکیتی جدا می‌کند (Defant and Drummond, 1990)

آداکیت‌های سیلیس بالا و سیلیس پایین:
گدازه‌های ترسیری در جزیره ADAK در قوس آلئوشین که توسط Kay (۱۹۷۸) به عنوان محصولات ذوب صفحه فرورونده تعریف شده بود و ویژگی‌های داسیت‌های با پتاسیم متوسط را نشان می‌داد، توسط Defant و Drummond (۱۹۹۰) آداکیت نامیده شد. آداکیت‌ها سنگ های پلوتونیکی یا ولکانیکی اسیدی-حدواسطی هستند که ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشخصی مانند: مقادیر بالای Sr، محتویات پایین Y، الگوهای عناصر نادر خاکی تفریق یافته شیب‌دار (ارزش‌های بالای La/Yb) و بدون آنومالی منفی Eu را آشکار می‌سازند. مطالعات در چند دهه اخیر نشان داده منشأ این سنگ‌ها بسیار متنوع است و حتی امروزه نیز هنوز پتروژنز این ترکیبات یکی از موضوعات بسیار بحث انگیز هست (Jian-Wei Li *et al.*, 2007). از مهمترین مدل‌های پتروژنزی که برای این سنگ‌ها پیشنهاد گردیده، می‌توان به موارد ذیل اشاره نمود (Nobutaka *et al.*, 2007):

الف) مذاب حاصل از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی جوان داغ و فرورونده؛ ب) مذاب حاصل از پوسته پایینی ضخیم شده؛ ج) تبلور بخشی ماگماهای بازالتی و د) مذاب پریدوتیت اولیه که توسط ذوب ورقه متاسوماتیسم شده است.

شناسایی آداکیت‌ها و پژوهش خاستگاه آنها از دو جنبه حایز اهمیت است. الف) به دلیل رژیم‌های تکتونیکی وحرارتی ویژه‌ای که تحت آن، این ترکیبات ایجاد می‌شود و ب) به دلیل همراهی بیشتر ترکیبات آداکیتی با کانسارهای مس مولیبدن-طلا در ارتباط با پورفیری یا بدون ارتباط با آن است (Defant and Drummond, 1990). پژوهش اخیر به روشن شدن ویژگی های ژئوشیمیایی این ترکیبات و بحث خاستگاه آنها در منطقه سهند اختصاص دارد.

بررسی و مطالعه گسترده آداکیت‌ها توسط Martin و همکاران (۲۰۰۵) منجر شد که آنها را از نظر ترکیبی به دو گروه آداکیت‌های سیلیس بالا و آداکیت‌های سیلیس پایین تقسیم‌بندی نمایند. این دو گروه آداکیت‌ها در مقادیر MgO، Nb و Sr و نسبت‌های Cr/Ni و Sr/Y تفاوت آشکاری را نشان می‌دهد (شکل۱۳). مقادیر CaO، Co، Cr، Mg≠ و Ni در آداکیت‌های سیلیس بالا نسبت به آداکیت‌های سیلیس پایین کمتر است. توزیع MgO و Nb در مقابل SiO_2، پراکندگی Cr/Ni در مقابل TiO_2 (شکل ۱۳-A) و Sr در مقابل $CaO+Na_2O$ (شکل ۱۳- B) نمونه‌های مورد بررسی منعکس کننده این مطلب است که نمونه‌های منطقه سهند از نظر ترکیبی مشابه آداکیت‌های سیلیس بالا هستند. آداکیت‌های سیلیس بالا نسبت به سیلیس پایین تمرکزات کمتر LREE، Nb و Ti را نشان می‌دهد. Rb در آداکیت‌های سیلیس پایین به طور نسبی فقیرتر و این نوع آداکیت‌ها دارای آنومالی مثبت بسیار مشخص Sr است (Martin *et al.*, 2005).

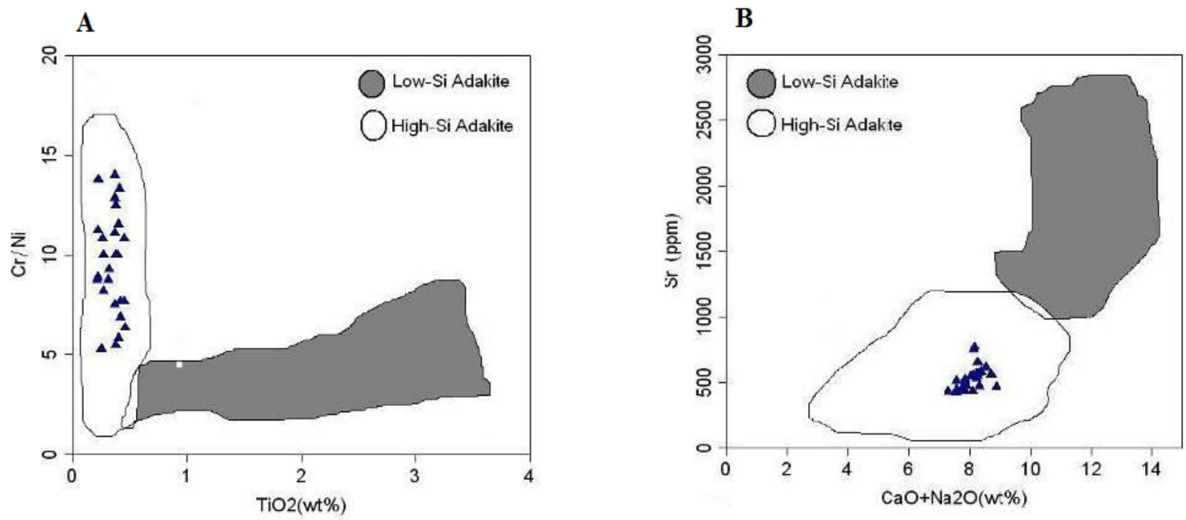
Xiao و همکاران (۲۰۰۶) در چین، آداکیت نوع پتاسیم بالایی را به نام C-type معرفی کرده‌اند. این آداکیت دارای پتاسیم بالا با نسبت K_2O/Na_2O نزدیک به ۱ است. ویژگی‌های این آداکیت بسیار شبیه به آداکیت معمولی است. در آزمایشات تجربی دمای ۱۰۵۰ تا ۱۰۷۵ درجه سانتیگراد و فشار ۲ گیگاپاسگال و مقدار آب تقریبا برابر با ۶ درصد را برای تشکیل ماگمای این سنگ ها پیشنهاد کرده‌اند. مقدار بالای آلکالی‌ها، با فشار بالای ذوب بخشی در ارتباط است. درآداکیت‌های سهند در بیشتر نمونه‌ها نسبت Na_2O/K_2O بیش از ۲ است. بنابراین،آداکیت‌های سهند از نوع سدیک بوده و مقدار Na_2O آنها بیش از دو برابر مقدارK_2O است.

