

پتروژنز و جایگاه تکتونیکی گنبد‌های نیمه آتشفشانی-آتشفشانی سهند

جلیل قلمقاش* و راضیه چهارلنگ

پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

چکیده

آتشفشان سهند در شمال غرب ایران قرار گرفته است. این آتشفشان یک استراتوولکان و در برگیرنده فعالیت‌های انفجاری (شامل مواد آذرآواری) و جریان‌های گدازه‌ای میوسن-کواترنری است. آخرین مرحله از فوران این آتشفشان شامل گنبد‌های نیمه آتشفشانی-آتشفشانی با ترکیب داسیتی تا ریولیتی بوده است که در این پژوهش به عنوان سهند جوان مورد بررسی قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها دارای ویژگی‌های پتروگرافی از جمله: بافت غربالی و زونینگ در پلاژیوکلازها است. فراوانی پلاژیوکلاز و آمفیبول، غنی‌شدگی از Ba, Rb و Sr و آنومالی منفی از Nb و Y در نمودارهای چند عنصری عادی‌سازی شده با ترکیب گوشته آغازین، غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE نیز در الگوی توزیع عناصر نادر خاکی عادی‌سازی شده نسبت به کندریت ویژگی‌های بارز سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان است. این ویژگی‌ها و نیز جایگاه این سنگ‌ها در نمودار Y-Sr/Y، ترکیب آداکیتی این سنگ‌ها را نشان می‌دهد. سنگ‌های آداکیتی سهند جوان از نوع آداکیت‌های پرسیلیس است. این سنگ‌ها حاصل ذوب بخشی پوسته‌ای (پوسته قاره‌ای پایینی ضخیم‌شده یا پوسته اقیانوسی) با ترکیب سنگ منشأ گارنت‌دار است که در مسیر صعود دچار تحولات ماگمایی شده‌اند و در ارتباط با برخورد قاره‌ای اوراسیا-عربی تشکیل شده‌اند. واژه‌های کلیدی: منشأ پوسته‌ای، آداکیت پرسیلیس، داسیت، ریولیت، سهند جوان، تبریز، ایران مرکزی

مقدمه

آتشفشان سهند در شمال پهنه زمین‌درز تتیس جوان و در محل پهنه برخورد قاره‌ای دو ورقه اوراسیا و عربی قرار گرفته است (Imamverdiyev and Mamedov, 1996). این آتشفشان در شمال غرب ایران، چهل کیلومتری جنوب شرق تبریز و شرق دریاچه ارومیه قرار گرفته است. از لحاظ پهنه‌بندی ساختاری-رسوبی ایران آتشفشان سهند در پهنه

ایران مرکزی واقع شده است (Aghanabati, 2004). طبق بررسی‌های سن‌سنجی انجام شده توسط Moinevaziri و Aminesobhani (۱۹۷۷) سهند آتشفشان سهند میوسن-کواترنری است. این آتشفشان بر روی سنگ‌های کنگلومرا و آهکی با سن ژوراسیک-کرتاسه و میوسن قرار گرفته است (Moinevaziri and Aminesobhani, 1977). طبق نظر این پژوهشگران لایه آهکی دارای فسیل‌های

پکتن است و توسط رسوبات تخریبی و تبخیری پوشانده شده است. زمین‌شناسی آتشفشان سهند به دلیل قرارگیری آن در یک منطقه برخورد قاره‌ای مورد علاقه پژوهشگران زیادی بوده است (Moinevaziri and Aminesobhani, 1977; Jahangiri and Ghauori Khasraghi, 2002; Ashrafi, 2006; Pirmohammadi, 2012). ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های کواترنری این آتشفشان از جمله: مقادیر بسیار پایین HREE و Y؛ همچنین، مقادیر بالای LILE و LREE مشابه با ویژگی‌های سنگ‌های آداکیتی ارائه شده توسط Defant و Drummond (۱۹۹۰) و Castillo (۲۰۰۶) است که توسط Pirmohammadi (۲۰۱۲) نیز بیان شده است. در بررسی‌های پیشین توسط Pirmohammadi (۲۰۱۲) منشأ این سنگ‌ها، ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فروانده تئیس جوان بیان شده است.

با توجه به قرار گرفتن آتشفشان سهند در پهنه برخورد قاره‌ای که همراه با ضخیم شدگی پوسته قاره‌ای بوده است (Taghizadeh-Farahmand et al., 2010) و احتمال ذوب این پوسته به عنوان منشأ آداکیت‌های سهند جوان، در این پژوهش تلاش شده است با توجه به ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های گنبد‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی سهند، نوع و منشأ آنها را با استفاده از بررسی‌های جدیدتر تعیین نموده و مدل خاستگاهی جدیدی ارائه نماییم.

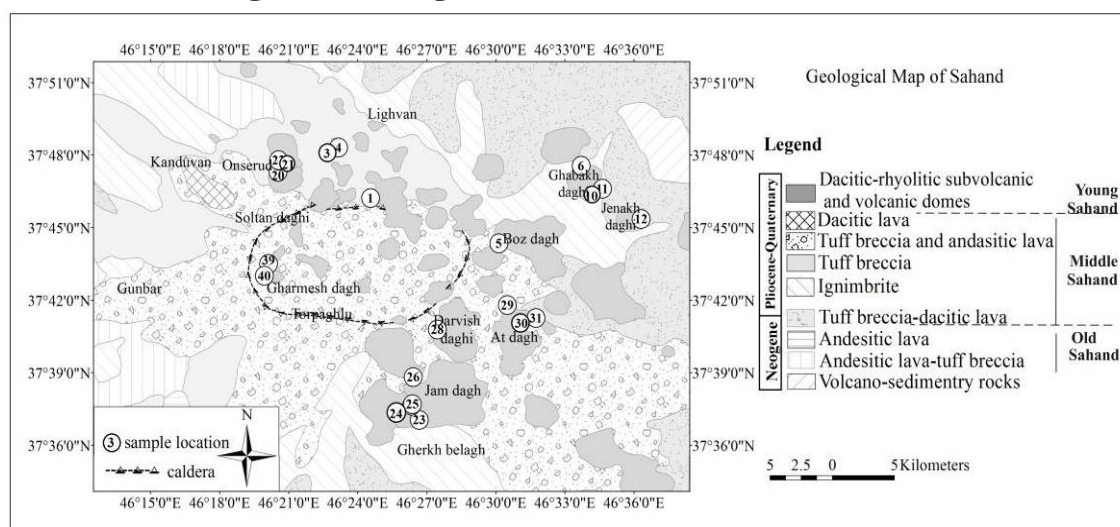
زمین‌شناسی و ویژگی‌های صحرایی

آتشفشان سهند در چندین مرحله و به تناوب، فعالیت‌های آتشفشانی انفجاری (شامل: مواد آذرآواری) و جریان‌های گدازه‌ای را پشت سر گذاشته است (شکل ۱) و یک آتشفشان

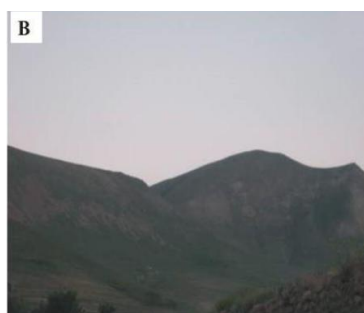
استراتوولکان است (Moinevaziri and Aminesobhani, 1977). طبق ویژگی‌های صحرایی جدید، پتروگرافی و ژئوشیمی، واحدهای آتشفشانی سهند را به سهند قدیمی، سهند میانی و سهند جوان تقسیم نموده‌ایم (در این پژوهش فقط منشأ و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های سهند جوان بررسی شده است). در دید اولیه، سهند از واحدهای متناوب گدازه و مواد آذرآواری پدید آمده است که توسط گنبد‌هایی قطع شده‌اند و از این لحاظ می‌توان آن را به سهند قدیمی (گدازه و مواد آذرآواری) و سهند جوان (گنبد‌ها) تقسیم نمود. با توجه به سن‌سنجی Moinevaziri and Aminesobhani (۱۹۷۷) اولین فعالیت آتشفشانی سهند تنها در بخش غربی آتشفشان (روستای قرمزگل) مشاهده می‌شود که به سن ۱۲ میلیون سال است و سپس توسط تشکیلات آتشفشانی سلطان-قارمش‌داغ پوشیده شده است (Moinevaziri and Aminesobhani, 1977). با در نظر گرفتن قدیمی‌تر بودن این بخش از سهند، رخنمون اندک (فقط در بخش غربی)، متمایز بودن ویژگی‌های صحرایی (ترکیب آندزیتی)، پتروگرافی و ژئوشیمیایی آن از بخش‌های دیگر آتشفشان، این بخش به عنوان سهند قدیمی در نظر گرفته شده است. سهند میانی شامل: سنگ‌های آذرآواری و گدازه است که ترکیب حدواسط تا اسیدی (تراکی-آندزیت تا داسیت) داشته و در سراسر آتشفشان سهند (شمالی، جنوبی، شرقی و غربی) برونزد دارد. بر طبق سن‌سنجی Moinevaziri and Aminesobhani (۱۹۷۷) سنگ‌های در نظر گرفته شده به عنوان سهند میانی ۵/۵ میلیون سال دارد. همچنین، طبق نظر Chiu و همکاران (۲۰۱۳) این سنگ‌ها سنی حدود ۳/۵ تا ۵/۶ میلیون سال دارد. این پژوهشگران سن آتشفشان سهند را از ۵/۶ میلیون سال می‌دانند. سهند جوان را گنبد‌های

ترکیب حدواسط تا اسیدی (تراکی‌آندزیتی تا داسیتی) دارد. این گنبد‌ها که در ارتباط با آخرین فوران سهند است بیشتر در قسمت مرکزی و شرقی آتشفشان سهند برونزد دارد. گنبد‌های آتشفشانی به سطح زمین رسیده و سرد شده‌اند و جریان یافتگی در آنها دیده می‌شود (شکل ۲- A و B) درحالی که گنبد‌های نیمه آتشفشانی قبل از رسیدن به سطح زمین سرد شده‌اند و جریان یافتگی در آنها دیده نمی‌شود (شکل ۲- C و D).

