

ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی بزوداگی ارومیه ماگماتیسیم آداکیتی در کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر

منیر مجرد *

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

چکیده

ارتفاعات بزوداگی در غرب دریاچه ارومیه و در شمال شرق شهرستان ارومیه قرار دارد. در این ناحیه گنبد آتشفشانی منفردی با انواع محصولات پیروکلاستیک و ترم‌های اسیدی تا حدواسط مشاهده می‌شود که داسیت غالب‌ترین ترکیب آن است. کانی‌های اصلی این واحد شامل: پلاژیوکلاز و آمفیبول است که در یک متن میکروولیتی تا شیشه‌ای جاگرفته‌اند. با بررسی‌های ژئوشیمی مشخص شد این سنگ‌ها از نوع داسیت بوده و سرشت کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط تا شوشونیتی دارد. نسبت LREE/HREE در این سنگ‌ها بالا است (La_N/Yb_N حدود ۲۰). این سنگ‌ها از HFSE، HREE و TNT فقیر بوده و در مقابل از LILE و به ویژه Sr غنی هستند. جایگاه تکتونیکی مرتبط با قوس و نقش مهم پوسته در تولید ماگما از دیگر نتایج به دست آمده است. این داسیت‌ها، آداکیت از نوع HSA بوده و ماگمای مولد آن در اثر ذوب بخشی قطعه اقیانوسی فرورونده (با ترکیب اکلوژیتی) و رسوبات روی آن در مرحله پس برخوردی پدید آمده است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی اعلام شده برای آداکیت‌ها در متون زمین‌شناسی برای نمونه‌های منطقه بزوداگی صادق است از قبیل: $Al_2O_3 > 15\%$ ، $MgO < 3\%$ ، $SiO_2 > 56\%$ و $Sr > 400$ ppm و غنای آنها از LILE و LREE و تهی‌شدگی از HREE و Y و نسبت بالای $La/Yb > 20$ و $Sr/Y > 40$.
واژه‌های کلیدی: داسیت، آداکیت، ژئوشیمی، پس از برخورد، بزوداگی، ارومیه، پهنه ایران مرکزی

مقدمه

ماگمایی ارومیه-دختر مشهور است و به موازات رشته کوه زاگرس و پهنه سنندج-سیرجان با پهنای حداکثر ۱۰۰ کیلومتر و طول بیش از ۱۸۰۰ کیلومتر گسترده شده و منطقه بزوداگی بخشی از آن در شمال غرب است (Alavi, 1994).

بسیاری از پژوهشگران، سنگ‌های آذرین این پهنه را در ارتباط با فرورانش نئوتتیس می‌دانند

اغلب نواحی ایران در زمان سنوزوئیک میزبان فعالیت آتشفشانی شدیدی بوده که نتیجه تأثیر ماگمازایی تصادم حاشیه قاره ای است (Allen *et al.*, 2004). در پهنه ایران مرکزی این فعالیت به صورت رشته کوه‌هایی از آذربایجان تا بزمان و تفتان در بلوچستان ادامه دارد و به نام کمر بند

پوسته اقیانوسی فرورانده، ذوب خاستگاه غنی از La و Sr و فقیر از Y و Yb، ذوب در مناطق عمیق با گارنت برجامانده، جدایش بلوری و واکنش گدازه فلسیک با گوشته به وجود آمده است (Martin *et al.*, 2005).

موضوع آداکیت در ایران بسیار جدید بوده و فقط در پنج سال گذشته چند گزارش از چنین ترکیبی در مجلات به چاپ رسیده است. مانند: Jahangiri (۲۰۰۷) از حوالی تبریز، Ahmadzadeh و همکاران (۲۰۱۱) از مرنند، Aghazadeh و همکاران (۲۰۱۱) از ارسباران، Noghreyan و همکاران (۲۰۱۱) از کاشان و کجان اصفهان، Yadollahi و همکاران (۲۰۱۱) از مسجد داغی جلفا، Pirmohammadi Alishah و همکاران (۲۰۱۲) از سه‌سند تبریز. به ظاهر همه این موارد با کمربند ماگمایی ارومیه-دختر همخوانی دارد. اما تشابه قطعی آنها و مقایسه موردی نیازمند مطالعه بیشتر است.

در این پژوهش که در قالب یک طرح پژوهشی در دانشگاه ارومیه به انجام رسیده است (Modjarrad, 2013) به بررسی گنبد خروجی بزوداغی در شرق ارومیه (غرب دریاچه ارومیه) پرداخته شده است.

زمین‌شناسی منطقه

محدوده سنگ‌های آتشفشانی شرق ارومیه (بزوداغی) بین عرض‌های شمالی ۳۷°۳۳' تا ۳۷°۴۰' و طول‌های شرقی ۴۵°۰۷' تا ۴۵°۱۶' در استان آذربایجان غربی و در ۱۰ کیلومتری شمال شرقی ارومیه قرار گرفته است. این منطقه توسط شهر ارومیه از غرب و دریاچه ارومیه از شرق محصور شده است (شکل ۱). این منطقه از دیدگاه تقسیمات واحدهای رسوبی Stocklin و Setudenia (۱۹۷۱)، Nabavi (۱۹۷۶) و Aghanabati (۲۰۰۴)

(Hassanzadeh, 1993; Berberian *et al.*, 1982; Mohajjel *et al.*, 2003). برای توجیه ماگماتیسم در این منطقه، سازوکارهای مختلفی پیشنهاد شده است. از جمله: ذوب قطعه فرورانده، ذوب پوسته پایینی در اثر نفوذ گدازه‌های زیرین یا ذوب بخشی قسمت‌های پایینی پوسته که در اثر افزایش چگالی ناشی از ضخیم‌شدگی پوسته به داخل گوشته فرو افتاده‌اند و ذوب گوه گوشته که در اثر شاره‌های محیط فرورانش دچار تغییر ماهیت شده است. مورد اخیر توسط پژوهشگرانی مانند: Keskin (۲۰۰۳) و Annen و همکاران (۲۰۰۶) برای تولید ماگما مورد اشاره قرار گرفته است.

بخشی از این سنگ‌ها به صورت گنبد‌های آتشفشانی و انواع دیگر سنگ‌های خروجی در محدوده اطراف دریاچه ارومیه و جنوب تبریز برونزد دارد. سن اغلب این سنگ‌ها به ویژه در اطراف سه‌سند، میوسن فوقانی تا اواخر پلیستوسن ارزیابی شده است (Pirmohammadi Alishah, 2011). یافته‌های به دست آمده توسط پژوهشگران ایرانی درباره ماگماتیسم پس از برخوردی این کمربند نشان می‌دهد که ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده در این مناطق در عمق زیاد، ماگمای آداکیتی تولید کرده است (Jahangiri, 2007; Omrani *et al.*, 2008).