جدول ۱- ترکیب شیمیایی عناصر اصلی و فرعی گدازه‌های منطقه سهند که با روش ICP-MS تجزیه شده است.

sample	$1A_7$	$2B_8$	$3B_9$	$4C_{11}$	$5C_{16}$	$6C_{18}$	$7D_{21}$	$8E_{22}$	$9F_{27}$	$10F_{28}$	$11G_1$	$12G_{10}$	$13G_{11}$	$14H_1$
(wt%)														
SiO_2	69	69.4	67.9	66.2	58.2	67.6	67.2	68.2	67.1	67.1	67.6	67	65.8	67.4
Al_2O_3	15.65	15.9	15.75	16.25	17.5	16.25	16.25	16.05	16	15.1	15.65	16.65	15.8	15.95
Fe_2O_3	1.07	0.89	1.04	1.5	2.54	1.5	1.53	0.96	1.46	0.9	0.96	1.53	1.42	1.48
FeO	0.99	0.88	0.99	1.55	3.39	1.5	1.47	0.99	1.46	0.92	1	1.56	1.46	1.48
CaO	2.76	3.09	2.79	3.68	6.17	3.66	3.57	3.27	3.59	4.49	3.38	3.75	4.28	3.81
MgO	0.7	0.69	0.75	1.12	2.63	0.78	1.08	0.81	1.15	0.75	1.06	0.94	1.25	1.46
Na_2O	4.83	4.5	4.78	4.43	3.68	4.56	4.7	4.6	4.25	4.37	4.2	4.62	4.42	4.45
K_2O	2.27	2.16	2.3	2.06	1.96	2.15	2.34	1.78	2.52	2.32	2.35	2.32	2.26	2.22
Cr_2O_3	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
TiO_2	0.31	0.25	0.32	0.41	0.66	0.4	0.38	0.27	0.38	0.27	0.37	0.45	0.38	0.38
MnO	0.03	0.03	0.03	0.05	0.13	0.04	0.05	0.03	0.06	0.03	0.05	0.05	0.05	0.06
P_2O_5	0.13	0.09	0.13	0.18	0.23	0.19	0.19	0.1	0.18	0.1	0.14	0.22	0.18	0.13
SrO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.07	0.07
BaO	0.07	0.08	0.07	0.08	0.06	0.08	0.09	0.06	0.07	0.08	0.07	0.1	0.09	0.08
LOI	1.7	2.09	2.7	1.89	1.89	0.5	0.8	2.3	1.8	3.3	2.17	0.79	2.5	1.09
Total	99.5	100	99.7	99.6	99.5	99.4	99.9	99.5	100	99.8	100	100	100	100
(ppm)														
Ba	607	672	622	619	530	689	762	538	617	654	608	839	713	704
Ce	54.7	38.6	54.4	52.2	50.1	52.3	52.1	32.7	47.7	40.9	45.2	53.3	50.4	47.3
Co	4.1	3.9	4.8	7.5	16.7	6.2	7.8	4.5	6.9	4.1	6.4	6.8	6.9	8.3
Cr	70	90	130	200	90	150	100	90	90	60	90	130	110	110
Cs	1.15	1.64	1.13	1.34	2.42	1.67	1.67	1.28	2.18	1.87	2.41	1.2	2.45	2.81
Cu	11	39	11	20	45	25	22	11	12	17	19	32	29	25
Dy	1.08	0.9	1.04	1.79	3.84	1.57	1.54	0.9	1.55	0.95	1.6	1.59	1.39	1.52
Er	0.5	0.43	0.48	0.92	2.39	0.81	0.85	0.45	0.83	0.48	0.81	0.78	0.7	0.75
Eu	0.67	0.61	0.66	0.93	1.13	0.84	0.88	0.56	0.8	0.65	0.76	0.89	0.8	0.77
Ga	18.4	17.5	18.7	19.1	18.3	19	18.9	17.2	18.4	17.6	18	19.5	18.1	18.9
Gd	2.38	1.93	2.35	3.05	4.53	2.85	2.71	1.63	2.6	1.96	2.54	2.76	2.6	2.89
Hf	4	3.2	4	4.2	4.2	3.6	3.4	3	3.5	3.2	3.5	4	3.5	3.3
Ho	0.18	0.16	0.18	0.32	0.79	0.29	0.29	0.16	0.28	0.17	0.29	0.29	0.24	0.27
La	36	25.4	35.6	30	26.5	31.7	29.7	21.3	27.5	25.3	27.1	31.7	29.2	27.3
Lu	0.05	0.05	0.05	0.12	0.36	0.09	0.11	0.05	0.11	0.06	0.1	0.1	0.08	0.08
Mo	4	4	4	4	5	3	3	2	3	3	3	5	5	3
Nb	12.5	8.1	12.6	10.6	10.4	10.4	12.8	7.5	11.2	9	10	12.7	9.9	10.7
Nd	17	13.2	16.6	20	22.4	19.6	19.2	10.7	17.6	13.3	16.6	19.5	18.2	17.8
Ni	8	17	14	15	9	13	8	11	9	6	7	12	11	20
Pb	14	16	15	14	12	15	17	13	16	15	16	17	15	19
Pr	5.36	3.92	5.23	5.64	5.93	5.74	5.62	3.2	5.09	4.13	4.88	5.6	5.29	5.04
Rb	47.7	51.3	45.9	42.9	83.1	46.9	52.7	43.6	52	54.1	55.2	48	48	54.9
Sm	2.39	2	2.37	3.28	4.23	3.13	3.25	1.67	2.78	2.2	2.77	2.96	2.81	2.85
Sr	444	513	438	433	391	533	652	476	508	463	424	580	561	550
Ta	0.9	0.6	0.9	0.7	0.7	0.7	0.8	0.5	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	0.8
Tb	0.25	0.21	0.25	0.38	0.68	0.33	0.33	0.2	0.31	0.23	0.32	0.34	0.3	0.31
Th	13.5	9.26	13.4	8.35	11.3	7.75	8.2	8.3	7.85	9.16	8.44	8.61	7.22	7.56
Ti	1858	1499	1918	2458	3956	2398	2278	1618	2278	1618	2218	2697	2278	2278
Tm	0.07	0.07	0.08	0.12	0.34	0.1	0.1	0.06	0.12	0.06	0.1	0.11	0.09	0.11
U	3.11	2.51	3.17	2.07	3.32	2.52	2.98	2.31	2.84	3.41	2.93	2.6	2.54	3
V	28	23	27	48	133	51	36	27	52	26	50	61	53	57
W	3	4	10	13	5	14	3	6	7	3	7	5	4	8
Y	4.7	4.2	4.7	8.2	20.8	7.7	7.8	4.5	8	4.5	7.8	7.4	6.3	7.3
Yb	0.39	0.34	0.4	0.74	2.27	0.65	0.72	0.39	0.71	0.43	0.67	0.71	0.61	0.71
Zn	48	38	48	56	75	58	54	41	58	41	51	60	54	53
Zr	161	121	158	160	147	139	137	112	132	121	134	154	127	119