نیمه آتشفشانی و آتشفشانی تشکیل می‌دهد که در سر تا سر آتشفشان سهند پراکنده بوده و رخنمون دارد. سنگ‌های سهند جوان طبق سن‌سنجی Moinevaziri و Aminesobhani (۱۹۷۷) حدود ۱۴۰ تا ۴۰۰ هزار سال دارد. سنگ‌های سهند جوان به صورت گنبد‌های نیمه آتشفشانی و آتشفشانی سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌ای سهند قدیمی و سهند میانی را قطع نموده است (شکل ۱). گنبد‌های سهند جوان



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی آتشفشان سهند؛ در این نقشه سهند قدیمی، میانی و جوان تفکیک شده‌اند و محل نمونه‌برداری نمونه‌های سهند جوان که در این پژوهش بررسی شده‌اند مشخص شده است.



شکل ۲- A و B) گنبد‌های آتشفشانی؛ A) اروانه کوه، دید به شمال؛ B) شرق عنصرود، دید به جنوب‌شرق؛ C و D) گنبد‌های نیمه آتشفشانی؛ C) بزداغ، دید به غرب؛ D) جام‌داغ (سهند)، دید به شمال

پتروگرافی

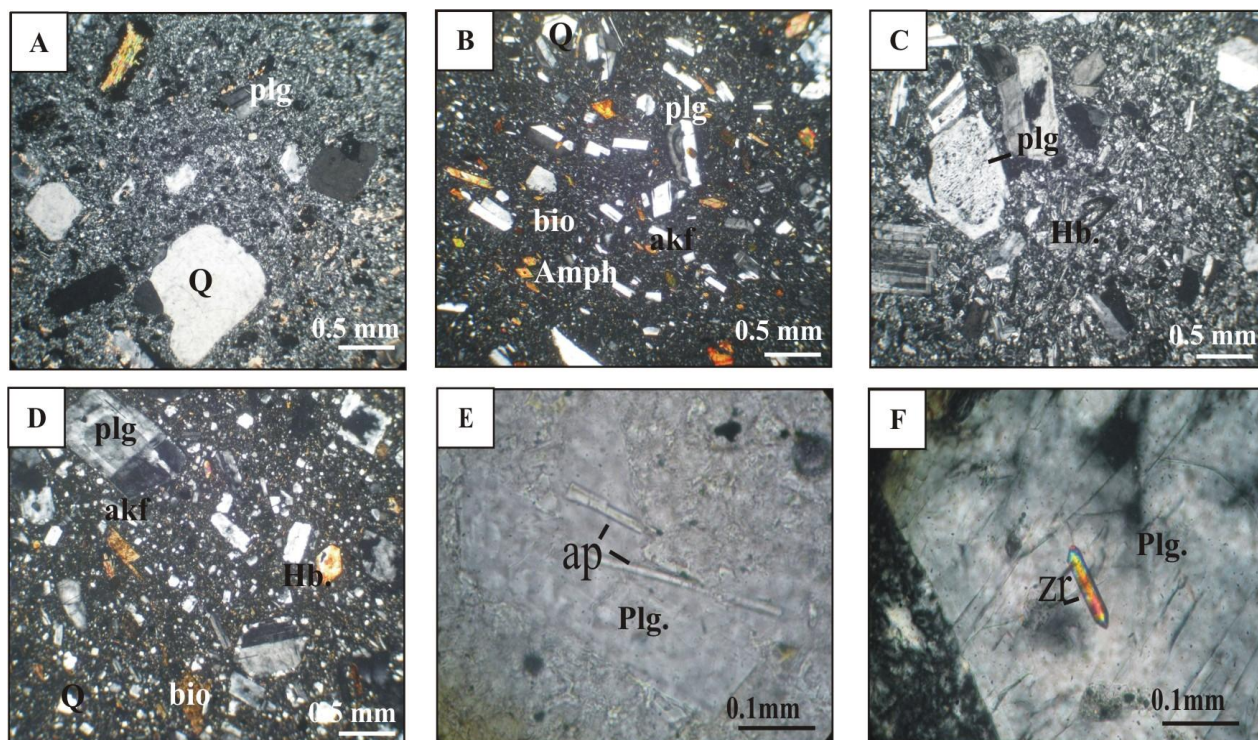
سنگ‌های آتشفشانی سه‌دند جوان در نمونه دستی به رنگ خاکستری و صورتی دیده می‌شود. این سنگ‌ها در نمونه دستی به طور مشخص فلدسپار و آمفیبول دارد و کانی‌های بیوتیت و کوارتز نیز در برخی از آنها نمایان است. برخی از فلدسپارها در نمونه دستی ساخت منطقه‌ای نشان می‌دهد و از نوع پلاژیوکلاز هستند. سنگ‌های گنبدی‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی مختلف در نمونه دستی با ترکیب آندزیتی، تراکی‌آندزیتی و داسیتی نامگذاری شده‌اند.

در مقاطع میکروسکوپی این سنگ‌ها دارای بافت پورفیریک و خمیره میکرولیتی تا میکرولیتی-شیشه‌ای هستند. مقدار میکرولیت و شیشه در این سنگ‌ها متغیر است (با توجه به پراکندگی آنها و آتشفشانی یا نیمه آتشفشانی بودن گنبدیها). اما به طور کلی، مقدار میکرولیت از مقدار شیشه بیشتر است. در برخی از سنگ‌ها بافت جریان‌ی نیز دیده می‌شود (شکل ۳-B و D). در سنگ‌های مختلف، خمیره به طور عمده، چهل تا شصت درصد سنگ را در بر می‌گیرد (شکل ۳). پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز کانی‌های اصلی است (شکل ۳). پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها با ماکل پلی‌سنتتیک، ساخت منطقه‌ای (zoning) و زونینگ نوسانی (اسی‌لاتری) دیده می‌شود که این زونینگ در برخی نمونه‌ها به خوبی دیده می‌شود. زونینگ نوسانی یا اسی‌لاتری نشان‌دهنده تاریخچه طولانی و پیچیده تبلور ماگما است و در سنگ‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی معمول است (Gill, 2010). نوع پلاژیوکلازها با روش میشل لوی و تعیین زاویه خاموشی ماکل‌ها در حد آلبیت-لیگوکلاز است. این کانی همچنین،

دارای بافت غربالی است (شکل ۳-C) و در برخی از نمونه‌ها، خوردگی در حاشیه این کانی نمایان است. بافت غربالی نمایانگر کاهش سریع فشار از ماگما، نقش آلودگی پوسته یا اختلاط ماگمایی است (Gill, 2010). در شواهد صحرایی، اختلاط ماگمایی مشاهده نمی‌شود. آمفیبول از نوع هورنبلند است و به صورت شکل‌دار با حاشیه اپاسیته و خوردگی وجود دارد. آلکالی‌فلدسپار با ماکل کارلسباد در خمیره سنگ دیده می‌شود (شکل ۳-B). کوارتز نیز به صورت درشت‌بلور و ریزبلور، به صورت نیمه شکل‌دار و با حاشیه خلیجی در خمیره سنگ وجود دارد (شکل ۳-A). زیرکن، آپاتیت و کانی اپاک کانی‌های فرعی‌اند (شکل ۳-E و F). آپاتیت به مقدار فراوان در این سنگ‌ها دیده می‌شود و به صورت سوزن‌هایی در ارتباط با فلدسپارها نمایان است (شکل ۳-E). این سنگ‌ها با توجه به ترکیب کانیایی مشاهده شده، داسیتی و ریولیتی‌اند.