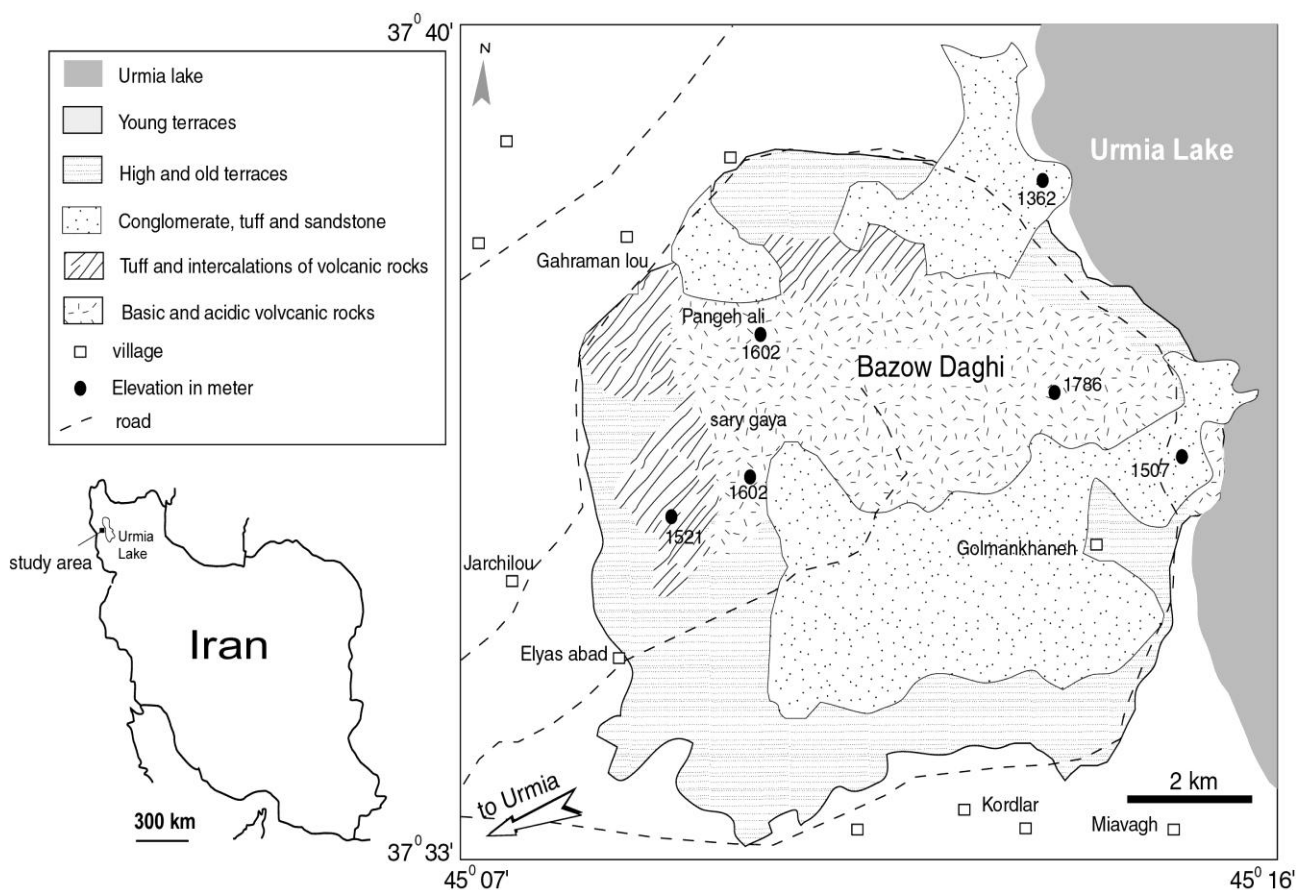
نخست، واژه آداکیت به گروهی از سنگ‌ها گفته می‌شد که در حاشیه صفحات همگرا از ذوب پوسته اقیانوسی گرم و جوان (کمتر از ۲۵ میلیون سال) به وجود آمده بودند (Kay, 1978). ویژگی ژئوشیمیایی این سنگ‌ها عبارتند از: میزان بالای Sr, Ba, Al و نسبت بالای La/Yb و Sr/Y. امروزه آداکیت به گروه بزرگی از سنگ‌ها اطلاق می‌شود که میزان La/Yb و Sr/Y بالایی دارد. این ویژگی بر اثر فرآیندهایی مانند: ذوب

روش انجام پژوهش

با هدف کسب اطلاعات از ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی بزوداگی ارومیه پس از بررسی میکروسکوپی ۳۵ مقطع نازک، تعداد ۱۵ نمونه از این سنگ‌ها تجزیه شیمیایی شد. نمونه‌ها برای دستیابی به اکسید عناصر اصلی با روش XRF در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور و برای عناصر جزئی و نادر خاکی همان نمونه‌ها با روش ICP-MS در آزمایشگاه زرکاوان البرز تجزیه شد.

جزو ایران مرکزی و در مجاورت کمربند ماگمایی ارومیه-دختر ارزیابی شده است.

سنگ‌های آتشفشانی میوسن، برش‌های آتشفشانی میوسن، پیروکلاستیک‌های میوسن، کنگلومراهای توفی میوسن-پلیوسن واحدهای ولکانیک موجود در نقشه زمین‌شناسی منطقه هستند (Soltani Sis, 2005). سن‌سنجی، نسبی بوده است. در پژوهش حاضر فقط درباره واحد نخست بحث خواهد شد.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه بزوداگی، اقتباس شده از Soltani Sis (۲۰۰۵) به همراه موقعیت نمونه‌برداری و روستاهای مجاور.

پetroگرافی

سنگ‌های بیان شده پرداخته است. کانی‌های اصلی سنگ‌های بزوداگی شامل: پلاژیوکلاز و هورنبلند است که به صورت شکل دار و نیمه شکل دار هم درشت‌بلور و هم دانه‌ریز در متن سنگ قرار دارد

پetroگرافی سنگ‌های منطقه بزوداگی آنها را از نوع آندزیت تا هورنبلندداسیت معرفی می‌کند. Modjarrad (۲۰۱۴) به بررسی جزئی کانی‌شناسی

یکسان و به طور متوسط حدود ۷۰ درصد است (جدول ۱). میانگین فراوانی اکسید آلومینیوم حدود ۱۵ درصد، مجموع آلکان حدود ۷ درصد و مقدار اکسید منیزیم کمی بیش از ۱ درصد است. فراوانی مجموع REE در این سنگها به طور متوسط حدود ۱۰۰ ppm است (جدول ۱).

سنگهای بزوداگی از نظر مجموع آلکالی در برابر سیلیس (Le Bas *et al.*, 1986) در محدوده داسیت قرار می‌گیرد (شکل ۲). در طبقه‌بندی با اکسید عناصر اصلی (Rickwood, 1989) همگی از نوع کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط محسوب می‌شود (Modjarrad, 2013).

با عناصر جزئی (Peccerillo and Taylor, 1976; Hastie *et al.*, 2007)، نیز سری سنگهای مطالعه شده کالک‌آلکان با پتاسیم بالا (شکل ۳-۳-۱) تا شوشونیتی (شکل ۳-۳-۲) ارزیابی می‌شود. همچنین، نمونه‌های مورد نظر از نوع I (Chappell and White, 2001) با غنای متوسطی از آهن (Arculus, 2003) و پرآلکان (Maniar and Piccoli, 1989) هستند (Modjarrad, 2013).

(Modjarrad, 2013). بافت سنگها پورفیری با خمیره ریزبلور تا شیشه‌ای و گلوپورپورفیری است. اغلب درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و بافت غربالی هستند. قطرک‌های شیشه‌ای در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها هورنبلندها دارای حاشیه سوخته و در برخی دیگر حواشی تحلیل رفته است. بعضی هورنبلندها دارای بافت پویی‌کلیتی و ادخال‌های آپاتیت، تیتانیت و شیشه هستند (Modjarrad, 2014). بیوتیت خیلی اندک در بعضی نمونه‌ها دیده می‌شود. حالت غربالی، خوردگی، منطقه‌بندی و تحلیل‌رنگی حواشی بلورها معرف شرایط ناپایدار، صعود سریع ماگما (Blatt and Tracy, 1995) یا آرایش و هضم است (Mc Birney, 2007). کاهش فشار ناگهانی از عوامل دیگر بافت‌های نامتعادل در سنگ‌های آذرین شناخته شده است (Nelson and Montana, 1992).

ژئوشیمی

میزان سیلیس همه نمونه‌های بزوداگی تقریباً

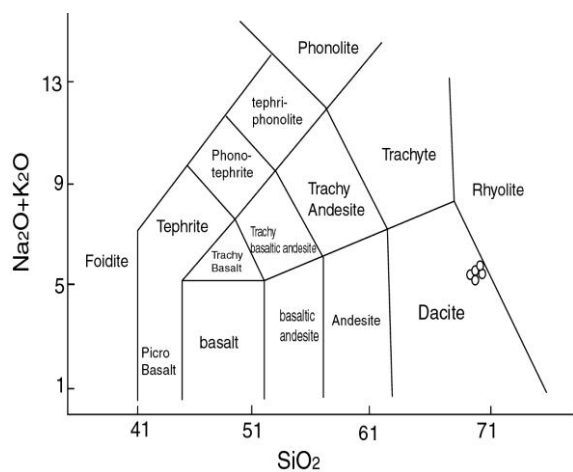
جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی و لکانیک‌های بزوداگی ارومیه با روش ICP.