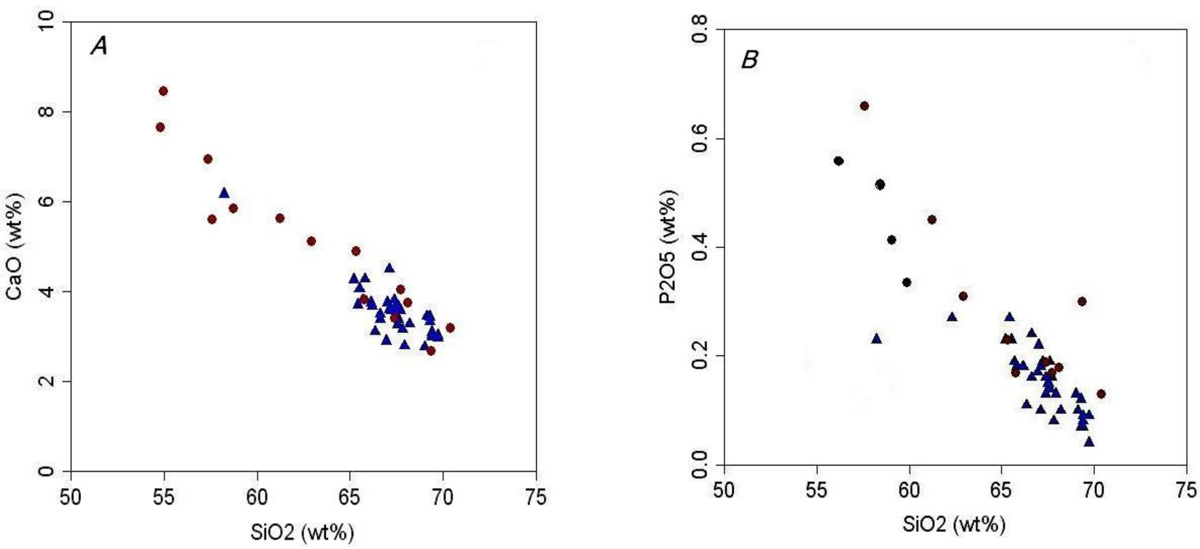
ادامه جدول ۱-...