روش انجام پژوهش

برای انجام بررسی‌های ژئوشیمیایی از گنبدی‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی پراکنده در سراسر آتشفشان سه‌دند، تعداد بیست و یک نمونه از سنگ‌های سه‌دند جوان مورد تجزیه قرار گرفته‌اند. محل نمونه‌برداری سنگ‌هایی که تجزیه شده‌اند در شکل ۱ مشخص شده است. برای تعیین مقادیر اکسیدهای اصلی از روش XRF و برای تعیین عناصر کمیاب و نادرخاکی از روش ICP-MS استفاده شده است (جدول ۱). انجام تجزیه‌ها در آزمایشگاه‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و مرکز پژوهش‌های کاربردی کرج انجام شده است.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های سهند جوان؛ (A) کوارتز نیمه شکل‌دار و پلاژیوکلاز در یک سنگ ریولیتی (XPL)؛ (B) زونینگ پلاژیوکلاز، بافت جریانی و آلکالی‌فلدسپار در یک سنگ با ترکیب داسیتی (XPL)؛ (C) بافت غربالی در پلاژیوکلاز و ماکل پلی‌سنتتیک در پلاژیوکلاز در یک سنگ با ترکیب داسیتی (XPL)؛ (D) زونینگ پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت در سنگی با ترکیب داسیتی (XPL)؛ (E) آپاتیت در کنار پلاژیوکلاز (PPL)؛ (F) کانی فرعی زیرکن در کنار پلاژیوکلاز (XPL) نمایان است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سهند جوان؛ عناصر اصلی برحسب wt.% و عناصر کمیاب و نادر خاکی برحسب ppm است.

sample	Sa.1	Sa.3	Sa.4	Sa.5	Sa.6	Sa.10	Sa.11	Sa.12	Sa.20	Sa.21	Sa.22
SiO ₂	74.08	75.09	69.76	74.28	73.85	73.96	73.39	73.32	72.74	72.12	72.24
Al ₂ O ₃	14.74	13.43	14.95	14.57	13.82	13.92	13.82	14.41	15.01	14.01	14.64
Fe ₂ O ₃	1.64	2.04	2.87	1.8	1.5	1.46	1.35	1.65	2.18	2.04	2.1
CaO	2.5	2.63	3.68	2.72	2.51	2.37	2.37	2.83	2.62	3.58	3.09
MgO	0.46	0.56	0.79	0.38	0.39	0.43	0.42	0.45	0.53	0.5	0.44
Na ₂ O	3.33	3.08	2.96	3.43	3.15	3.05	2.98	3.23	3.21	3.11	3.16
K ₂ O	2.46	1.9	2.1	2.23	2.36	2.32	2.26	2.33	2.5	2.55	2.73
P ₂ O ₅	0.1	0.19	0.24	0.12	0.12	0.13	0.12	0.11	0.19	0.23	0.28
TiO ₂	0.22	0.31	0.43	0.24	0.21	0.2	0.22	0.22	0.33	0.33	0.32
MnO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
L.O.I	0.32	0.63	2.06	0.1	1.93	2	2.88	1.3	0.55	1.36	0.81
Total	99.85	99.86	99.84	99.87	99.84	99.84	99.81	99.85	99.86	99.83	99.81
Mg#	52.62915	52.101	52.1693	45.556	50.76	53.8617	55.2199	51.931	49.0672	49.265	45.36768
Ce	27.54	53.53	51.57	35.47	41.97	40.12	51.88	33.65	48.69	56.82	58.41
Dy	1.12	1.59	1.74	1.17	0.98	0.96	1.23	1.04	1.64	1.74	1.87
Er	0.52	0.7	0.8	0.54	0.44	0.41	0.52	0.53	0.71	0.93	0.5
Eu	0.49	0.82	0.74	0.63	0.66	0.57	0.71	0.47	0.77	0.82	0.94
Gd	1.47	2.59	2.68	1.85	1.82	1.75	2.3	1.58	2.55	2.75	2.92
Hf	2.36	2.42	4.2	1.93	2.62	2.3	2.9	3.36	1.68	3.12	3.4
Ho	0.21	0.29	0.32	0.21	0.17	0.16	0.2	0.19	0.3	0.34	0.36
La	17.9	33	30.31	24.59	29.93	26.5	34	22.06	29.66	34.51	36.6
Lu	0.08	0.09	0.11	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.08	0.12	0.12

sample	Sa.1	Sa.3	Sa.4	Sa.5	Sa.6	Sa.10	Sa.11	Sa.12	Sa.20	Sa.21	Sa.22
ادامه جدول ۱											
Nb	12.36	13.55	12.56	11.28	11.6	11.12	14.5	10.82	15.57	17.13	17.22
Nd	9.41	21.28	18.91	13.38	15.15	12.8	15.69	11.11	19.06	21.99	24.01
Pr	2.75	5.9	5.46	3.59	4.06	3.9	4.92	3.16	5.52	6.11	6.68
Sc	3.51	5.88	6.02	5.35	3.45	2.85	3.79	3.59	5.07	5.43	5.52
Sm	1.7	2.86	2.9	2.07	2.11	1.99	2.53	1.74	2.94	3.05	3.02
Ta	1.96	1.12	0.83	1.04	0.94	0.99	1.26	1.01	2.52	1.39	1.13
Tb	0.23	0.39	0.39	0.26	0.24	0.22	0.28	0.23	0.38	0.42	0.45
Th	8.36	6.8	6.97	8.66	10.69	10.47	13.4	8.46	7.14	7.64	8.21
Ti	1115.89	2374.9	2602.17	1887.3	1562.6	1499.58	1915.73	1282	2213.69	2389.6	2623.92
Tm	0.09	0.12	0.13	0.09	0.07	0.07	0.08	0.09	0.12	0.15	0.15
U	4.98	1.31	2.11	1.85	3.29	2.82	3.58	3.79	1.6	2.61	3.21
Y	6.2	8.3	8.84	6.29	5.12	4.64	5.76	5.79	8.09	9.68	10.25
Yb	0.58	0.71	0.83	0.57	0.45	0.38	0.48	0.54	0.65	0.91	0.91
Zr	52.37	79.1	173.18	59.7	83.76	71.53	94.09	82.64	29.92	98.37	112.62
Be	1.66	1.54	1.26	1.13	1.22	1.07	1.56	1.35	1.75	1.85	1.78
Bi	0.28	0.02	0.12	0.03	0.19	0.18	0.25	0.18	0.05	0.12	0.04
Co	2.23	6.71	6.95	3.85	1.75	1.81	3.45	3.08	7.25	7.25	7.05
Cr	57.87	30.29	26.35	32.34	31.69	15.19	29.2	29.94	37.7	22.8	27.91
Cu	8.47	34.21	31.57	22.28	13.82	15.01	20.09	18.38	32.64	33.97	31.56
Ga	17.78	19.22	18.97	15.89	16.65	16.15	22.58	17.87	20.48	21.19	20.39
Ge	0.84	0.89	0.95	0.89	0.85	0.85	1.03	0.87	0.74	0.87	0.93
Mn	290.43	422.07	421.06	272.68	225.42	236.2	309.48	266.22	415.37	474.86	469.1
Mo	0.32	0.45	1.17	0.29	0.45	0.39	0.61	0.46	0.13	0.48	0.58
Pb	18.26	15.72	14.07	13.91	15.42	17.25	21.36	18.66	19.93	22.76	27.71
Rb	71.66	43.88	41.88	52.97	54.02	57	84.57	59.44	67.97	62.66	63.22
Zn	15.28	41.85	38.72	49.06	21.27	30.91	48.23	29.84	49.49	64.55	54.35
Ba	686	840	668	640	727	766	773	654	1064	928	1008
Sr	426	678	487	490	471	470	477	529	503	561	579

sample	Sa.23	Sa.24	Sa.25	Sa.26	Sa.28	Sa.29	Sa.30	Sa.31	Sa.39	Sa.40
SiO ₂	73.1	71.54	73.74	70.05	73.65	75.28	71.7	73.15	69.88	67.03
Al ₂ O ₃	15.45	14.63	15.01	14.9	14.39	14.13	13.86	15.17	16.75	16.21
Fe ₂ O ₃	1.82	2.6	1.64	2.6	2.07	1.46	1.62	1.85	3.14	2.92
CaO	2.66	2.87	2.59	3.52	2.17	2.16	2.32	2.92	4.12	3.98
MgO	0.36	0.53	0.4	0.85	0.48	0.47	0.42	0.54	0.31	1.07
Na ₂ O	3.38	2.9	3.43	2.71	2.7	3.02	3.13	3.23	2.43	2.56
K ₂ O	2.13	2.78	2.01	2.44	2.72	2.28	2.21	2.18	2.42	2.25
P ₂ O ₅	0.11	0.26	0.13	0.21	0.23	0.14	0.2	0.17	0.2	0.23
TiO ₂	0.26	0.34	0.21	0.33	0.24	0.2	0.24	0.26	0.41	0.36
L.O.I	0.58	1.34	0.71	2.24	1.2	0.72	4.14	0.38	0.21	3.27
Total	99.85	99.79	99.87	99.85	99.85	99.86	99.84	99.85	99.87	99.88
MnO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Mg#	43.9252	44.6823	49.1332	56.4356	47.889	56.06	50.68	53.6429	28.117	59.201428
Ce	43.28	74.7	46.05	76.85	62.82	42.98	39.76	36.27	41.56	48.54
Dy	0.96	2.05	1.1	1.74	1.66	0.74	1.19	1.11	1.31	1.62
Er	0.37	2.2	0.41	0.83	0.71	0.3	0.79	0.48	0.57	0.75
Eu	0.6	1.04	0.61	0.71	0.83	0.59	0.64	0.57	0.64	0.73
Gd	1.95	3.6	2.04	2.46	2.96	1.58	1.87	1.71	2.15	2.51
Hf	0.94	2.39	1.1	3.4	1.97	1.13	1.79	2.06	2.38	2.57
Ho	0.15	0.36	0.17	0.33	0.27	0.14	0.22	0.21	0.22	0.28
La	29.73	37.21	29.87	28.5	37.2	29.91	25.29	24.21	24.3	28.34
Lu	0.05	0.12	0.05	0.11	0.09	0.04	0.06	0.06	0.07	0.1
Nb	12.36	21.09	11.03	11.07	14.43	11.3	10.24	10.17	12.17	13.63
Nd	14.1	23.92	14.75	19.76	22.63	13.92	15.54	15.04	15.96	17.93
Pr	4.51	7.28	4.58	5.07	6.64	4.01	4.29	3.88	4.42	5.1