	B1	B4	B6	B7	B10	B11	B12	B14
SiO ₂	69.7	69.1	68.8	69.4	69.3	69.8	69.5	68.9
TiO ₂	0.325	0.334	0.293	0.31	0.31	0.33	0.30	0.33
Al ₂ O ₃	14.6	15.0	15.0	14.8	15.5	14.7	15.1	15.2
FeO _t	3.17	3.25	3.02	2.93	3.02	3.10	2.94	3.23
MnO	0.061	0.064	0.052	0.06	0.06	0.06	0.06	0.064
MgO	1.195	1.28	1.25	1.13	1.18	1.21	1.16	1.195
CaO	3.40	3.29	3.56	3.12	3.28	3.19	3.16	3.23
Na ₂ O	4.58	4.46	4.83	4.52	4.46	4.41	4.27	4.40
K ₂ O	2.76	2.92	2.7	2.7	2.81	2.79	2.77	2.94
P ₂ O ₅	0.17	0.17	0.20	0.16	0.16	0.16	0.16	0.18
LOI	0.4	0.3	0.58	1.15	0.43	1.11	0.89	1.23
total	100.36	100.17	100.28	100.28	100.51	100.86	100.31	100.9
Ba	1062	1053	1034	1062	1023	1059	1021	1043
Sr	612	572	690	574	583	565	578	556
Y	11	12	11	10	11	11	10	11

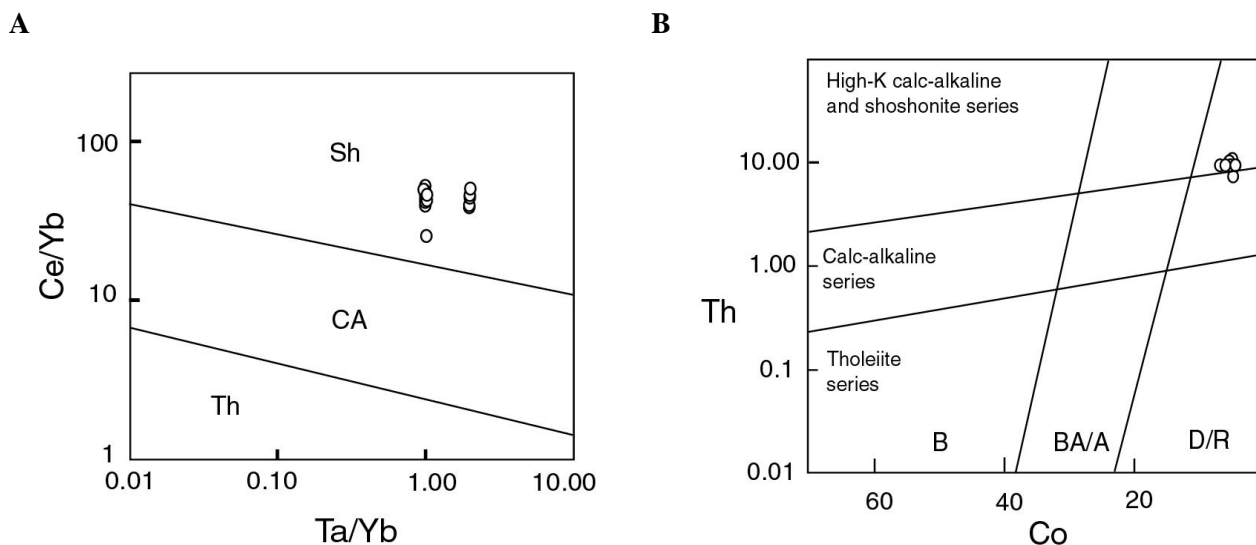
	B1	B4	B6	B7	B10	B11	B12	B14
	ادامه جدول ۱-...							
Zr	139	148	88	123	136	135	134	145
Nb	18	19	15	18	18	18	18	19
Th	11	10	12	11	10	10	9	9
Pb	1	1	1	1	2	1	1	1
Ga	14	14	15	14	16	15	14	14
Zn	81	24	23	25	26	22	16	22
Cu	1	1	1	3	1	1	1	1
Ni	10	9	11	10	9	6	9	8
V	53	52	45	44	49	49	47	52
Hf	8	9	7	8	8	8	7	9
Ta	1	1	2	1	2	1	1	1
Co	5	5	6	5	5	5	5	6
U	2	3	2	1	3	3	2	3
W	3	2	1	1	2	1	2	2
Mo	1	1	1	1	2	2	1	2
Cr	39	34	34	36	39	21	19	24
La	27	28	30	25	24	24	26	23
Ce	49	51	51	47	45	43	46	44
Pr	5	6	5	3	4	3	2	4
Nd	16	15	17	14	14	15	15	14
Sm	3	3	3	3	3	3	3	2
Eu	1	1	1	1	1	1	1	1
Gd	1	1	2	1	2	2	1	1
Dy	2	2	1	2	2	1	1	2
Er	1	1	2	2	2	1	2	2
Yb	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr/Y	55.63	47.66	62.72	57.4	53.0	51.36	57.8	50.54
La/Yb	27	28	30	25	24	24	26	23

	B16	B17	B24	B25	B30	B31	B33
SiO ₂	70.3	68.9	69.4	69.2	69.5	69.8	69.1
TiO ₂	0.32	0.41	0.30	0.32	0.31	0.35	0.32
Al ₂ O ₃	14.1	13.7	14.5	14.8	15.1	14.2	15.1
FeO _t	3.04	3.74	3.02	2.98	3.66	3.26	3.06
MnO	0.061	0.062	0.054	0.062	0.046	0.064	0.061
MgO	1.05	1.59	1.15	1.195	1.65	1.24	1.23
CaO	3.36	4.02	3.43	3.15	2.46	3.39	3.29
Na ₂ O	4.51	4.67	4.87	4.49	4.35	4.48	4.50
K ₂ O	2.76	2.55	2.59	2.76	2.94	2.87	2.83
P ₂ O ₅	0.15	0.21	0.20	0.15	0.13	0.20	0.17
LOI	0.88	0.98	0.59	1.47	0.72	0.43	0.84
total	100.53	100.83	100.10	100.58	100.86	100.28	100.60
Ba	1030	982	1022	1059	1069	1059	1072

	B16	B17	B24	B25	B30	B31	B33
	ادامه جدول ۱-...						
Sr	550	736	711	574	518	594	588
Y	10	12	11	10	8	11	11
Zr	131	123	79	129	89	147	141
Nb	18	16	15	19	19	19	19
Th	7	9	10	8	9	11	12
Pb	2	1	1	1	3	1	1
Ga	14	14	15	14	14	15	15
Zn	32	26	20	23	38	36	28
Cu	4	2	1	1	2	30	2
Ni	11	9	13	10	13	11	9
V	50	66	46	45	49	53	50
Hf	8	7	7	8	7	8	8
Ta	2	2	1	1	2	2	1
Co	5	7	5	5	6	6	5
U	4	1	1	2	3	2	1
W	2	1	1	1	2	1	1
Mo	1	1	1	1	1	2	2
Cr	34	41	35	22	41	44	36
La	20	26	29	24	21	26	27
Ce	39	49	49	39	38	46	49
Pr	3	3	4	4	2	3	2
Nd	12	16	17	16	12	15	15
Sm	2	3	2	3	2	3	3
Eu	1	1	1	1	1	1	1
Gd	1	2	2	1	2	2	2
Dy	1	2	2	1	1	2	2
Er	1	2	1	2	2	1	2
Yb	1	2	1	1	1	1	1
Sr/Y	55.0	61.33	64.63	57.4	64.75	54.0	53.45
La/Yb	20	13	29	24	21	26	27



شکل ۲- طبقه‌بندی سنگ‌های خروجی منطقه بزوداگی با نمودار Le Bas و همکاران (۱۹۸۶) که همه نمونه‌ها در محدوده داسیت قرار گرفته‌اند.



شکل ۳- تعیین ماهیت ترکیبی سنگ‌های بزوداگی، A) نمونه‌ها در نمودار Peccerillo و Taylor (۱۹۷۶) از نوع شوشونیتی شناسایی شده‌اند؛ B) نمونه‌ها در نمودار توریوم به کبالت از Hastie و همکاران (۲۰۰۷) در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفته‌اند.

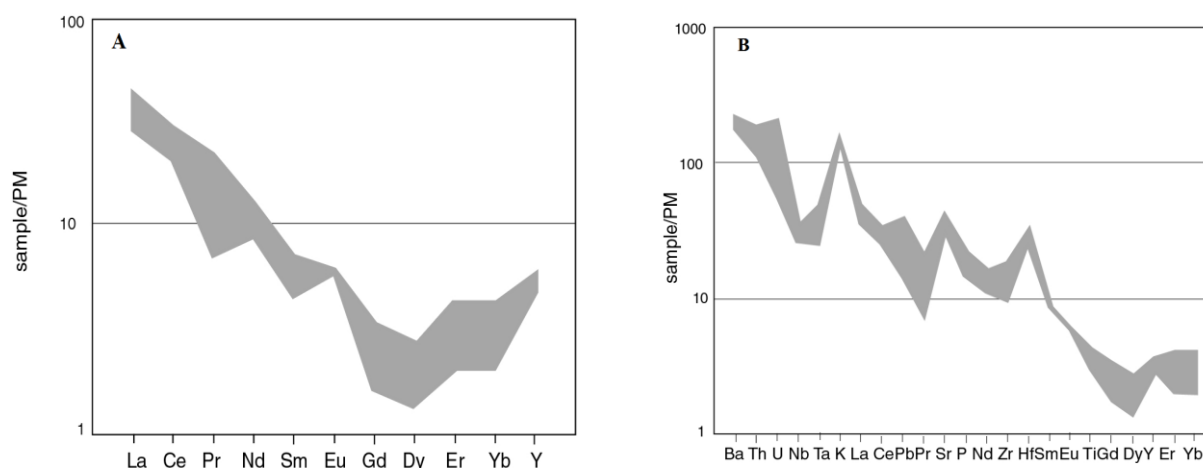
که با پوسته آرایش شدید داشته‌اند. به علاوه نسبت Ba/Nb در سنگ‌های آتشفشانی بزوداگی حدود ۵۰ و نسبت Ba/Ta حدود ۱۰۰۰ است. به عقیده Fitton و همکاران (۱۹۸۸) مقادیر بالاتر از ۲۸ برای مورد اول و بالاتر از ۴۵۰ برای مورد دوم بیانگر محیط حاشیه فعال قاره‌ای است.