sample	$15H_3$	$16I_4$	$17I_5$	$18J_1$	$19k_2$	$20L_3$	$21L_6$	$22M_1$	$23M_3$	$24N_1$	$25N_2$	$26N_3$	$27N_4$	$28N_6$	$29N_o$	$30S_1$
(Wt%)																
SiO_2	69.7	69.4	66.1	67.8	65.2	65.5	66.6	62.3	65.4	67.4	67.5	67.7	69.7	69.4	69.3	65.7
Al_2O_3	15.35	15.8	16.15	15.4	16.6	16.75	16.45	18.2	15.8	16.2	15.9	15.85	15.05	15.45	15.7	15.8
Fe_2O_3	1.64	0.92	1.5	0.98	1.71	1.88	1.81	1.12	1.58	1.48	1.47	1.38	0.91	1.68	1.7	1.41
FeO	0	0.87	1.57	1	1.83	2.03	1.75	1.37	1.62	1.48	1.5	1.43	0.88	0	0	1.51
CaO	3.02	3.04	3.75	3.15	4.26	4.05	3.49	1.76	3.7	3.64	3.63	3.58	2.97	2.99	3.43	3.81
MgO	0.79	0.74	1.34	0.81	0.88	0.76	0.52	0.16	1.28	0.84	1.18	1.17	0.73	0.72	0.71	1.39
Na_2O	4.29	4.8	4.11	4.63	4.28	4.23	4.66	3.11	4.44	4.58	4.4	4.47	4.62	4.76	4.88	4.33
K_2O	2.14	2.06	2.4	1.78	1.99	2.01	2.6	2.49	2.51	2.27	2.25	2.16	1.91	1.88	1.87	2.24
Cr_2O_3	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
TiO_2	0.21	0.23	0.42	0.26	0.45	0.46	0.42	0.45	0.39	0.4	0.37	0.37	0.22	0.22	0.22	0.37
MnO	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.06	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.05
P_2O_5	0.04	0.07	0.18	0.08	0.23	0.23	0.24	0.27	0.27	0.16	0.15	0.16	0.09	0.08	0.07	0.19
SrO	0.05	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.09	0.1	0.09	0.07	0.07	0.07	0.05	0.06	0.06	0.07
BaO	0.06	0.06	0.08	0.06	0.09	0.1	0.12	0.11	0.11	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08
LOI	2.78	1.38	2.28	2.3	1.39	1.69	1	8.35	2.18	0.5	1.5	1.6	2.49	2	0.99	1.9
Total	100	99.5	100	98.4	99.2	100	100	99.9	99.6	99.3	100	100	99.8	99.4	99	99
(ppm)																
Ba	523	521	699	509	776	856	1025	942	890	709	672	673	567	567	568	701
Ce	30.6	31.4	51.7	33.6	54.7	56.3	76.3	67.4	68.9	50.2	49.1	48.9	27.7	28.2	28.5	46.7
Co	3.8	4.1	7.8	4.8	7.3	6.4	6.1	3.6	7	7.1	7.1	6.9	3.8	3.7	3.7	7.9
Cr	70	110	100	130	100	70	110	70	120	70	140	100	110	80	90	120
Cs	2.93	2.1	2.85	1.32	4.17	21.2	3.11	13.55	9.95	1.17	2.35	2.3	1.81	1.75	1.93	2.72
Cu	10	10	20	21	41	43	32	22	29	44	24	25	15	27	15	31
Dy	1	0.97	1.62	0.95	1.91	1.92	2.19	0.86	1.74	1.44	1.53	1.47	0.86	0.94	0.9	1.48
Er	0.59	0.54	0.82	0.45	0.96	0.97	1.08	0.44	0.88	0.76	0.75	0.74	0.44	0.44	0.44	0.73
Eu	0.52	0.53	0.83	0.55	1.05	1.02	1.16	0.61	1	0.75	0.76	0.75	0.45	0.47	0.48	0.77
Ga	15.8	17.3	19.1	17.1	19.4	19	20	26.4	19.5	19	18.6	18.6	16.2	16.6	17	18.3
Gd	1.74	1.74	2.83	1.72	3.58	3.42	3.97	2.18	3.4	2.64	2.51	2.49	1.49	1.55	1.48	2.62
Hf	2.8	2.9	3.7	2.9	3.4	3.4	3.9	3.3	3.6	3.5	3.5	3.4	2.6	2.7	2.7	3.3
Ho	0.19	0.19	0.28	0.17	0.35	0.33	0.37	0.13	0.3	0.25	0.27	0.26	0.14	0.16	0.16	0.26
La	19.2	20.3	29.7	21.3	35.6	33.1	47	37.8	38.5	29.1	28.7	28.5	17.4	17.9	18.2	26.4
Lu	0.08	0.07	0.11	0.05	0.1	0.1	0.13	0.04	0.11	0.09	0.1	0.1	0.05	0.05	0.05	0.09
Mo	3	3	3	5	2	2	2	2	5	2	6	3	4	2	2	5
Nb	8.1	8.7	11.9	7.5	12.5	12	15.5	11.7	16.1	10.8	10.3	10.2	7.3	7.2	7.5	10.7
Nd	10	10.2	18.7	11.3	23.6	22	29.3	21.2	25.6	18	17.2	17.2	9.1	9.2	9.5	17.3
Ni	8	8	13	12	13	11	16	7	12	12	10	9	8	9	8	16
Pb	13	15	16	13	16	16	24	10	19	20	17	16	14	14	13	17
Pr	3.03	3.12	5.44	3.4	6.66	6.23	8.67	7.2	7.5	5.37	5.19	5.16	2.76	2.77	2.79	4.99
Rb	54	55.7	53.9	45.1	49.9	49.4	54.1	50.6	58.7	51.8	54.1	53.1	49.1	48.8	48.5	55.6
Sm	1.65	1.67	2.93	1.77	3.82	3.57	4.34	2.26	3.72	2.79	2.63	2.67	1.46	1.44	1.48	2.83
Sr	429	436	522	454	614	570	768	804	751	569	545	542	435	454	472	554
Ta	0.6	0.7	0.8	0.5	0.8	0.8	1	0.8	0.1	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.8
Tb	0.21	0.2	0.34	0.2	0.41	0.4	0.47	0.18	0.39	0.31	0.3	0.31	0.18	0.18	0.17	0.3
Th	8.92	8.25	7.93	8.24	7.86	4.64	8.72	8.48	8.83	8.45	8.29	8.25	7.12	7.15	7.1	7.46
Ti	1259	1379	2518	1558	2697	2757	2418	2697	2338	2398	2218	2218	1319	1319	1319	2218
Tm	0.08	0.06	0.1	0.06	0.12	0.12	0.14	0.02	0.11	0.09	0.1	0.1	0.05	0.06	0.06	0.09
U	2.82	3.5	2.82	2.48	2.79	2.69	3.53	2.63	4.1	2.85	2.85	2.81	2.64	2.63	2.59	3.16
V	24	22	57	29	73	71	50	59	52	53	57	54	24	22	21	54
W	5	8	7	6	7	3	9	4	6	3	6	14	4	6	7	6
Y	5.2	5.1	7.6	4.4	9.4	8.5	10.4	3.6	8.3	6.8	7.2	6.7	4.3	4.2	4.4	7
Yb	0.53	0.49	0.71	0.38	0.73	0.78	0.88	0.32	0.74	0.67	0.62	0.64	0.37	0.39	0.37	0.66
Zn	36	36	54	39	65	68	65	23	62	52	57	55	36	34	33	51
Zr	100	110	143	110	129	125	154	119	134	130	129	127	98	102	100	124



شکل ۱۳- A) دیاگرام TiO_2 در مقابل Cr/ Ni؛ B) دیاگرام $CaO+Na_2O$ در مقابل Sr برای سنگ‌های منطقه سهند (Martin *et al*., 2005).

پتروژنز: در نمونه‌های بررسی شده، ویژگی‌های کانی‌شناختی مانند: وجود کانی‌هایی نظیر: آمفیبول، بیوتیت، آلکالی‌فلدسپار، مگنتیت، اسفن و عدم وجود مسکویت، گارنت، سیلیمانیت و تورمالین، روند خطی و منفی تغییرات CaO و P_2O_5 با SiO_2 که نشان‌دهنده تأثیر تبلور بخشی آپاتیت در حین تکامل ماگماهای مورد بررسی است (شکل ۱۴) و تغییرات عناصر جزیی و کمیاب در نمودارهای عنکبوتی، مانند: غنی‌شدگی در LILE، تهی‌شدگی در HFSE، HREE و نسبت بالای Sr/Y، La/Yb و مقادیر بالای Sr به طور واضح، ویژگی‌های یک پهنه فرورانش را نشان می‌دهد (Hamooni and Karimpour., 2013). تهی‌شدگی Y و HREE، به ویژه Yb دلالت بر مشارکت گارنت به صورت یک فاز پایدار در منبع ماگمای این سنگ‌ها دارد (Defant and Drummond, 1990).