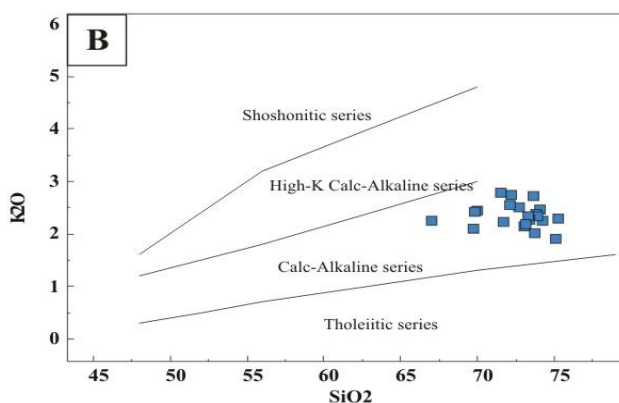
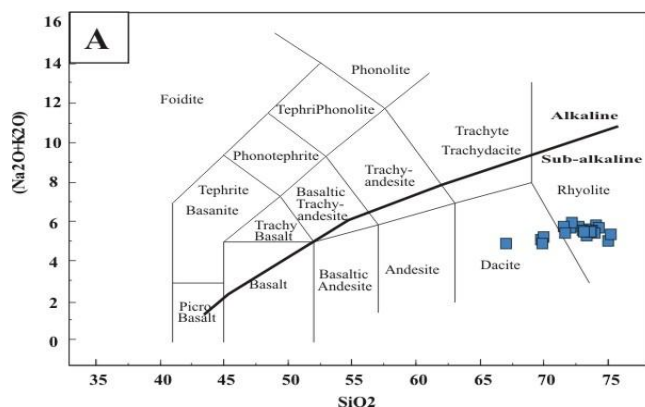
sample	Sa.23	Sa.24	Sa.25	Sa.26	Sa.28	Sa.29	Sa.30	Sa.31	Sa.39	Sa.40
ادامه جدول ۱										
Sc	3.56	7.05	3.86	6.45	4.8	3.53	4.25	4.26	5.12	6.1
Sm	2.06	3.95	2.28	2.86	3.19	1.85	2.13	1.99	2.53	2.91
Ta	1.47	3.99	1.4	0.51	0.94	1.44	1.43	4.39	0.98	1.96
Tb	0.25	0.47	0.27	0.38	0.4	0.2	0.28	0.28	0.3	0.35
Th	9.86	9.36	10.55	8.29	8.54	8.5	7.21	6.61	5.32	7.02
Ti	1719.98	3046.75	1932.77	2245.18	2060.1	1709	1767	1566.11	1870.1	2285.55
Tm	0.05	0.15	0.06	0.14	0.12	0.04	0.09	0.08	0.09	0.12
U	1.25	2.82	1.46	3.45	2.79	1.54	2.25	2.26	1.11	2.51
Y	4.21	9.17	4.62	9.09	7.96	3.47	6.15	5.91	6.31	8.33
Yb	0.31	0.84	0.41	0.93	0.67	0.26	0.51	0.5	0.52	0.77
Zr	21.43	56.29	31.51	124.57	54.7	27.29	45.17	46.28	57.49	73.83
Be	1.42	1.8	1.33	1.67	1.34	1.7	1.38	1.88	1.78	1.67
Bi	0.05	0.06	0.03	0.17	0.07	0.04	0.04	0.14	0.02	0.03
Co	4.87	9.05	5.36	7.88	5.39	4.38	5.52	5.61	6.42	7.47
Cr	19.12	28.01	26.88	20.56	19.69	27.16	28.66	39.26	44.56	40.23
Cu	15.07	30.54	19.94	27.34	26.47	17.08	20.57	22.3	38.1	30.9
Ga	17.97	19.5	19.25	19.72	18.22	18.61	18.62	19.86	17.98	17.81
Ge	0.81	0.72	0.82	0.92	0.94	0.97	0.92	0.92	1.2	1.4
Mn	257.08	447.19	290.65	455.35	336.3	261.7	290.1	315.98	378.36	475.62
Mo	0.02	0.3	0.09	0.7	0.26	0.16	0.32	0.27	0.17	0.37
Pb	14.59	19.63	17.45	18.16	20.65	16.85	19.67	19.67	12.38	18.02
Rb	46.56	60.08	50.57	66.52	63.74	56.39	63.27	68.37	51.09	53.3
Zn	52.03	57.26	37.62	45.14	60.63	57.61	80.61	53.66	49.7	51.67
Ba	719	1138	645	839	1012	837	843	732	613	729
Sr	505	741	444	541	564	453	515	532	349	410

ژئوشیمی

ژئوشیمی عناصر اصلی

سنگ‌های بررسی شده دارای مقدار سیلیس بالا (بین ۶۷/۰۳ تا ۷۵/۲۸ درصد وزنی) است. مقدار MgO در این سنگ‌ها (۰/۳۱ تا ۱/۲۵ درصد وزنی) و مقدار Al_2O_3 (۱۳/۴۳ تا ۱۶/۷۵) است. در نمودار $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ از Bas و Le و همکاران

(۱۹۸۶) این سنگ‌ها در محدوده ترکیبی داسیت تا ریولیت و طبق خط جداکننده آلکان از ساب‌آلکان از Maitre و همکاران (۲۰۰۲) در محدوده سنگ‌های ساب‌آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۴-۱). سنگ‌های سهند جوان همچنین، در نمودار SiO_2-K_2O از Taylor و Peccerillo (۱۹۷۶) در محدوده سنگ‌های کالک‌آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۴-۲).



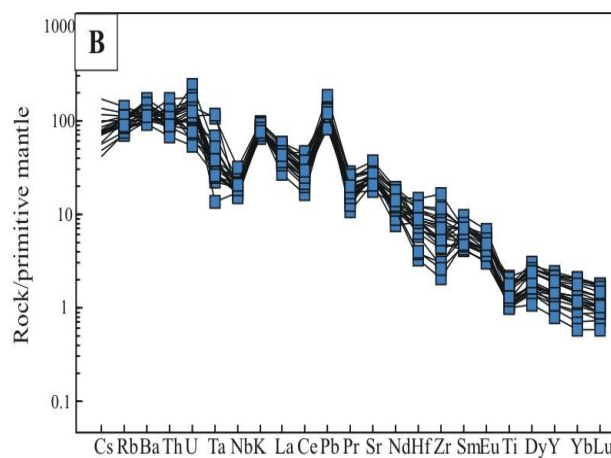
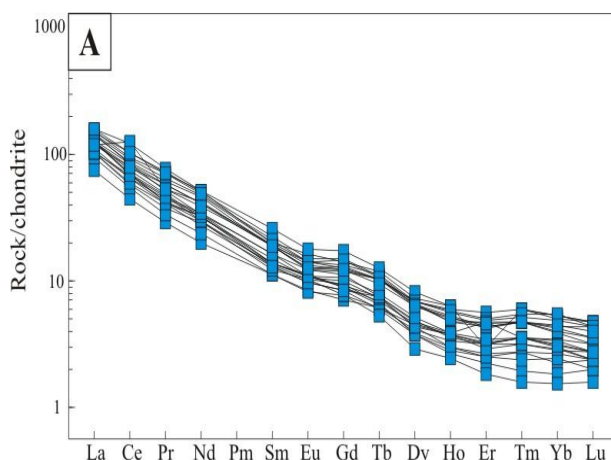
شکل ۴-۱) نمودار $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ از Bas و Le و همکاران (۱۹۸۶)؛ خط جداکننده آلکان از ساب‌آلکان برگرفته از Maitre و همکاران (۲۰۰۲) (B) نمودار SiO_2-K_2O از Taylor و Peccerillo (۱۹۷۶)