برای ارزیابی جایگاه تکتونیکی تولید ماگما از نمودارهای متعددی استفاده شد (Muller and Thieblemont and Tegyey, Groves, 1991; 1994). بر این اساس، نمونه‌ها همگی در محدوده‌های مرتبط با قوس ارزیابی شده‌اند (Modjarrad, 2013).

با نمودار Ni در برابر Cr مشخص شد که مذاب ناشی از ورقه اقیانوسی فرورونده، نقش کلیدی در تولید ماگمای سنگ‌های آتشفشانی شرق ارومیه داشته است (شکل ۵). به علاوه تشابه ترکیب ماگمای بزوداگی با ترکیب پوسته‌ای مشخص شد (شکل ۶) که بیانگر آرایش این ماگما با پوسته است.

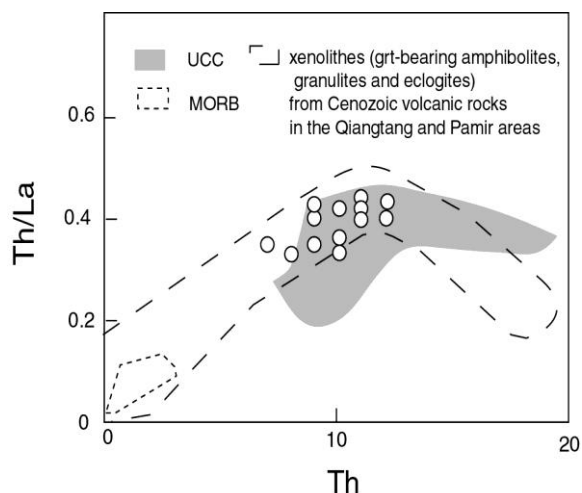
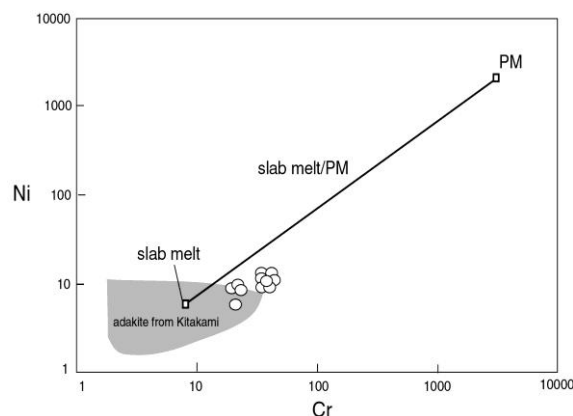
الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه در شکل A-۴ آورده شده است. در این الگوی تفریق یافته، غنی‌شدگی در خور توجهی از LREE نسبت به HREE وجود دارد (La/Yb نرمالیزه بین ۱۴ تا ۲۱) و ناهنجاری مثبت اندکی از Eu دیده می‌شود. یکی از دلایل این روند می‌تواند باقی ماندن گارنت به عنوان جمع‌کننده این عناصر در تفاله این سنگ‌ها باشد. همچنین، در نمودار عنکبوتی این سنگ‌ها، تهی‌شدگی سنگ‌ها از: Zr و $Ta, Pr, Nb, HREE$ و غنی‌شدگی از: K, Ba, Sr و Th واضح است (شکل B-۴). این موضوع بیانگر تهی‌شدگی از $HREE, HFSE$ و TNT در مقابل غنی‌شدگی از LILE است. برخی از این ویژگی‌ها ناشی از ترکیب بازالتی منبع مذاب است (Wang et al., 2008).

جایگاه تکتونیکی و منشأ تهی‌شدگی از $HREE, HFSE$ و TNT در مقابل غنی‌شدگی از LILE و LREE رفتار داسیت‌های مرتبط با قوس (وابسته به فرورانش) است (Pearce et al., 1989)



شکل ۴- A) الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی نمونه‌های منطقه بزوداگی؛ B) نمودار غنکبوتی سنگ‌های ولکانیک منطقه بزوداگی. مقادیر بهنجارسازی از Taylor و McLennan (۱۹۸۵) گرفته شده است.

شکل ۵- نمودار نیکل در برابر کروم برای تعیین منشأ ماگما (Tsuchiya *et al.*, 2005). همه نمونه‌ها در محدوده نزدیک به مذاب حاصل از اسلب قرار گرفته و ترکیبی مشابه آداکیت‌های کیتاکامی دارد. PM معرف گوشته اولیه (Primary Mantle) است.



شکل ۶- نمودار Th/La در برابر Th (Wang *et al.* 2008). محدوده زنولیت‌ها از Hacker و همکاران (۲۰۰۵)، محدوده UCC (ترکیب پوسته فوقانی) از Plank (۲۰۰۵) و MORB (بازالت‌های پشته میان اقیانوسی) از Niu و Batiza (۱۹۹۷) است. همه نمونه‌ها در محدوده پوسته قاره‌ای و مشابه ترکیب زنولیت‌های اکلوزیتی و آمفیبولیت‌های گارنت‌دار قرار گرفته‌اند.

۳% MgO، $SiO_2 > 56\%$ و $Sr > 400$ ppm و غنیی از LILE و LREE و تهی از HREE و Y و نسبت بالای $La/Yb > 20$ و $Sr/Y > 40$ به کار برده می‌شود (Defant and Drummond, 1990).

پتروژنز، خاستگاه آداکیت‌ها

اصطلاح آداکیت نخست فقط برای سنگ‌های اسیدی با ترکیب داسیت، ریولیت و آندزیت با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند: $Al_2O_3 > 15\%$

درباره داسیت‌های بزوداگی ارومیه صدق می‌کند (جدول ۱). بنابراین، می‌توان گفت این سنگ‌ها در واقع آداکیت کلاسیک است. بنابراین، در این پژوهش، به مقایسه این نمونه‌ها با آداکیت‌های تیپ پرداخته شده و نیز قطعی بودن آداکیت‌ها مورد بحث قرار گرفته است.

اصلی‌ترین نمودار تفکیک آداکیت‌ها از سنگ‌های اسیدی و حدواسط توسط Defant و Drummond در ۱۹۹۰ ارائه شد که در آن نسبت Sr/Y در برابر Y قرار داده شده است. نمونه‌های مورد بحث، همگی در محدوده آداکیت واقع شده‌اند (شکل ۷). در این شکل همچنین، ترکیب در حال تعادل با مذاب‌های تجربی اکلوزیتی آورده شده و معلوم شد، سنگ‌های آتشفشانی بزوداگی مشابه آن ترکیب است.

در نمودارهای دیگری نسبت La/Yb بهنجار شده در برابر Yb بهنجار شده قرار گرفته (Defant and Drummond, 1990) و برای تمایز آداکیت‌ها از سنگ‌های مرتبط با قوس ولکانیکی عادی ترسیم شده است. نمونه‌های مورد مطالعه در آن در محدوده آداکیت قرار گرفته‌اند (شکل ۸-A). همچنین، در نمودار ارائه شده توسط Wang و همکاران در سال ۲۰۰۴ که در آن نسبت Nb/Th در برابر La/Sm بهنجار شده قرار گرفته، سنگ‌های مطالعه شده در محدوده آداکیت قرار گرفته‌اند (شکل ۸-B).

نخستین بار Martin در سال ۲۰۰۵ آداکیت‌ها را به دو گروه پرسیلیس و کم سیلیس تقسیم کرده و برای هر کدام خاستگاه مجزایی تعریف نمود. در چهار نمودار مزبور که از نسبت عناصر اصلی و جزئی در آنها استفاده شده است، همه نمونه‌های بزوداگی از نوع پرسیلیس قلمداد شد (شکل ۹-A تا D).

پس از آن نمودارهای دیگری توسط Moyen

سپس آداکیت‌ها به دو نوع کم سیلیس (LSA) و پر سیلیس (HSA) تقسیم شد (Martin *et al.*, 2005). آداکیت‌های پر سیلیس همان آداکیت‌های کلاسیک معرفی شده توسط Defant و Drummond (۱۹۹۰) هستند (که در توافق با آداکیت‌های بزوداگی است) در حالی که آداکیت‌های کم سیلیس به گروهی از سنگ‌ها گفته می‌شود که علاوه بر داشتن ویژگی‌های معمول، دارای سیلیس کمتر از ۶۰ و بیش از ۵۰ درصد باشد. نسبت K_2O/Na_2O آداکیت‌های کم سیلیس حدود ۴ و میزان Mg# آنها حدود ۴۰ معرفی شده است (Martin *et al.*, 2005).