شکل ۱۴- A) تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی CaO و B) P_2O_5 در مقابل SiO_2 برای سنگ‌های منطقه سهند

مقادیر بالای Sr و عدم آنومالی منفی Eu گویای عدم حضور فاز پایدار پلاژیوکلاز در منبع این ماگما است. این ویژگی‌های ژئوشیمیایی به همراه ویژگی‌های عنوان شده در بخش قبلی (مانند: مقادیر بالای Al_2O_3، Na_2O، تفکیک شدید LREE و HREE و ..) مشابه با شرایط درجه حرارت و فشار ذوب بخشی ترکیبات اکلوژیت یا گارنت-آمفیبولیت در منبع این سنگ‌ها است (Sen and Dunn, 1994).

طبق نتایج Rapp و همکاران (۱۹۹۱) و Sen و Dunn (۱۹۹۴) هنگامی که سنگ‌های بازالتی به طور بخشی در فشار پایین (۰/۵ تا ۱/۲۵ Gpa) ذوب می‌شود، آمفیبولیت یا گرانولیت را به صورت باقی‌مانده برجای می‌گذارد. مذاب بخشی در این شرایط به طور نسبی، نسبت‌های پایین Sr/Y و La/yb و تمرکزات بالای Y و Yb را دارد. که دلیل این امر ضریب توزیع بالای Sr در پلاژیوکلاز باقی‌مانده مذاب بخشی است (Rapp *et al*., 1991؛ Sen and Dunn, 1994).

از طرف دیگر، ذوب بخشی در فشارهای بالاتر باقی‌مانده‌های با ترکیب اکلوژیت یا گارنت-آمفیبولیت برجای می‌گذارد که می‌تواند ماگمایی با نسبت‌های بالای Sr/Y و La/Yb را ایجاد کند. زیرا ضریب توزیع Y و Yb در گارنت بالا است (Sun and Mc Donugh, 1989). مهمترین مدل‌های پتروژنز برای ایجاد ترکیبات اکلوژیت و گارنت-آمفیبولیت، ماگماهای بازالتی ایجاد شده در قسمت پایین پوسته ضخیم شده(به طور معمول ضخامت پوسته ۵۰ کیلومتر است) که به اکلوژیت یا گارنت-آمفیبولیت تبدیل شده‌اند یا ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده، است (Sen and Dunn, 1994).

محیط ژئودینامیکی آداکیت‌های سهند: بیشتر ماگماهای آداکیتی از حاشیه فعال اقیانوس آرام و در ارتباط با فرورانش گزارش شده‌اند. این ماگماها در محیط‌هایی جای‌گیری نموده‌اند که لیتوسفر جوان اقیانوسی با سن کمتر از ۲۰ میلیون سال فرورانش می‌کند و صفحه فرورونده در عمق ۷۰ تا ۹۰ کیلومتری در زیر قوس آتشفشانی قرار دارد (Morris, 1995). داده‌های ژئوشیمیایی ماگماهای مرتبط با فرورانش که توسط Defant و Drummond (۱۹۹۰) جمع‌آوری شد، نشان داد که یک تطابق جهانی بین سن لیتوسفر فرورونده و ترکیب ماگماهای کالک‌آلکالن وجود دارد. با وجود این، مدل‌های متعدد فرورانش و پیدایش آداکیت‌های دیگر در محیط تکتونیکی متفاوت موجب شد تا Murray (۱۹۹۶) پیشنهاد کنند که ذوب صفحه فرورونده در پوسته‌های اقیانوسی قدیمی نیز امکان‌پذیر است. همچنین، Castillo و همکاران (۱۹۹۹) عنوان کردند که ذوب بخشی پوسته زیرین در نتیجه نفوذ ماگمای بازالتی به زیر لیتوسفر می‌تواند منجر به تشکیل ماگمای آداکیتی شود. با توجه به موارد بالا و گسترش غالب آداکیت‌ها در محیط‌های فرورانشی می‌توان نتیجه گرفت که شرایط ترمودینامیکی حاکم بر سیستم فرورانش نقش اصلی را در ذوب صفحه فرورونده دارد. به این ترتیب، شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که آداکیت‌ها از ذوب پوسته بازالتی و در شرایط فشار و حرارتی به وجود می آید که در آن گارنت و آمفیبول به حالت پایدار بوده و پلاژیوکلاز ناپدید می‌شود (Zarrinkoub *et al*., 2011).

آنچه مسلم است در منطقه سهند ضخامت پوسته قبل از تصادم قاره‌های عربی و آسیا نازک‌تر از زمان فعلی بوده است (Dehghani and Markis, 1993). (حداکثر ضخامت پوسته (ضخامت طی تصادم دو قاره) در ناحیه مورد مطالعه ۵۰ کیلومتر تخمین زده شده است). به طوری که پوسته پایینی در این منطقه ضخامت کافی برای تبدیل ترکیبات

اکلوژیت یا گارنت-آمفیبولیت را نداشته است.

از سوی دیگر، بر اساس پژوهش‌های محققانی چون: Kay (۱۹۷۸)، Defant و Drummond (۱۹۹۰) و Rollinson و Martin (۲۰۰۵) که برای ترکیبات آداکیتی انجام داده‌اند؛ مهم‌ترین ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های در ارتباط با ذوب ورقه مقادیر Sr/Y>40 و (La/Yb)n>12 است. همانگونه که ملاحظه می‌شود ترکیب شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه در این محدوده قرار می‌گیرد. با توضیحاتی که در بالا عنوان شد، تحولات منطقه و چگونگی تشکیل سنگ‌های منطقه مطالعه شده به صورت زیر بیان می‌گردد:

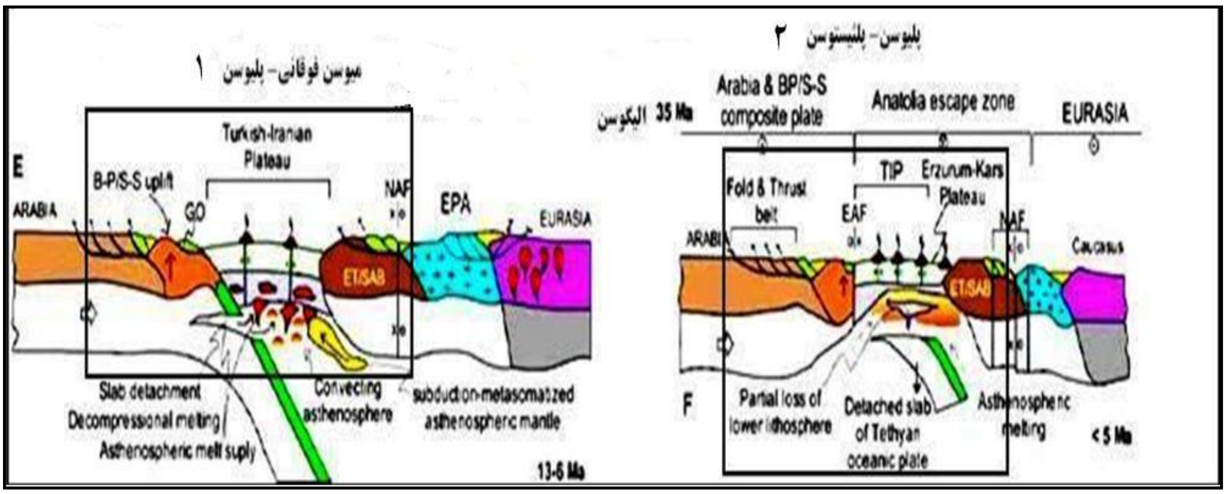
الف) فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و آزاد شدن سیالات آن در گوشته و متاسوماتیزه کردن گوشته فوقانی زیر ایران مرکزی که باعث ایجاد ولکانیسم و پلوتونیسم کالک‌آلکالن، آلکالن و شوشونیتی به سن قبل از کرتاسه فوقانی شده است. این آثار ماگمایی کمتر گزارش شده اند که می‌توانند به علت پوشیده شدن آنها توسط فعالیت‌های ماگمایی جوانتر باشد.

ب) تصادم پلیت عربی با ایران مرکزی که شاید همزمان با گسیختگی پوسته اقیانوسی نئوتتیس بوده (البته اگر سن بسته شدن نئوتتیس کرتاسه فوقانی باشد، فاصله زمانی پایان فرورانش و شکسته شدن صفحه فرورانش نباید طولانی باشد) و با ضخیم شدگی پوسته قاره‌ای در محل تصادم دنبال شده است.

ج) ذوب بخشی پوسته اقیانوسی گسیخته شده که در اثر رخداد شکستگی‌ها و گسل خوردگی‌های عمیق در پوسته قاره‌ای انجام شده است. شاید ماگماهای کالک‌آلکالن اسیدی منطقه آذربایجان به ویژه آداکیت‌های منطقه سهند را به وجود آورده است (شکل ۱۵).

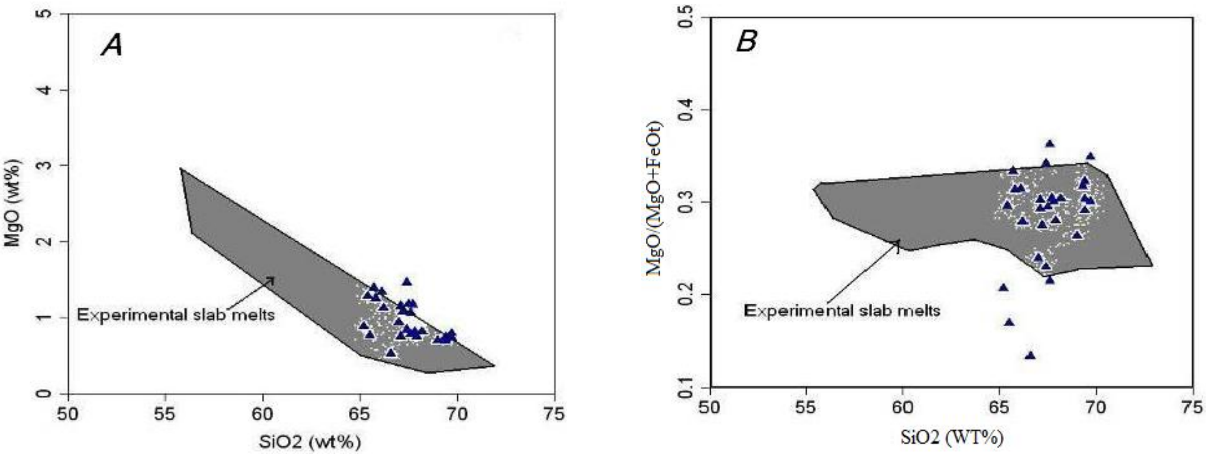
د) ماگمای آلکالن منطقه (جزیره اسلامی) به احتمال زیاد حاصل ذوب بخشی گوشته به شدت متاسوماتیزه شده با نرخ ذوب بخشی کم و ماگماهای کالک‌آلکالن حاصل نرخ زیاد ذوب بخشی یا حاصل ذوب بخشی پوسته اقیانوسی نئوتتیس است.

و) شکستگی‌ها و گسل‌خوردگی‌های با روند شرقی-غربی و شمال‌غربی-جنوب‌شرقی نقش زیادی در جای‌گیری نهایی سنگ‌های منطقه داشته است.



شکل ۱۵- اشکال ژئودینامیکی متوالی نشان دهنده تحولات تکتونیکی ولکانیسم سنوزوئیک در منطقه سهند و مناطق همجوار آن در منطقه برخورد پلیت عربی -آوراسیا (Dilek and Altunkaynak., 2009)