ژئوشیمی عناصر فرعی

سنگ‌های آتشفشانی سه‌د جوان در الگوی توزیع عناصر نادر خاکی عادی سازی شده نسبت به کندریت از Sun و McDonough (۱۹۸۹) از مقادیر LREE (Ce و La) نسبت به HREE (Lu و Yb) غنی شده‌اند (شکل ۵-A). تهی‌شدگی از HREE در این نمودار نشان‌دهنده حضور گارنت به عنوان فاز بازماندی و ذوب نشده در منشأ است (Karsli *et al.*, 2010). زیرا گارنت مخزن عناصر نادر خاکی سنگین است (Rudnick, 1990). همچنین، غنی‌شدگی از LREE شاید نشان‌دهنده ذوب پلاژیوکلاز در سنگ منشأ باشد (Rudnick, 1990). در نمودار چند عنصری عادی سازی شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه از Sun و McDonough (۱۹۸۹) مقادیر LILE (Ba, Rb و Sr) و Pb دارای غنی‌شدگی نسبت به HFSE است و Yb, Ti, Nb, Lu و Yb آنومالی منفی نشان می‌دهد (شکل ۵-B). غنی‌شدگی از عناصر Ba, Rb و Sr نشانه ذوب بخشی پلاژیوکلاز سنگ منشأ است که مخزن این عناصر هست (Rudnick, 1990) و غنی‌شدگی از Pb نشان‌دهنده نقش پوسته بالایی در ایجاد این سنگ‌ها و تحولات ماگمایی در مسیر

پیدایش آنها است (Rudnick and Gao, 2003). آنومالی منفی و تهی‌شدگی از عناصر Y, Lu و Yb به دلیل حضور گارنت ذوب نشده و باقی‌مانده به عنوان مخزن این عناصر در سنگ منشأ است (Rudnick, 1990). آنومالی منفی از Nb و Ti از ویژگی‌های ماگماتیسم وابسته به فرورانش (Ozdemir, 2011) و پوسته قاره‌ای پایینی (Rudnick and Gao, 2003) است. به علاوه، در برخی از نمونه‌ها آنومالی منفی خفیفی از Ta دیده می‌شود و بعضی از نمونه‌ها نیز آنومالی منفی از این عنصر نشان نمی‌دهد. این ویژگی در ترکیب شیمیایی پوسته قاره‌ای پایینی دیده می‌شود (Rudnick and Gao, 2003).

با بررسی نمودارهای مختلف در بخش ژئوشیمی، به ویژه بررسی نمودارهای الگوی توزیع عناصر نادر خاکی و کمیاب، اکنون می‌توان به ویژگی‌های سنگ منشأ پی برد. منشأ سنگ‌های آتشفشانی سه‌د جوان دارای پلاژیوکلاز و گارنت بوده است؛ به نحوی که طی مرحله ذوب و با توجه به فشار و دمای حاکم بر آن پلاژیوکلاز ذوب شده و گارنت به صورت فاز بازماندی و ذوب نشده باقی‌مانده است.



شکل ۵-A) الگوی توزیع عناصر نادر خاکی عادی سازی شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989)؛ B) نمودار چند عنصری عادی سازی شده نسبت به گوشته آغازین (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های سه‌د جوان

بحث

سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان بافت پورفیریک و کانی‌های پلاژیوکلاز با زونینگ عادی، زونینگ نوسانی و بافت غربالی، آمفیبول نوع هورنبلند شکل‌دار به مقدار فراوان، آلکالی‌فلدسپار، کوارتز نیمه شکل‌دار و بیوتیت دارد. مقدار سیلیس این سنگ‌ها بالا (بیشتر از ۶۷/۰۳ درصد) است و ترکیبی داسیتی تا ریولیتی دارد. این سنگ‌ها از لحاظ ویژگی‌های ژئوشیمیایی دارای Y و Yb بسیار پایین ($Y=6/84$ و $Yb=0/6$) و نیز LREE و Sr بالا است ($Sr=528/47$). با توجه به مقدار فراوان کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول، طبق نظر Eyuboglu و همکاران (۲۰۱۱a) و همچنین، وجود تشابه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های سهند جوان با ویژگی‌های سنگ‌های آداکیتی از جمله: ($Yb<1/9ppm$ و $Y<15ppm$, $Sr/Y>20$) از Castillo (۲۰۰۶) و Defant و Drummond (۱۹۹۰) سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان دارای ماهیت آداکیتی است. در نمودار ($Y-Sr/Y$) از Defant و Drummond (۱۹۹۰) مشخص است که سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان در محدوده سنگ‌های آداکیتی قرار می‌گیرد (شکل ۶).

بررسی ماهیت آداکیتی سهند جوان

آداکیت نخستین بار در جزیره آداک توسط Kay (۱۹۷۸) شناسایی شد. سپس Defant و Drummond (۱۹۹۰) آداکیت را برای توصیف گروهی از سنگ‌های حدواسط تا اسیدی که غنی از LREE و LILE و به شدت فقیر از HREE و Y هستند و نیز دارای نسبت‌های بالایی از Sr/Y و La/Yb است، استفاده نمودند. نگاهی دوباره به ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان در شکل‌های ۵ و ۶ و بخش ژئوشیمی نشان می‌دهد

که این سنگ‌ها آداکیتی‌اند. مقدار سیلیس در سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان ۶۷/۰۳ تا ۷۵/۰۹ درصد است. طبق نظر Martin و همکاران (۲۰۰۵) آداکیت‌ها به دو گروه کم‌سیلیس با SiO_2 کمتر از ۶۰ و پرسیلیس با SiO_2 بیشتر از ۶۰ تقسیم می‌شود. بر اساس این تقسیم‌بندی و نیز نمودارهای رایج شده توسط Martin و همکاران (۲۰۰۵) آداکیت‌های گنبد‌های نیمه آتشفشانی-آتشفشانی سهند جوان از انواع آداکیت‌های پرسیلیس است (شکل ۷). طبق نظر Martin و همکاران (۲۰۰۵) آداکیت‌های پرسیلیس از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی متاسوماتیسم شده با گوشته پدید آمده‌اند. در حالی که به نظر Moyen (۲۰۰۹) آداکیت‌های پرسیلیس می‌تواند از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی یا پوسته قاره‌ای ضخیم شده پدید آیند.

منشأ آداکیت‌های سهند جوان

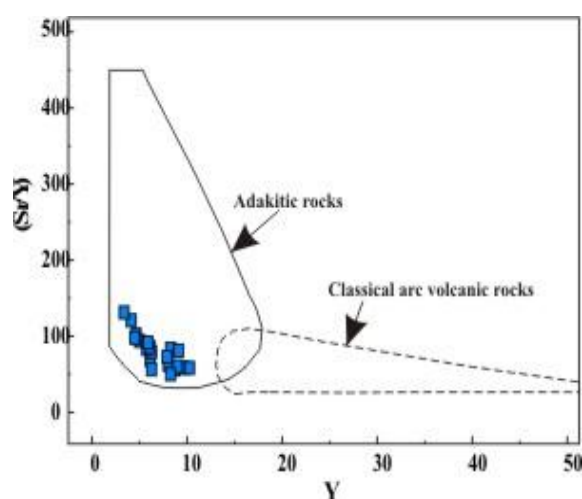
پتروژنز آداکیت‌ها به طور کلی، با حضور گارنت به صورت فاز باقی‌مانده در منشأ یا به صورت فاز بلوری متبلور شده قبلی که پاسخگوی الگوهای شیب‌دار نمودارهای REE باشد، پذیرفته شده است (Gao et al., 2007). مدل‌های مختلف رایج شده برای تولید آداکیت‌ها عبارتند از: الف) ذوب بخشی ورقه اقیانوسی در ارتباط با فرورانش اولیه (Zhu et al., 2007; Kay, 1978; Gao et al., 2009; Yilmaz-Sahin et al., 2010; Gao et al., 2012) و ب) ذوب بخشی پوسته پایینی قاره‌ای (Topuz et al., 2007; Hou et al., 2004; Guo et al., 2011; Eyuboglu et al., 2012) و ج) ذوب بخشی با ضخامت بیش از ۴۰ کیلومتر (Rapp and Watson, 1995). تهی‌شدگی شدید از Y و Yb، شیب زیاد و نسبت بین LREE

سنگ‌های آداکیتی گنبد‌های نیمه آتشفشانی-آتشفشانی سه‌ند جوان به طور متوسط ۰/۵۴ است و به غیر از یک نمونه مقدار MgO زیر یک است. بنابراین، مقدار این نسبت‌ها از Rb/Sr و MgO در آداکیت‌های سه‌ند جوان می‌تواند تأییدی بر منشأ پوسته قاره‌ای برای آداکیت‌های نیمه آتشفشانی-آتشفشانی سه‌ند جوان باشد.