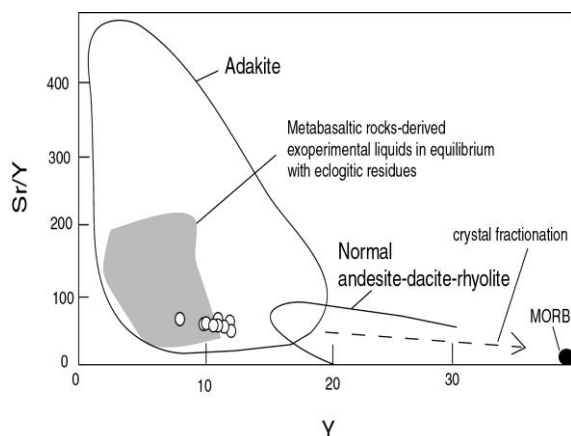
پژوهشگران دیگر (Ding؛ Rapp *et al.*, 2002؛ Xiao *et al.*, 2007؛ *et al.*, 2007) سنگ‌های پتاسیک با نسبت بالای Sr/Y را جزو آداکیت‌های قاره‌ای به حساب می‌آورند که بر اثر فرآیندهای پتروژنی متنوع حاصل می‌شود.

آداکیت‌های با سیلیس کم و زیاد در محیط‌های وابسته به فرورانش و در زمانی که لیتوسفر فرورونده گرم و جوان باشد تشکیل می‌شود (Defant and Drummond, 1990؛ Morris, 1995؛ Martin, 1999). آداکیت‌های پر سیلیس بر اثر ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده (متابازالت‌های گارنت‌دار) و آداکیت‌های کم سیلیس بر اثر ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیک گارنت‌دار حاصل می‌شود.

شایان توجه است که فرورانش‌های کم شیب، سریع، جوان و داغ بودن پوسته اقیانوسی رژیم‌های غیر طبیعی با دماهای بالا را تولید می‌کند (Defant and Drummond, 1990؛ Peacock, 1990) که باعث ذوب قطعه فرورونده و تولید ماگمای آداکیتی می‌شود. این آداکیت‌ها واقعی و کلاسیک هستند.

تمامی ویژگی‌های کمی بیان شده در بالا

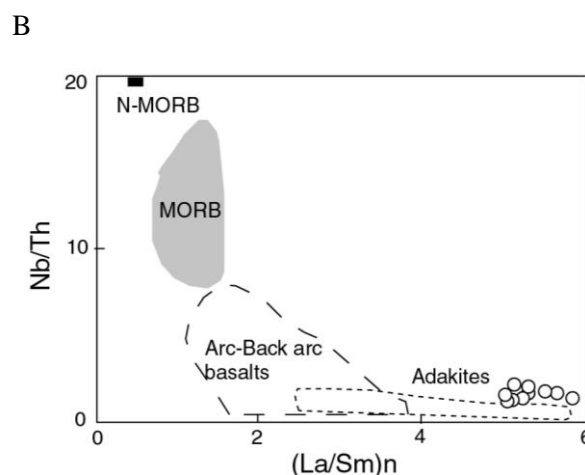
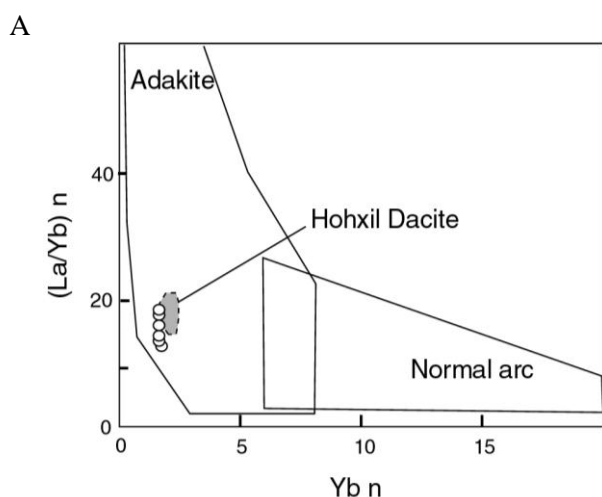
گرفته است (Wang *et al.*, 2011). دانشمندان معتقدند این داسیت‌های آداکیتی، حاصل ذوب بخشی رسوبات روی اسلب فرو رونده به زیر اقیانوس آرام در ناحیه Songpan-Ganzi هستند. ترکیب این داسیت‌ها درست مانند ترکیب داسیت‌های بزوداگی ارومیه است. در نمودار کلاسیک آداکیت‌ها (شکل ۸- A) این مطلب مشهود است. همچنین، الگوی REE این دو گروه با هم مقایسه شد (شکل ۱۱). نتایج به دست آمده از یکسانی محتوا و تشابه نسبت بین عناصر نادر خاکی حکایت می‌کند.



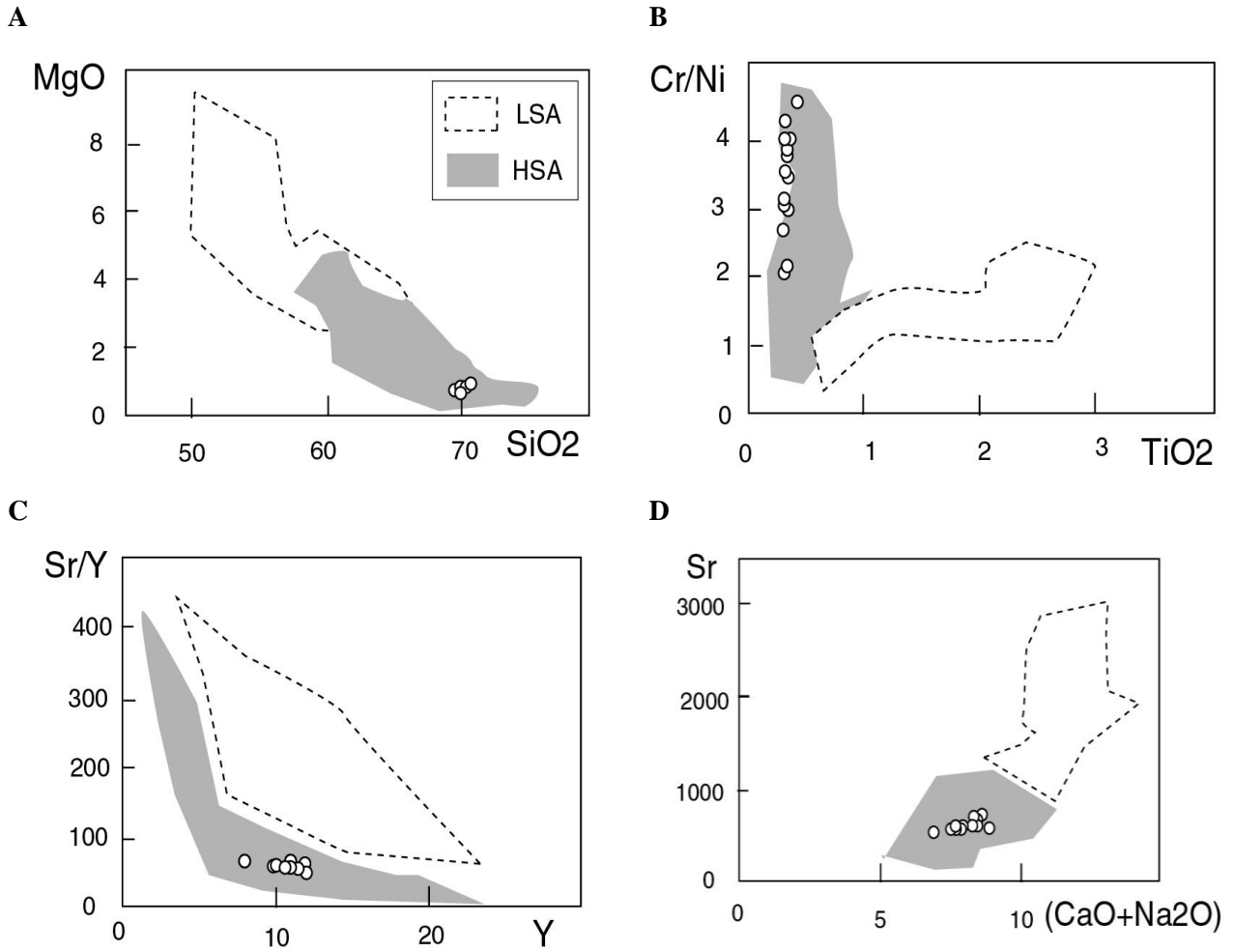
در سال ۲۰۰۹ با هدف تفکیک آداکیت‌های پر سیلیس از کم سیلیس، آرکئن و سنگ‌های قوس عادی ارایه شد. در این نمودارها نیز آداکیت‌های بزوداگی از نوع پرسیلیس ارزیابی شد (شکل ۱۰- A و B).