احتمال نقش گوه گوشته‌ای رورانده در آداکیت‌های سهند: Rapp و همکاران (۱۹۹۱) نشان دادند که ذوب بخشی بازالت آبدار، مذابی را ایجاد می‌کند که در مقادیر CaO، Cr، Mg#، MgO و Ni تهی‌شده است. به طوری که مقدار میانگین Mg# (Mg#=MgO/[MgO+FeO$_t$], molar) برای ذوب ورقه بازالتی آزمایشگاهی ۶±۲۹ درصد تخمین زده شد. اما بیشتر آداکیت‌ها به طور سیستماتیک دارای نسبت‌های بالاتر Mg/Fe و محتویات بالاتر Cr، MgO و Ni از مذاب‌های ورقه آزمایشگاهی هستند که این ویژگی‌ها را Sen و Dunn (۱۹۹۴) به عنوان انعکاسی از تبادل و واکنش بین ماگماهای در حال صعود و گوه گوشته رورانده تفسیر می‌کنند. همانگونه که در بخش‌های قبلی عنوان شد، Martin و همکاران (۲۰۰۵) آداکیتها را از نظر ترکیبی به دو گروه آداکیت‌های سیلیس-بالا و سیلیس-پایین تقسیم‌بندی نمودند. آنها اختلاف ژئوشیمیایی در این دو نوع آداکیت را به نقش غالب پریدوتیت گوشته یا مذاب‌های حاصل از ورقه فرورونده برای تشکیل هرکدام از آداکیت‌ها معرفی می‌کنند. به طوری که عموما در آداکیت‌های سیلیس-پایین، نقش غالب ذوب پریدوتیت گوشته مؤثر است و این مذاب حاصل از پریدوتیت می‌تواند توسط مذاب‌های حاصل از ورقه دگرسان شود. در صورتی که، آداکیت‌های سیلیس-بالا، حاصل ذوب ورقه هستند که مذاب حاصل شده می‌تواند طی صعود با گوه گوشته رورانده تبادل واکنشی داشته باشد. در هر حال، سنگ‌های مورد مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه با آداکیت‌های سیلیس-بالا را نشان می‌دهند (شکل ۱۶). همان طور که در دیاگرام شکل ۱۶ ملاحظه می‌شود مقادیر MgO سنگ‌های منطقه در محدوده آداکیت‌های سیلیس-بالا است و از آداکیت‌های سیلیس-پایین متمایز می‌شود. اما مقادیر Mg# و MgO نمونه‌های مورد بررسی کمی متمایل به خارج شدن از محدوده Mg# و MgO مذاب ورقه آزمایشگاهی ایجاد شده توسط Rapp و همکاران (۱۹۹۱) است. همان گونه که ذکر شد این ویژگی را می‌توان به عنوان نشانه‌هایی از تبادل ماگمای آداکیتی با گوه گوشته رورانده تفسیر نمود.



شکل ۱۶- A) نسبت MgO و B) MgO/MgO+FeO$_t$ در مقابل SiO$_2$ برای سنگ‌های منطقه سهند (Rapp *et al*., 1991)

نتیجه‌گیری

آداکیت‌های منطقه سهند با مقادیر پایین Y، Yb، (HREE) و مقادیر بالای LREE و Sr و به طور نسبی مقادیر بالای SiO_2 و Na_2O ،Al_2O_3 شاید از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی گسیخته شده با ترکیب گارنت-آمفیبولیت مشابه با آداکیت‌های سیلیس-بالا ایجاد شده‌اند؛ که این مذاب طی صعود در میان گوه گوشته رورانده تبادل واکنشی داشته و منجر به افزایش نسبی MgO و Mg# شده است. سری ماگمایی سنگ‌ها، کالک‌آلکالن است. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌های منطقه مطالعه شده در محدوده متاآلومینوس و تعدادی نیز در محدوده پرآلومینوس واقع شده‌اند که این امر می‌تواند نشانگر آلایش با مواد پوسته‌ای باشد. غنی شدگی عناصر LREE نسبت به HREE، غنی‌شدگی Sr، تهی‌شدگی Nb، Ti (HFSE) و Y، نبود بی‌هنجاری منفی Eu، الگوی تفریق یافته برای REEها و بالا بودن نسبت Na_2O/K_2O از ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه مطالعه شده است که نشانگر عدم وجود پلاژیوکلاز در منشأ یا تفاله باقی‌مانده است و این موارد از شواهد خاستگاه یک ماگمای آداکایتی در محدوده پس از برخورد هستند. به عبارت دیگر، نسبت‌های بالای Na_2O/K_2O و Mg# و Sr/Y نشانگر ویژگی‌های آداکیتی برای ماگماتیسم مرتبط با پهنه فرورانش است. با توجه به نمودارهای مختلف متمایز کننده محیط تکتونیکی با استفاده از عناصر اصلی و عناصر کمیاب، می‌توان گفت نمونه‌های منطقه سهند به قوس ماگمایی همزمان و بعد از تصادم تعلق دارد.

تصادم پلیت عربی با ایران مرکزی که شاید همزمان با گسیختگی پوسته اقیانوسی نئوتتیس بوده (البته اگر سن بسته شدن نئوتتیس کرتاسه فوقانی باشد، فاصله زمانی پایان فرورانش و شکسته شدن صفحه فرورانش نباید طولانی باشد) و با ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای در محل تصادم دنبال شده است و ذوب بخشی پوسته اقیانوسی گسیخته شده همراه با رخداد شکستگی‌ها و گسل‌خوردگی‌های عمیق در پوسته قاره‌ای، شاید باعث تشکیل ماگماهای آداکیتی منطقه آذربایجان و به ویژه سهند شده است.

سپاسگزاری

این پژوهش در قالب طرح پژوهشی با کد شناسایی ۱۲۳۴۵۶۷۸۹۱۲۳۴۵انجام شده و هزینه آن از سوی حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر تأمین اعتبار شده است. نگارندگان این پژوهش از جناب آقای دکتر حسین معین وزیری و دکتر فریبرز مسعودی که با حوصله و دلسوزی و ارایه نظرات و پیشنهادات و راهنمایی‌های ارزنده در انجام این پژوهش، ما را یاری رساندند نهایت تشکر و قدردانی را می‌نمایند. همچنین، از ریاست و معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر که در انجام این طرح پژوهشی با اینجانب نهایت همکاری را داشتند، نهایت تشکر و قدردانی را دارم. مؤلفین از هیئت تحریریه و داوران محترم مجله علمی-پژوهشی پترولوژی دانشگاه اصفهان که با پیشنهادهای سازنده خویش به بهتر شدن ساختار این پژوهش کمک نموده‌اند، تشکر و قدردانی می‌نمایند.

منابع

Amel, N. (2008) Petrology and Petrogenesis of Plio-Quaternary magmatic rocks of Azerbaijan- NW Iran. PhD thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).

Arjomandzadeh, R. (2006) Study of hypogen alteration and gold mineralization in Kharvanag aera, east Azarbijan. MSc thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).

Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. Chemical Geology 48: 43-55.

Behrouzi, A. Amini Fazl, A. and Amini Azar, B. (1997) Explanatory text of Bostanabad. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 5265, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).

Castillo, P. R., Janney, P. E. and Solidum, R. U. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. Contributions to Mineralogy and Petrology 134: 33-51.

Chayes, F. (1984) Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt- trachyte association. Journal of Geophysical Research 68: 19-43.