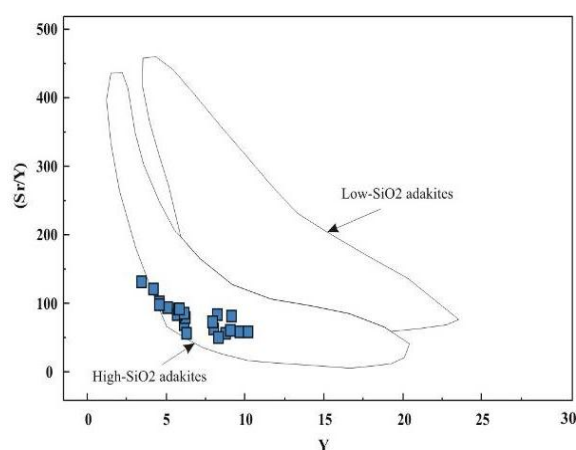
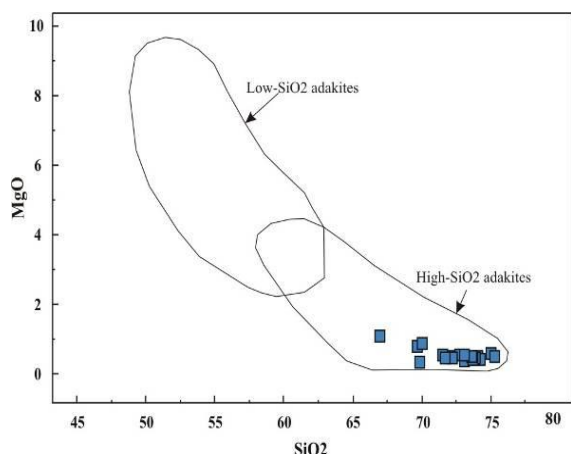
علاوه بر این داده‌ها، نمودارهای مختلفی توسط پژوهشگران مورد استفاده قرار گرفته است. در این نمودارها قسمت‌های مشخص شده برای سنگ‌های منشأ گرفته از پوسته اقیانوسی و پوسته قاره‌ای ضخیم شده دارای هم‌پوشانی هستند (شکل ۹). بنابراین، برای درک نتیجه مستدل‌تر نیاز به داده‌های بیشتری است. در هر صورت با توجه به نوع آداکیت‌های سه‌ند جوان (آداکیت‌های پرسیلیس) این سنگ‌ها از ذوب بخشی پوسته ایجاد شده‌اند و پوسته قاره‌ای حداقل در تحولات ماگمایی این سنگ‌ها نقش داشته است (با توجه به ویژگی‌های بافتی پلاژیوکلازها و بالابودن مقدار Pb که در بخش‌های پتروگرافی و ژئوشیمی بیان شد).

و HREE (شکل ۵) نشان می‌دهد که سنگ‌های آداکیتی پرسیلیس گنبد‌های نیمه آتشفشانی-آتشفشانی سه‌ند از یک منشأ گارنت‌دار با گارنت بازمانده و ذوب نشده پدید آمده‌اند و می‌توانند حاصل ذوب بخشی یکی از این دو منشأ باشد: الف) ذوب بخشی ورقه اقیانوسی یا ب) ذوب بخشی پوسته قاره‌ای ضخیم شده. برطبق Drummond و همکاران (۱۹۹۶) آداکیت‌های مشتق شده از ورقه اقیانوسی به طور کلی، دارای مقادیر پایینی از نسبت Rb/Sr (۰/۰۴ تا ۰/۰۱) هستند. از طرف دیگر، مقدار نسبت Rb/Sr برای آداکیت‌های مشتق شده از پوسته قاره‌ای ضخیم شده ($>0/05$) است (Hou et al., 2004).

مقدار این نسبت برای سنگ‌های آداکیتی سه‌ند جوان بین ۰/۰۶ تا ۰/۱۸ است. همچنین، طبق نظر Whattam و همکاران (۲۰۱۲) مقدار MgO در سنگ‌های آداکیتی که از ورقه اقیانوسی منشأ گرفته‌اند بیشتر از یک است، در حالی که آداکیت‌های قاره‌ای دارای MgO بسیار پایین و کمتر از یک هستند (شکل ۸). این مقدار در

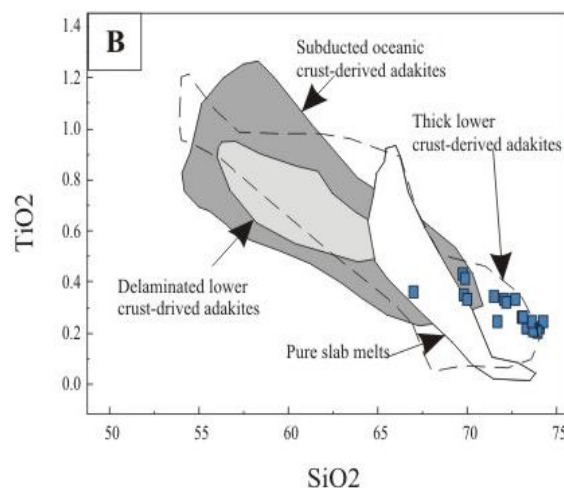
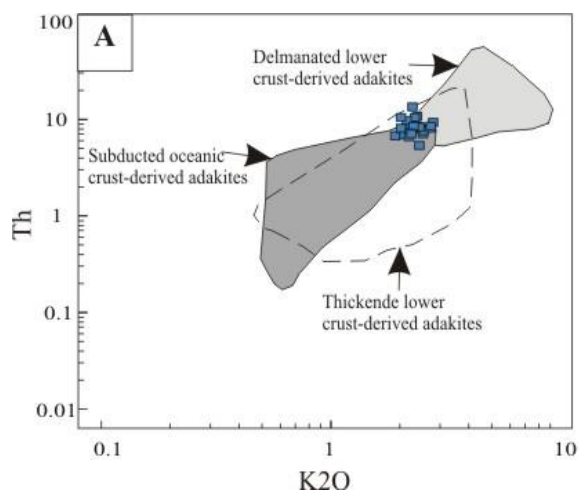
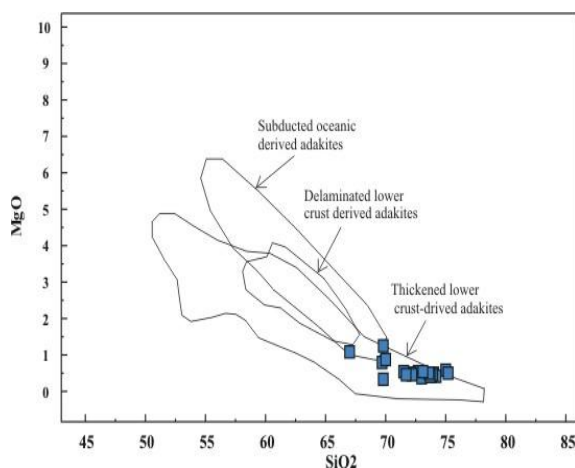


شکل ۶- نمودار Y-Sr/Y جداکننده سنگ‌های آداکیتی از سنگ‌های معمولی (از Defant و Drummond (۱۹۹۰))؛ در این نمودار مشخص است که سنگ‌های آتشفشانی سه‌ند جوان آداکیتی‌اند.



شکل ۷- نمودارهای $Y-Sr/Y$ و SiO_2-MgO برای جدایش آدایت‌های پرسیلیس از آدایت‌های کم‌سیلیس از Martin و همکاران (۲۰۰۵). در این نمودارها سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان در محدوده آدایت‌های پرسیلیس قرار می‌گیرد.

شکل ۸- نمودار SiO_2-MgO از Whattam و همکاران (۲۰۱۲). در این نمودار مشخص است که سنگ‌های آدایتی سهند جوان در قسمت منشأ گرفته از پوسته پایینی ضخیم شده قرار گرفته‌اند.



شکل ۹- نمودارهای تعیین منشأ برای آدایت‌ها؛ (A) نمودار K_2O-Th از Eyuboglu و همکاران (۲۰۱۲) و (B) نمودار SiO_2-TiO_2 از (Eyuboglu et al., 2011b). در این نمودارها بین منشأ ذوب پوسته اقیانوسی و پوسته قاره‌ای ضخیم شده هم‌پوشانی وجود دارد.

عمق پوسته و ترکیب سنگ منشأ

ضخامت پوسته در شمال غرب ایران، ۴۵ کیلومتر و تا حداکثر ۴۸ کیلومتر تعیین شده است (Bayranejad *et al.*, 2007). ضخامت طبیعی برای پوسته در حدود ۳۵ تا ۴۰ کیلومتر است (Rudnick؛ Christensen and Mooney, 1995) and Fountain, 1995). با در نظر داشتن ضخامت طبیعی پوسته و ضخامت در شمال غرب ایران، افزایش ضخامت پوسته در شمال غرب ایران وجود دارد که به دلیل برخورد قاره‌ای بین دو ورقه اوراسیا و عربی بوده است (Taghizadeh-Farahmand *et al.*, 2010). مطالعات نشان می‌دهد که ترکیب پوسته پایینی در حالت طبیعی در حد رخساره گرانولیت است (Fountain *et al.*, 1990؛ Weber *et al.*, 2002). در صورتی که ترکیب پوسته در کمربندهای ضخیم شده مزوزوئیک و سنوزوئیک (مانند: کمربندهای کوهزایی آلپ، هیمالیا و تبت) در حد سنگ‌های رخساره گرانولیت و اکلوژیت است (Lombardo and Rolfo, 2000؛ Leech, 2001). با توجه به ترکیب در نظر گرفته شده توسط Christensen و Mooney (۱۹۹۵) برای پوسته با توجه به عمق آن، گارنت می‌تواند در پوسته پایینی قاره‌ای در شمال غرب ایران (با توجه به افزایش ضخامت ذکر شده) حضور داشته باشد.