به منظور اطمینان از ترکیب آداکیتی سنگ‌های منطقه بزوداگی، ژئوشیمی این نمونه‌ها با آداکیت‌های تیپیک معرفی شده توسط پژوهشگران به نام مقایسه شد. یکی از موارد انتخاب شده داسیت‌های منطقه Hohxil تبت است که بارها توسط دانشمندان مورد بررسی قرار

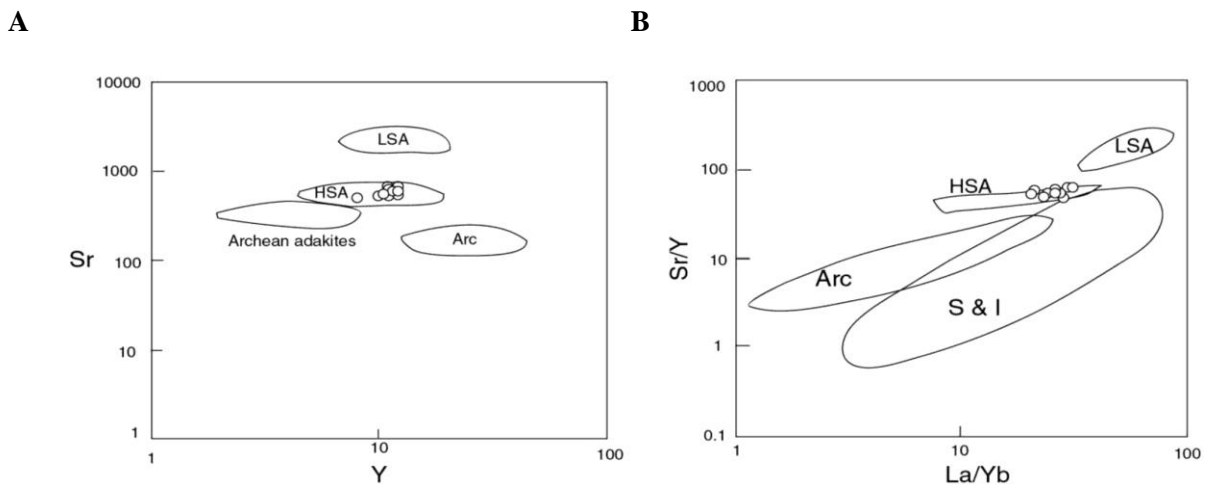
شکل ۷- نمودار تغییر یافته (Defant and Drummond 1990). همه نمونه‌های بزوداگی در محدوده آداکیت و نیز جایگاه سنگ‌های متابازالتی در حال تعادل با مایع تجربی اکلوزیت‌ها از Defant و همکاران (۲۰۰۲) ارزیابی می‌شود.



شکل ۸- A) نمودار (Defant and Drummond, 1990) که در آن محدوده آداکیت از سنگ‌های مرتبط با قوس عادی مجزا شده است. همه نمونه‌های بزوداگی در محدوده آداکیت قرار گرفته‌اند. در این شکل محدوده داسیت‌های Hohxil تبت (Wang *et al.*, 2011) نیز مشخص شده است. آداکیت‌های بزوداگی ارومیه از نظر ترکیبی با آنها مشابه است؛ نمودار (B) (Wang *et al.*, 2004) برای تفکیک آداکیت‌ها از بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و پشت قوس. نمونه‌ها همگی در محدوده آداکیت واقع شده‌اند.

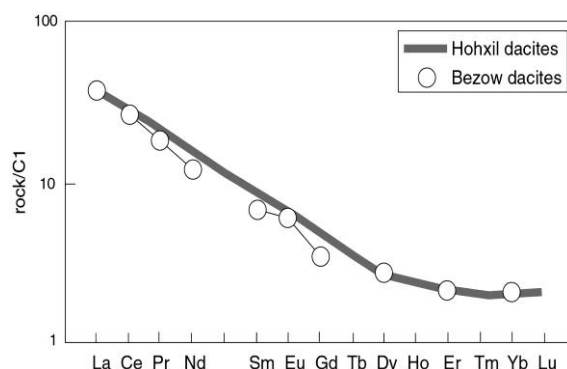


شکل ۹- نمودارهای تفکیک آداکیت‌های کم و پر سیلیس (Martin *et al.*, 2005). همه نمونه‌های بزوداگی از لحاظ نسبت‌های مختلف ژئوشیمیایی عناصر اصلی و جزئی در محدوده انواع HSA واقع شده‌اند.



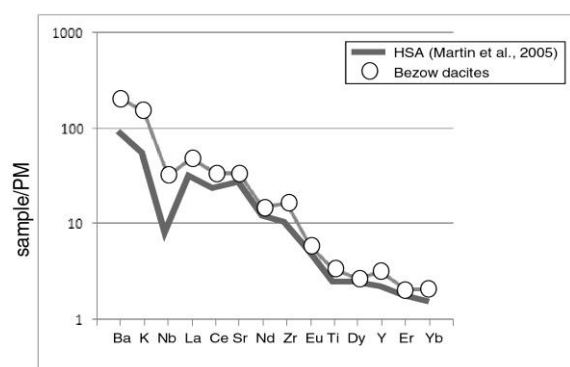
شکل ۱۰- نمودارهای مربوط به تعیین انواع آداکیت کم و پر سیلیس (Moyen, 2009). تمامی نمونه‌های بزوداگی در محدوده آداکیت‌های پر سیلیس قرار گرفته‌اند.

شکل ۱۱- الگوی بهنجار شده REE داسیت‌های بزوداگی و داسیت‌های Hohxil بهنجار شده نسبت به C1 (Sun and McDonough, 1989) که روی هم پیاده شده است. به نقطه آغاز و پایان الگو و نسبت بین عناصر در دو گروه دقت شود.



ملاک تشخیص منبع مذاب در این نمودارها بوده و نمونه‌های مورد بررسی در آنها در گستره اکلوزیت تا گارنت‌آمفیبولیت قرار گرفته‌اند. به این معنی که ذوب بخشی اکلوزیت‌ها در عمق، مولد ماگمای آداکیتی بزوداگی بوده است.

به نظر می‌رسد آداکیت‌های بزوداگی ارومیه در یک جایگاه پس از برخوردی (Post Collision) در منطقه نفوذ کرده‌اند و جوان هستند (شکل ۱۴). بنابراین، آنها به موقعیت قوس ولکانیکی، مربوط به یک قوس همزمان با فرورانش فعال متعلق نیستند. بلکه پس از اتمام فرورانش ورقه نئوتتیس به زیر قاره ایران، و به علت ذوب پوسته فرورونده اکلوزیتی و رسوبات روی آن در عمق و آرایش ناشی از هضم، چنین ماگمایی در منطقه نفوذ کرده است.

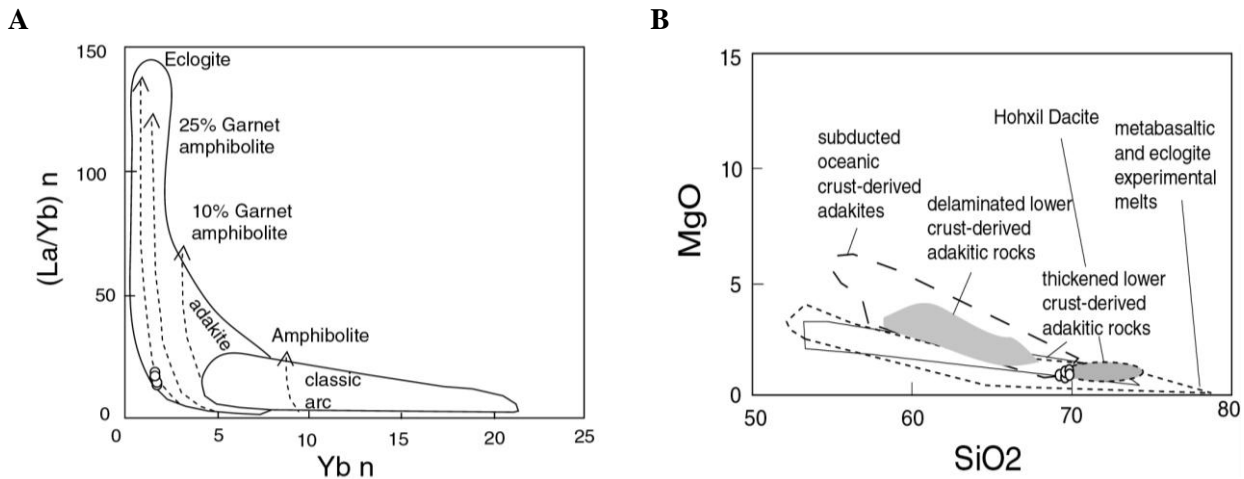


شکل ۱۲- مقایسه الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی آداکیت‌های بزوداگی ارومیه با HSA تیپ (Martin et al., 2005). هنجارسازی بر پایه مقادیر گوشته اولیه (Taylor and McLennan, 1985) انجام شده است. روندها کاملاً با هم موازی است.