Condie, K. C.(1981) Geochemical and isotopic constraints on the origin and source of Archaean granites. Geological Society of Australia Special Publication 7: 469-79.

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 Markis, J. (1993) The gravity field and crustal structure of Iran. in geodynamic project (geotraverse) in Iran. Report no. 51: 51-68, Geological Survey of Iran.

Di Girolamo, P., Nardi, G. and Stanzione, D. (1976) Occurrence of calc-alkaline two-pyroxene andesites from deep bore-holes in the Phlegraean fields. petrographic and petrochemical data. rendiconti dell'Accademia di Scienze Fisiche e Matematiche 43: 1-29.

Dilek, Y. and Altunkaynak, S. (2009) Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab breakoff and lithospheric tearing in anorogenic belt. In: Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Subduction zone (Eds. Hinsbergen, D. J. J., Edwards, M. A. and Govers, R.) special publication 311: 213-233. Geological Society, London.

Drummond, M. S., Defant, M. J. and Kepezhinskas, P. K. (1996) Petrogenesis of slab derived-tonalite-decite adakite magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences 87: 205-215.

Hamooni, S. J. and Karimpour, M. H. (2013) Geology, mineralization, geochemistry and petrology of intrusions of the Roud Gaz prospect area southeast of Gonabad. Petrology 4(15): 77-96 (in Persian).

Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971)A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Science 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.

Jian-Wei, L., Xin-Fu, Z., Mei-Fu Z., Paulo, V., Chang-Qian, M., Xiao-Dong, D., Zorano -Sergio D. S., Yong- Xin, Z. and Gang, Wu. (2007) Origin of the Tongshankou porphyry- skarn Cu- Mo deposit, eastern Yangtze craton, eastern China: geochronological, geochemical and Sr- Nd- Hf isotopic constraints. Mineralium Deposita 45: 242-262.

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. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram. Journal of Petrology 27: 745-750.

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lamere, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H. and Woolley, A. R. (2002) Igneous rocks: a classification and glossary of terms, recommendations of the international union of geological sciences, subcommission of the systematics of igneous rocks. Cambridge University Press 15: 521-662.

Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin 101: 635-643.

Martin, H. (1986) Effect of steeper Archaean gradient on geochemistry of subduction- zon magmas. Geology 14: 735-756.

Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite، tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos 79: 1-24.

Atherton, M. P., Sanderson, M. L., Wander, V. and McCourt, W. (1985) The volcanic cover: chemical composition and the origin of the magmas of the calipuy group. In: Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes (Eds. Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J., Beckinsale, R.) 273-284. Springer.

Moinevaziri, H. (1985) Volcanisme Tertiaire et Quarernaire en Iran. PhD thesis, Paris University, Paris, France.

Moinevaziri, H. and Aminsobhani, I. (1978) Volcanological and volcanosedimentological study of Sahand mountain. Report, University of Tarbeyat Moallem, Tehran, Iran (in Persian).

Morris, P. A. (1995) Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismcity in southwest Japan. Geology 23: 395-398.

Murray, C. G. (1996) Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: feeder pipes of andesitic volcanoes. Geological Society of American 132: 35-313.

Nobutaka, T., Jun-Ichi, K. and Hiroo, K. (2007) Petrogenesis of early Cretaceous adakitic granites from the Kitakami mountains, Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research 45(2): 64-82.

Pirmohammadi Alishah, F., Ameri, A., Jahangiri, A., Mojtahedi, M. and Keskin., M. (2012) Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the south of Tabriz (Sahand volcano). Petrology 3(9): 37-56 (in Persian).

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.

Rollinson, H. and Martin, H. (2005) Geodynamic controls of adakite, TTG and sanukitoid genesis: implications for models of crust formation. Lithos 79: 4-7.

Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London.

Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology 97: 629-642.

Sen, C. and Dunn, T. (1994) Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa: implications for the origin of adakites. Contributions to Mineralogy and Petrology 117: 394-409.

Smith, R. L. (1979) Ash-flow magmatism. Gological Society of America Bulletin 180: 5-27.

Sun, S. S. (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from midocean ridges, ocean islands and island arcs. Geological Society of London Special Publication 297: 409-445.

Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean Basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society, London.

Thieblemont, D., Stein, G., and Lescuyer, J. L. (1997) Gisements epithermaux et porphyriques, la connexion adakite: Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II: Sciences de la Terre et des Planetes 325: 103-109.

Xiao, L., Zhang, H. F., Clemens, J. D. and Wang, Q. W. (2006) Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan plateau: petrogenesis and implications for tectonic evolution. Lithos 54: 173-206.

Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S. and Yousefi, F. (2011) Geochemistry and petrogenesis of Givshad volcanic and subvolcanic rocks (southwest of Birjand, east of Iran). Petrology 2(7): 39-50 (in Persian).

Genesis of adakitic magmatism in Sahand region Eastern Azarbaijan

Farhad Pirmohammadi [1] * and Ahmad Jahangiri [2]
[1] Department of Geology, Islamic Azad University, Shabestar Branch, Shabestar, Iran
[2] Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract
We present new whole rock geochemical data for the Sahand dacite and rhyolite rocks lying in the south of Tabriz, and formed during the Oligo-Miocene period, when the collision between the Arabian and the Eurasian plates occurred following the subduction of Neo-Tethys ocean during the Cenozoic. The investigated rocks were emplaced into the late Cretaceous and Eocene sedimentary, volcano-clastic and volcanic rocks. The dacite and rhyolite rocks are characterized by low Y and high Sr concentrations and highly fractionated LREE/HREE patterns, the common characteristics of slab melt-derived adakites. Geochemical studies indicate that lava flows belong to calc-alkaline magmatic series and their parent magmas have not been subjected to extensive fractionated. The highly enrichment of LREE compared to HREE, high contents of LILE relative to HFSE and significant anomalies of Nb, P and Ti suggest a subduction-related volcanism. In the trace and major elements correlation diagrams, the Sahand samples are plotted in the field of high-Si adakite. Also, the Sahand adakites show higher MgO and Mg# contents. Which is interpreted as reflecting interactions between the ascending adakitic magma and the overlying mantle wedge. These rocks belong to the post-collisional arcs. In this tectonic setting, magma ascent is controlled by strike-slip faulting and associated pull-apart extensional tectonic.

Key words: Adakite, Overlying mantle wedge, Subduction, Sahand, Orumieh-Dokhtar

* petrofarhad@yahoo.com