به طور کلی، با در نظر گرفتن مجموع شواهد شامل: ماهیت پرسیلیس آداکیت‌های سهند جوان، مقدار نسبت Rb/Sr در آنها، پایین بودن MgO و افزایش ضخامت و ترکیب پوسته در شمال غرب ایران، منشأ پوسته قاره‌ای پایینی ضخیم شده می‌تواند به عنوان منشأ احتمالی برای سنگ‌های آداکیتی سهند جوان در نظر گرفته شود. ماگمای پدید آورنده این آداکیت‌ها می‌تواند حاصل ذوب بخشی پوسته پایینی با ترکیب آمفیبولیت یا

گرانولیت گارنت‌دار در نظر گرفته شود و این در حالی است که احتمال ذوب بخشی پوسته اقیانوسی نیز رد نمی‌شود.

جایگاه تکتونیکی

در نمودار Zr-Nb/Zr از Thieblemont و Tegye (۱۹۹۴) این سنگ‌ها ویژگی سنگ‌های در ارتباط با برخورد قاره‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۱۰).

بر طبق عقیده Defant و Drummond (۱۹۹۰) ماگماهای آداکیتی از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی جوان و داغ فروزانده ایجاد شده‌اند. اما پژوهش‌های بعدی منشأ دیگری برای ماگماهای آداکیتی شناخته‌اند. از جمله: پوسته پایینی ضخیم شده (Wang *et al.*, 2005؛ Eyuboglu *et al.*, 2012).

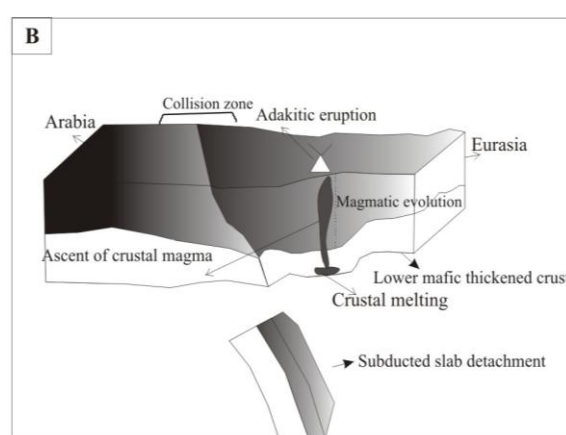
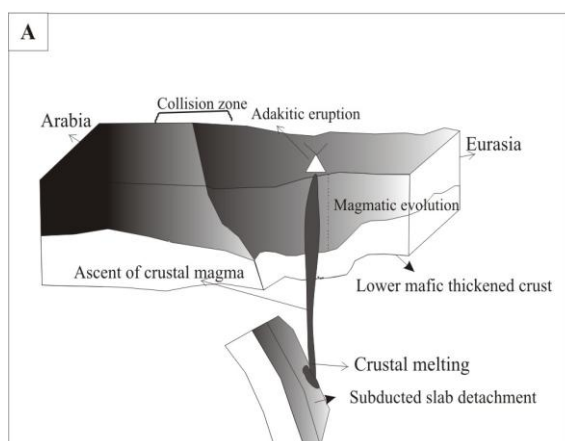
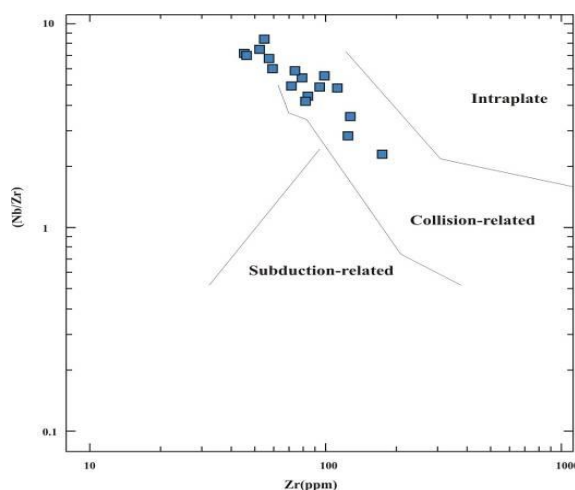
با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی مطرح شده و احتمال وجود هر دو منشأ برای پدید آمدن سنگ‌های آداکیتی سهند جوان، می‌توانیم جایگاه تکتونیکی را به دو صورت زیر توصیف و پیشنهاد نماییم. ارایه مدل مستدل‌تر برای پیدایش سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان نیاز به داده‌های علمی بیشتری دارد که امکان آن فراهم نبوده است.

الف) دو ورقه اوراسیا و عربی در زمان ائوسن پایانی (Hempton, 1987) به همدیگر برخورد کرده‌اند و به دنبال آن موجب ضخیم شدگی پوسته‌ای در پهنه برخورد شده است (Taghizadeh-Farahmand *et al.*, 2010). بعد از مدتی ورقه فروزانده تتیس جوان دچار شکستگی شده و بخشی به سمت پایین فرورفته است (Dilek *et al.*, 2009؛ Keskin, 2003). این ورقه اقیانوسی شاید با افزایش فشار و حرارت دچار ذوب بخشی شده و ماگمای حاصل از آن آداکیت‌های سهند جوان را پدید آورده است (شکل ۱۱-A).

قاره‌ای عمل کرده باشد یا ب) پوسته قاره‌ای پایینی ضخیم شده به دنبال افزایش ضخامت و بالا رفتن درجه دگرگونی (Rudnick and Gao, 2003) ذوب شده و ماگمای حاصل بالا آمده و سنگ‌های آداکیتی سهند جوان را پدید آورده است (شکل ۱۱-ب). شکل ۱۱ طرحی پیشنهادی از دو مدل ژئودینامیکی مطرح شده در بالا را برای پیدایش سنگ‌های آداکیتی سهند جوان نشان می‌دهد.

شکل ۱۰- نمودار Zr-Nb/Zr از Tegye و Thieblemont (۱۹۹۴). این نمودار برای جدایش سنگ‌های در ارتباط با محیط‌های تکتونیکی درون صفحه‌ای، فرورانش و برخوردی ارائه شده است. در این نمودار سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان در قسمت در ارتباط با برخورد قرار گرفته‌اند.

ب) به دنبال برخورد قاره‌ای، افزایش ضخامت و شکستگی و فرورانش تتیس جوان (Keskin, 2003؛ Dilek et al., 2009) پوسته قاره‌ای می‌تواند با دو مکانیسم، متحمل ذوب شده باشد. الف) ماگمای استنوسفری از طریق پنجره استنوسفری (slab window) بالای قطعه شکسته فرورانده بالا آمده است (Keskin, 2003). این ماگما با ترکیب بازالتی و دمای بالا می‌تواند به عنوان عامل حرارتی برای ذوب پوسته



شکل ۱۱- طرح‌های پیشنهادی از مدل ژئودینامیکی تشکیل سنگ‌های آتشفشانی سهند جوان، پس از ائوسن پایانی تا کواترنری؛ A) پیدایش آداکیت‌ها از طریق ذوب پوسته اقیانوسی؛ B) پیدایش آداکیت‌ها از طریق ذوب پوسته قاره‌ای ضخیم شده

سهند جوان با ترکیب داسیتی تا ریولیتی است. این سنگ‌ها در قسمت‌های مختلف، گدازه و مواد آذرآواری مراحل قبلی فعالیت سهند را قطع

نتیجه‌گیری

آخرین مرحله از فعالیت آتشفشان سهند شامل: خروج گنبد‌های نیمه آتشفشانی-آتشفشانی

سنگ‌های آتشفشانی سه‌ند جوان در محیط‌های در ارتباط با برخورد قرار دارد. ارایه یک مدل ژئودینامیکی معرف برای تشکیل آداکیت‌های سه‌ند جوان از پوسته اقیانوسی آبدار یا پوسته قاره‌ای که دارای ترکیبی گارنت‌دار است نیاز به داده‌های علمی بیشتری دارد.

سپاسگزاری

پژوهش حاضر، بخشی از نتایج طرح پژوهشی "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز آتشفشان سه‌ند" را در بر دارد که با حمایت‌های مالی و معنوی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و پژوهشکده علوم زمین اجرا شده است و نگارندگان پژوهش از حمایت‌های ایشان سپاسگزاری می‌نمایند. بدون شک انجام این پژوهش بدون حمایت‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی مرکز شمال‌غربی (تبریز) امکان‌پذیر نبود که از حمایت‌های ایشان نیز قدردانی می‌نماییم.