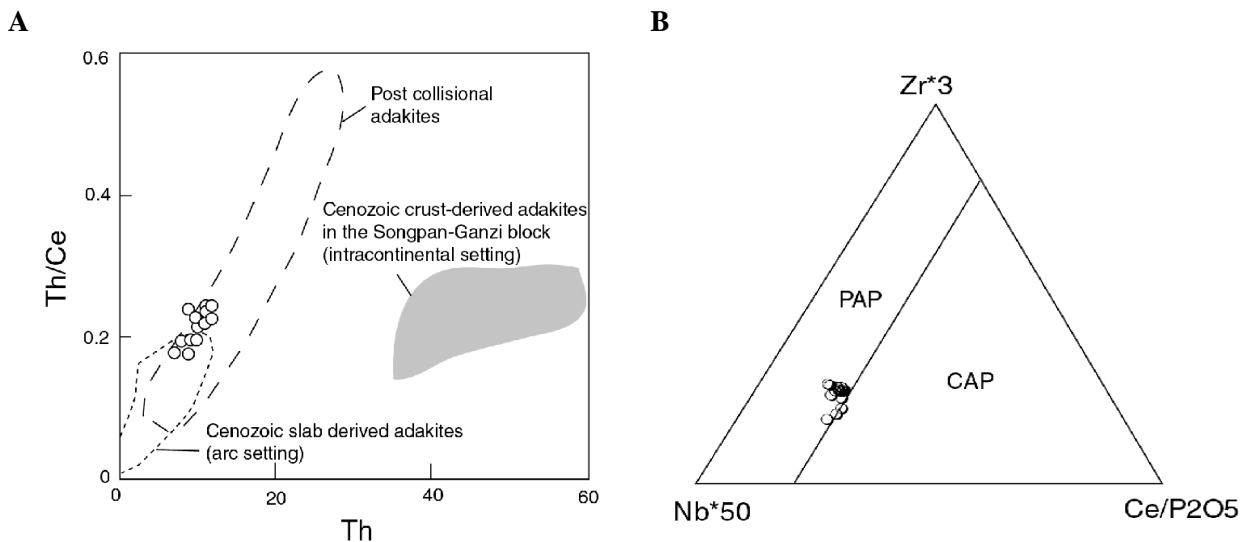
با هدف تأیید تعلق آداکیت‌های بزوداگی به گروه آداکیت‌های پر سیلیس که توسط Martin و همکاران (۲۰۰۵) معرفی شده است؛ الگوی نمودار عنکبوتی این گروه سنگی با آداکیت‌های HSA آن پژوهش کلاسیک مقایسه شد (شکل ۱۲). نتیجه به طور چشمگیری تعلق این آداکیت‌ها را به گروه مزبور آشکار می‌کند. الگوی نمودار عنکبوتی این دو گروه کاملاً مشابه است. Wang و همکاران (۲۰۱۱) داسیت‌های این منطقه را نتیجه ذوب بخشی قطعه اقیانوسی فرورونده به همراه رسوبات روی آن که اندکی هم با گوشته آرایش یافته ارزیابی نموده‌اند. تفاوت بین انواع HSA با LSA بیش از تفاوت‌های کانی‌شناختی یا شیمیایی، منعکس کننده تفاوت‌های اساسی در پتروژنز و به طور مشخص در منبع مذاب‌ها است.

نوع HSA نتیجه مستقیم ذوب بازالت‌های فرورونده هیدراته است که مذاب حاصله در حین صعود از گوه گوشته‌ای با نسبت‌های مختلفی با پربدویت‌های هضم شده آرایش یافته است (Martin et al., 2005).

برای تعیین خاستگاه دقیق سنگ‌های داسیتی بزوداگی از نمودار ارایه شده توسط Defant and Drummond (۱۹۹۰) و Rapp و همکاران (۲۰۰۳) استفاده شده است (شکل ۱۳). نسبت‌های بین عناصر جزئی (شکل ۱۳-A) و عناصر اصلی (شکل ۱۳-B) در مذاب‌های تجربی



شکل ۱۳- A) نمودار تعیین خاستگاه اصلی (Defant and Drummond, 1990) آداکیت‌های بزوداگی ارومیه. همه نمونه‌ها بر روی بردار مربوط به اکلوزیت‌ها قرار گرفته‌اند؛ B) نمودار اکسید منیزیم در برابر سیلیس. محدوده مذاب‌های تجربی متابازالتی و اکلوزیتی (Rapp *et al.*, 1999; 2003) و سایر محدوده‌ها (Wang *et al.*, 2006) در این شکل مشخص است. همچنین، محدوده داسیت‌های Hohxil ثبت نیز پیاده شده است.



شکل ۱۴- A) نمودار (Wang *et al.*, 2008) برای تفکیک انواع آداکیت. نمونه‌های بزوداگی در محدوده آداکیت‌های پس از برخورد قرار گرفته‌اند؛ B) نمودار (Muller and Groves, 1991) برای تفکیک موقعیت قوس قاره‌ای (continental arc position) و پس از برخوردی (post arc position). همه نمونه‌ها در محدوده پس از برخورد واقع هستند.

نتیجه‌گیری

بسیار تفریق یافته و نسبت بالای LREE/HREE دارد. این مطلب گویای باقی‌ماندن گارنت در تفاله و از آثار ماگمای آداکیتی است. در نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی بزوداگی تهی‌شدگی از HFSE و TNT و غنی‌شدگی از LILE مشاهده شد. این موارد ممکن است نشانه آرایش با پوسته

سنگ‌های آتشفشانی منطقه بزوداگی ارومیه از نوع داسیت بوده و کانی‌های اصلی آن شامل: پلاژیوکلاز و آمفیبول در متن شیشه‌ای تا ریزدانه با سرشت کالک‌آلکان پتاسیم متوسط و شوشونیتی است. الگوی REE داسیت‌های بزوداگی

گوشته‌ای آرایش یافته، مولد ماگمای آداکیتی در ناحیه مورد مطالعه بوده باشد. به طور کلی، خاستگاه نوع HSA بر اساس نتایج به دست آمده توسط Martin و همکاران (۲۰۰۵) نیز همین است. احتمال آرایش با پوسته فوقانی (رسوبات روی آن) در تشکیل ماگما وجود داشته است و تشکیل این ماگما در مرحله پس از برخورد در موقعیت قوس ولکانیکی اتفاق افتاده است.

سپاسگزاری

این پژوهش حاصل طرح پژوهشی با کد ۰۰۹/ع/۹۱ از دانشگاه ارومیه است و با حمایت مالی معاونت پژوهشی این دانشگاه میسر شده است. نگارنده لازم می‌داند از معاونت پژوهشی این دانشگاه تشکر و قدردانی نماید.

باشد. جایگاه تکتونیکی مرتبط با قوس ولکانیکی برای نمونه‌های مطالعه شده، تعیین شد. با بررسی‌های دقیق‌تر معلوم شد این داسیت‌ها در واقع نوعی آداکیت پر سیلیس هستند که در منطقه به صورت دم ولکانیکی منفرد ظاهر شده‌اند. همه ویژگی‌های ژئوشیمیایی و نسبت‌های اعلام شده برای آداکیت‌ها درباره داسیت‌های بزوداگی صدق می‌کند از جمله: $Al_2O_3 > 15\%$ ، $MgO < 3\%$ ، $SiO_2 > 56\%$ و $Sr > 400$ ppm و غنای آن از LILE و LREE و تهی‌شدگی از HREE و Y و نسبت بالای $La/Yb > 20$ و $Sr/Y > 40$. با بررسی‌های بیشتر معلوم شد این آداکیت‌ها از نوع HSA بوده و با آداکیت‌هایی مانند Hohxil تبت قابل مقایسه هستند. طبق اطلاعات به دست آمده شاید ذوب بخشی اسلب فرورونده بازالتی (اکلوژیتهی پس از دگرگونی ناشی از فرورانش) که با پوسته یا گوه

منابع

- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Aghazadeh, M., Emami, M. H., MoineVaziri, H., Rashidnezhad Omran, N. and Castro, A. (2011) Post-collisional shoshonitic, C-type Adakitic and lamprophyric plutonism in the Khankandi Pluton, Arasbaran (NW Iran). *Geosciences* 20(78): 173-188 (in Persian).
- Ahmadzadeh, G., Jahangiri, A., Mojtahedi, M. and Lentz, D. (2011) Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional adakitic rocks in northwest Marand. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 18: 709-722 (in Persian).
- Alavi, M. (1994) Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretation. *Tectonophysics* 229:211-238.
- Allen, M. B., Jackson, J. and Walker, R. (2004) Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics* 23: 1-16.
- Annen, C., Blundy, J. D. and Sparks, R. S. J. (2006) The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* 47: 505-539.
- Arculus, R. J. (2003) Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic. *Journal of Petrology* 44: 929-935.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M. (1982) Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of Geology Society London* 139: 605-614.
- Blatt, H. and Tracy, R. (1995) *Petrology: igneous, sedimentary and metamorphic*. W. H., Freeman book Company, New York.

- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types: 25years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 367: 662-665.
- Defant, M. J., Xu, J. F., Kepezhinskas, P., Wang, Q. and Xiao, L. (2002) Adakites: some variations on a theme. *Acta Petrologica Sinica* 18:129-142.
- Ding, L., Kapp, P., Yue, Y. and Lai, Q. (2007) Postcollisional calc-alkaline lavas and xenoliths from the southern Qiangtang terrane, Central Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 254: 28-38.
- Fitton, J. G., James, D., Kempton, P. D., Ormerod, D. S. and Leeman, W. P. (1988) The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western united states. *Journal of Petrology*, Special lithosphere issue, 331-349.
- Hacker, B. R., Luffi, P., Lutkov, V., Minaev, V., Ratschbacher, L., Plank, T., Ducea, M., Patiño Douceae, A., McWilliams, M. and Metcalf, J. (2005) Near-ultrahigh pressure processing of continental crust: Miocene crustal xenoliths from the Pamir. *Journal of Petrology* 46: 1661-1687.
- Hassanzadeh, J. (1993) Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahre Babak area, Kerman province). PhD thesis, University of California, USA.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48: 2341-2357.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 433-447.
- Kay, R. W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4: 117-132.
- Keskin, M. (2003) Magma generation by slab steeping and break-off beneath a subductionaccretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters* 30:8046.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zannetin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Martin, H. (1999) The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46(3):411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R. P., Moyen, J.-F. and Champion, D. C. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79(1-2): 1-24.
- Mc Birney, A. R. (2007) *Igneous petrology*. 3rd edition, Jones and Bartlett Learning, Burlington, Canada.
- Modjarrad, M. (2013) Petrology and geochemistry of Bezow-Daghi area volcanic rocks, urmia-NW Iran. research project final report, Urmia University, Urmia, Iran (in Persian).
- Modjarrad, M. (2014) Petrology and geochemistry of the Bezow-Daghi volcanic rocks (Urmia), W Azarbaijan; introduction. *New Findings on Applied Geology* 16: 16-24.
- 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.

- Morris, J. D. (1995) Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwestern Japan. *Geology* 23:395-398.
- Moyen, J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the "adakitic signature". *Lithos* 112 :556-574.
- Muller, D. and Groves, D. I. (1991) Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geology Review* 8: 383-406.
- Nabavi, M. (1976) Perfect geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Nelson, T. S. and Montana, A. (1992) Sive-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogy* 77: 1242-1249.
- Niu, Y., and Batiza, R. (1997) Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the eastern equatorial Pacific mantle. *Earth Planet Science Letter* 148:471-484.
- Noghreyan, M., Khodami, M., Davoudian, A. and Shabaniyan Brogeni, N. (2011) Petrogenesis of Pliocene-Quaternary volcanic rocks in Isfahan province: insight on adakite magmatism. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 19: 451-462 (in Persian).
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, I. (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106:380-398.
- Peacock, S. M. (1990) Fluid processes in subduction zones. *Science* 248: 329-337.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1989) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, north Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Pirmohammadi Alishah, F. (2011) Geochemistry of adakitic composition of Sahand volcano at the south of Tabriz. 30th symposium of Erath Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Pirmohammadi Alishah, F., Ameri, A., Jahangiri, A., Mojtahedi, A. and Keskin, M. (2012) Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the south of Tabriz (Sahand volcano). *Petrology* 9(1): 37-56 (in Persian).
- Plank, T. (2005) Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology* 46(5): 921-944.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D. and Applegate, G. S. (1999) Reaction between slab-derived melts and peridotites in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 Gpa. *Chemical Geology* 160: 335-356.
- Rapp, R., Xiao, L. and Shimizu, N. (2002) Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in eastern China. *Acta Petrologica Sinica* 18: 293-302.
- Rapp, R. P., Shimizu, N. and Norman, M. D. (2003) Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature* 425: 605-609.
- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22: 247-263.
- Soltani Sis, Gh. (2005) Geological map of Urmia 1:100000, No. 5065, Geological survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Stocklin, J. and Setudenia, A. (1971) Stratigraphic lexicon of Iran. Geological survey of Iran, Tehran.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications

- for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds: Saunders, A. D. and Norry, M. J) Special Publications 142: 313-345. Geological Society, London.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 301: 381-399.
- Thieblemont, D. and Tegye, M. (1994) Une discrimination geochemique des roches differentiees temoni de la diversite d origines et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes Rendus Academic Sciences* 319: 87-94.
- Tsuchiya, N., Suzuki, S., Kimura, J. I. and Kagami, H. (2005) Evidence for slab melt/mantle reaction: petrogenesis of early Cretaceous and Eocene high-Mg andesites from the Kitakami mountains, Japan. *Lithos* 79: 179-206.
- Wang, Q., Li, Z-X., Chung, S-L., Wyman, D. A., Sun, Y-L., Zhao, Z-H., Zhu, Y-T. and Qiu, H-N. (2011) Late Triassic high-Mg andesite/dacite suites from northern Hohxil, north Tibet: Geochronology, geochemical characteristics, petrogenetic processes and tectonic implications. *Lithos* 126: 54-67.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Wan, Y. S., Li, C. F., Zi, F., Jiang, Z. Q., Qiu, H. N., Chu, Z. Y., Zhao, Z. H. and Dong, Y. H. (2008) Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155: 473-490.
- Wang, Q., Xu, J. F., Jian, P., Bao, Z. W., Zhao, Z. H., Li, C. F., Xiong, X. L. and Ma, J. L. (2006) Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, south China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology* 47:119-144.
- Wang, Z., Wilde, S. A., Wang, K. and Yu, L. (2004) A MORB-arc basalt-adakite association in the 2.5 Ga Wutai greenstone belt: late Archean magmatism and crustal growth in the north China craton. *Precambrian Research* 131: 323-343.
- Xiao, L., Zhang, H. F., Clemens, J. D., Wang, Q. W., Kan, Z. Z., Wang, K. M., Ni, P. Z. and Liu, X. M. (2007) Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution. *Lithos* 96: 436-452.
- Yadollahi, R., Kananian, A., Maanijou, M., Sarjoughian, F. and Hassanpour, Sh. (2011) Genesis of adakitic magmatism in Masjed Daghi region in Julfa, eastern Azarbaijan. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 19: 297-310 (in Persian).

Geochemistry of Bezow-Daghi volcanic rocks, Urmia; adakitic magmatism in the Uromieh-Dokhtar magmatic belt

Monir Modjarrad *

Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

Abstract

The Bezow-Daghi area is located in the west side of Urmia Lake and northeast of Urmia Town. In the area an individual volcanic dome is observed which is accompanied by different pyroclastic and volcanic products (acidic to intermediate composition) mainly dacite. The major minerals are plagioclase and amphibole set in the microlitic to hyaline matrix. Geochemical studies show that the rocks are dacite with high potassic calc-alkaline to shoshonitic affinity. LREE/HREE ratio is high ($La_N/Yb_N \approx 20$). Depletion in HREE, HFSE and TNT contrary to LILE and Sr enrichment and VAG setting are the significant features of these rocks. Detail investigations on the rocks studied confirmed that the dacites are HSA type adakite and its magma is generated as a result of partial melting of subducted slab (eclogite) and overlying sediments during post-collisional period. All geochemical characteristics reported for adakite, in the petrologic literatures, are well consistent with those of Bezow-Daghi adakites i.e. $Sr > 400$ ppm, $MgO < 3\%$, $Al_2O_3 > 15\%$ and $SiO_2 > 56\%$, enrichment in LREE and LILE, depletion in HREE and Y and high ratio of $La/Yb > 20$ and $Sr/Y > 40$.

Key words: Dacite, Adakite, Geochemistry, Post-collision, Bezow-Daghi, Urmia, Central Iran zone

* m.modjarrad@urmia.ac.ir