نموده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی سه‌ند جوان در بر دارنده کانی‌های فراوان پلاژیوکلاز و آمفیبول و بافت غربالی، زونینگ عادی و نوسانی در پلاژیوکلاز هستند. همچنین، سنگ‌های آتشفشانی سه‌ند جوان مقادیر بالایی از نسبت Sr/Y و $LREE/HREE$ دارد که نشانه ماهیت آداکیتی این سنگ‌ها است. آداکیت‌های سه‌ند جوان با دارا بودن مقدار سیلیس بالای خود، آداکیت پرسیلیس به شمار می‌آیند. آداکیت‌های پرسیلیس گنبد‌های سه‌ند جوان از ذوب بخشی سنگ منشأ پوسته‌ای با گارنت بازماندی و ذوب نشده پدید آمده‌اند. نقش پوسته ضخیم شده و به ویژه پوسته پایینی با ترکیب گارنت‌دار در پیدایش این سنگ‌ها غیر قابل انکار است. هر چند که نقش پوسته اقیانوسی فرورانده شده نیز رد نمی‌شود. این سنگ‌ها در مسیر آمدن به سطح زمین دچار تحولات ماگمایی شده‌اند و نشانه‌های آن به صورت بافت‌های غربالی و اسی‌لاتری در پلاژیوکلاز و نزدیکی عناصر ژئوشیمیایی به پوسته بالایی در سنگ‌ها دیده می‌شود. از لحاظ جایگاه تکتونیکی

منابع

- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Bayranejad, A., Mirzai, M., Gheitanchi, M. R. (2007) Determination of well constrain crustal model in northwest Iran using inverse modeling of local earthquakes waves. Journal of the Earth and Space Physics 33: 47-59 (in Persian).
- Castillo, P. R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. Chinese Science Bulletin 51: 257-268.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarinkoub, M. H. Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka, Y. (2013) Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos 162: 70-87.
- Christensen, N. I. and Mooney, W. D. (1995) Seismic crust: a global view. Journal of Geophysical Research: 9761-9788.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347: 662-665.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. A. and Altunkaynak, S. (2009) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. International Geology Review 52(4-6): 536-578.

- Drummond, M. S., Defant, M. J. and Kepezhinskas, P. K. (1996) Petrogenesis of slab-derived trondjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth and Environmental Science* 87: 205-215.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M. and Chung, S. L. (2011a) Crystal fractionation of adakitic magmas in the crust-mantle transition zone: petrology, geochemistry and U-Pb zircon chronology of the Seme adakites, eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos* 121: 151-166.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., O.Dudas, F., Chung, S. L. and Akaryah, E. (2011b) Migrating magmatism in a continental arc: geodynamics of the eastern Mediterranean revisited. *Journal of Geodynamic* 52: 2-15.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektas, O. and Kwon, S. (2012) Discovery of Miocene adakitic dacite from the eastern Pontides belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the eastern Mediterranean region. *Lithos* 146: 218-232.
- Fountain, D. M., Percival, J. and Salisbury, M. H. (1990) Exposed cross sections of the continental crust. *Nato Science Series* 317: 17-27.
- Gao, Y., Hou, Z., Kamber, B. S., Wei, R., Meng, X. and Zhao, R. (2007) Adakite-like porphyry from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153: 105-120.
- Gao, Y., Yang, Z., Santosh, M., Hou, Z., Wei, R. and Tian, Sh. (2010) Adakitic rocks from slab melt-modified mantle sources in the continental collision zone of southern Tibet. *Lithos* 119: 651-663.
- Ghauori Khasraghi, N. (2002) Study of stratigraphy, petrography and geochemistry of ignimbrite sequences of Sahand. MSc thesis, Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Gill, R. (2010) *Igneous rocks and processes*. John Wiley & Sons, Ltd. Publication, London.
- Guo, Z., Wilson, M. and Liu, J. (2007) Post-collision adakites in south Tibet: products of partial melting of subduction modified lower crust. *Lithos* 96: 205-224.
- Hempton, M. R. (1987) Constraints on Arabia plate motion and extensional history of the Red sea. *Tectonics* 6: 687-705.
- Hou, Z. Q., Gao, Y. F., Qu, X. M., Rul, Z. Y. and Mo, X. X. (2004) Origin of adakitic intrusive generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 220: 139-155.
- Imamverdiyev, N. A. and Mamedov, M. N. (1996) Neogene-Quaternary volcanism in the Lesser Caucasus, Azerbaijan. *Acta Volcanologica* 8: 111-113.
- Jahangiri, A. and Ashrafi, N. (2006) Transition from phreatomagmatic to strombolian eruptions in the Sahand volcano; constrain from pyroclastic studies. 25th GeoSciences Congress, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R., Wijbrans, J. (2010) Generation of the early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. *Lithos* 114: 109-120.
- Kay, R. W. (1978) Aleutian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4: 117-132.
- Keskin, M. (2003) Magma generation by slabsteepening and backoff beneath a subduction accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters* 30: 1-4.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica content. *Journal of Petrology* 27: 745-750.

- Le Maitre, R. W. (2002) Igneous rocks: a classification and glossary of terms. Cambridge University Press, Cambridge.
- Leech, M. L. (2001) Arrested orogenic development: eclogitization, delamination and tectonic collapse. *Earth and Planetary Science Letters* 185: 149-159.
- Lombardo, B. and Rolfo, F. (2000) Two contrasting eclogite types in the Himalayas: implications for the Himalayan orogeny. *Journal of Geodynamic* 30: 37-60.
- 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.
- Moine Vaziri, H. and Aminesobhani, E. (1977) Volcanology and volcanosedimentry of Sahand. Tarbiat Moalem University Press, Tehran (in Persian).
- Moyen, J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the adakitic signature. *Lithos* 112: 556-574.
- Ozdemir, Y. (2011) Volcanostratigraphy and petrogenesis of Suphan stratovolcano. PhD thesis, Middle East Technical University, Ankara, Turkey.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemisrty of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Pirmohammadi, F. (2012) Geochemistry of adakitic rocks in the southern Tabriz. 30th Geosciences Congress, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Pirmohammadi, 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* 9: 37-56.
- Rapp, R. P. and Watson, E. B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology* 36: 891-931.
- Rudnick, R. L. (1990) Nd and Sr isotopic compositions of lower crustal xenoliths from north Queensland, Australia: implications for Nd model ages and crustal growth processes. *Chemical Geology* 83: 195-208.
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*: 1-64.
- Rudnick, R. L., Fountain, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Geophysics*: 267-309.
- Sun, S. S. and Mc Donough W. E. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*. (Eds. Sunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society, London.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Gheitanchi, M. R. and Kaviani, A. (2010) Crustal structure beneath northwest Iran using teleseismic converted waves. *Geosciences Journal* 74: 131-136 (in Persian).
- Thieblemont, D. and Tegye, M. (1994) Une discrimination geochemique des roches differenciees temoin de la diveisite d origine et de la situation tectonique das magmas. *Comptes Rendus de I Academie des sciences, Paris* 319: 87-94.
- Topuz, G., Okay, A. I., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Zack, T., Satlr, M. and Sen, C. (2011) Post - collisional adakite-like magmatism in the Agvanis massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos* 125: 131-150.
- Wang, Q., Mc Dermott, F., Xu, J. F., Bellon, H. and Zhu, Y. T. (2005) Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: Lower-crustal melting in an intracontinental setting. *Geology*

33: 464-468.

- Weber, M. B. I., Tarney, J., Kempton, P. D. and Kent, R. W. (2002) Crustal make-up of the northern Andes: evidence based on deep crustal xenoliths suites, Mercaderes, SW Colombia. *Tectonophysics* 345(1-4): 49-82.
- Whattam, S. A., Montes, C., McFadden, R. R., Cardona, A., Ramirez, D. and Valencia, V. (2012) Age and origin of earliest adakitic-like magmatism in Panama: implication for the tectonic evolution of the Panamanian magmatic arc system. *Lithos* 142: 226-244.
- Yilmaz-Sahin, S., Aysal, N. and Gungor, Y. (2012) Petrogenesis of late Cretaceous adakitic magmatism in the Istanbul zone (Cavusbasi granodiorite, NW Turkae). *Turkish Journal of Earth Sciences* 21: 1029-1045.
- Zhu, D. C., Zhao, Z. D., Pan, G. T., Lee, H. Y., Kang, Z. Q., Liao, Z. L., Wang, L. Q., Li, G. M., Dong, G. C. and Liu, B. (2009) Early Cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese belt, southern Tibet: products of slab melting and subsequent melt-pridotite interaction. *Journal of Asian Earth Sciences* 34: 298-309.

Petrogenesis and tectonic setting of Sahand subvolcanic and volcanic domes

Jalil Ghalamghash * and Raziye Chaharlang

Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Abstract

The Sahand volcano is located in the NW of Iran. The volcano is stratovolcano and is dominated by pyroclastic materials and lava flows in the Miocene-Quaternary. The last eruptions included subvolcanic and volcanic domes with dacitic to rhyolitic composition, which are studied in this paper as the young Sahand. These rocks have petrological features including sieve texture and zoning in plagioclases. Common features in the young subvolcanic and volcanic rocks of the Sahand are abundance of plagioclase and amphibole, enrichment of Ba, Rb and Sr and negative Nb and Y anomalies in primitive mantle normalized multi element diagrams and enrichment of LREE relative to HREE in chondrite-normalized REE patterns. These characteristics and the location of the rocks studied in the Y-Sr/Y diagram implying adakitic composition for these rocks. Adakitic rocks of the young Sahand are high SiO₂ Adakitic rocks. These rocks have been derived from partial melts of garnet-bearing crustal sources (thickened lower continental crust or oceanic crust) and underwent magmatic evolution during their ascent. The formation of the studied rocks have been related to the Arabian-Eurasia collision zone.

Key words: Crustal source, adakite, High SiO₂, Dacite, Rhyolite, Young Sahand, Tabriz, Central Iran

* ghalamghash@gsi.ir