

ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی عروسان کبودان (شمال شرق انارک)

جمشید احمدیان^{۱*}، نوشین بهادران^۱، قدرت ترابی^۲ و مامورو موراتا^۳

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۳ بخش علوم زمین، دانشگاه ناراتو، ژاپن

چکیده

مجموعه آتشفشانی عروسان (شمال شرق انارک) در زون ایران مرکزی (بلوک یزد) قرار دارد. این مجموعه متشکل از سنگ‌های آذرین اسیدی تا حدواسط - بازیگ است و از نظر سنگ‌شناسی ترم‌هایی همچون داسیت، تراکی‌اندزیت، شوشونیت و تراکی‌بازالت پتاسیک را شامل می‌شود. ویژگی‌های کانی‌شناسی نظیر ترکیب کلینوپیروکسن‌ها (سالیتم-اوژیت)، بیوتیت‌های با عدد منیزیم بالا، میزان قابل ملاحظه K_2O و نسبت‌های بالای Ce/Yb ، Th/Yb و Ta/Yb مبین سرشت شوشونیتی گدازه‌های ناحیه مورد مطالعه است. فقدان آنومالی Eu نشان از بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده است که خود از شاخص‌های ماگمای شوشونیتی است. الگوی عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی حاکی از غنی‌شدگی LREE و LILE و تهی‌شدگی عناصر گروه HFS (نظیر Nb، Ta و Ti) که از مشخصه‌های ماگماتیسیم زون فرورانش است. بررسی‌های ژئوشیمیایی حاکی از آن است که علاوه بر تبلور بخشی، فرآیندهای آغشتگی پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی نیز در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی ناحیه مؤثر بوده است. بر اساس مدل‌سازی انجام شده، سنگ منشأ آمفیبولیتی گارنت‌دار (۰-۱۰٪ گارنت) برآورد شده است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، شوشونیت، ژئوشیمی، عروسان کبودان

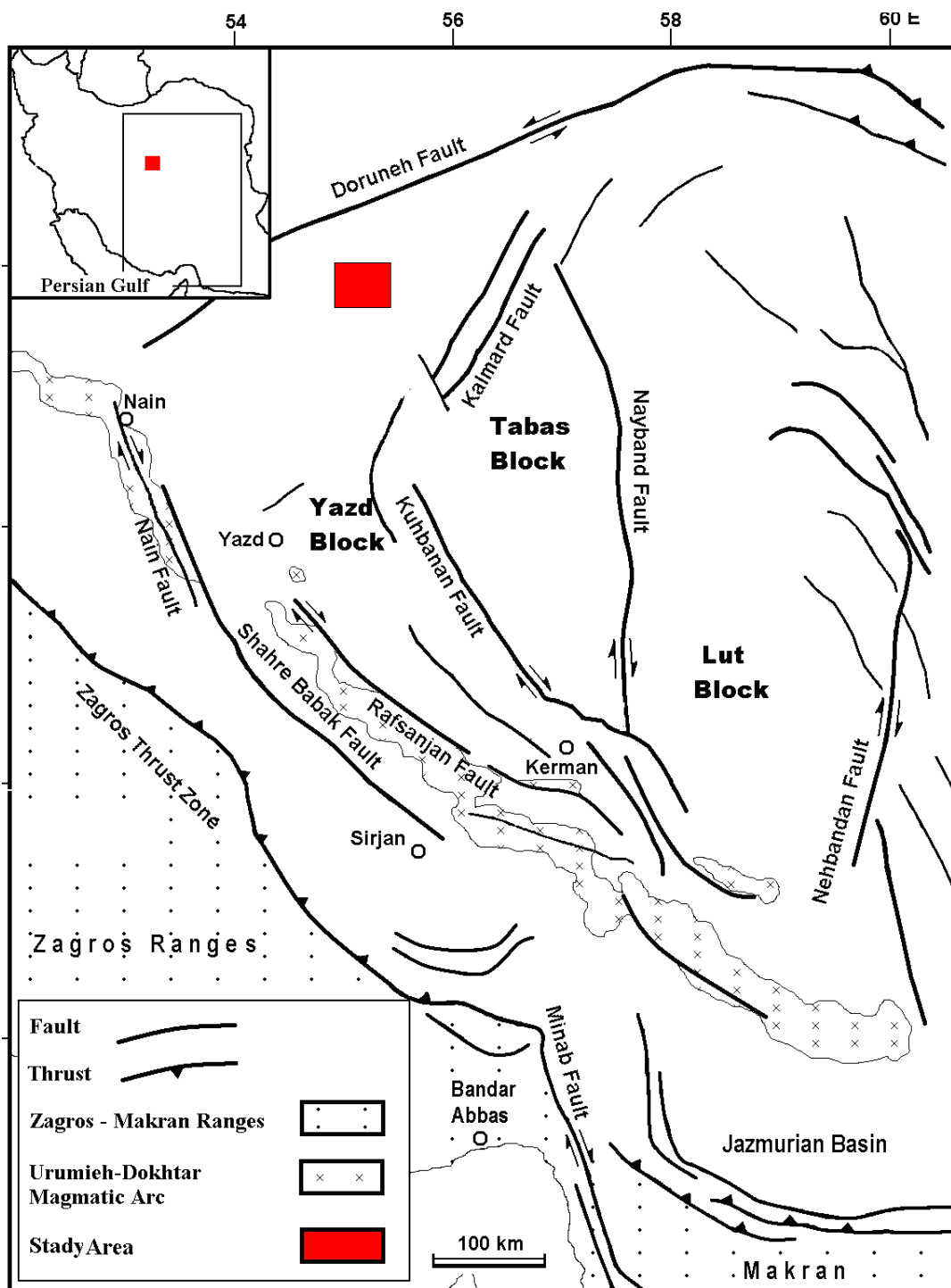
مقدمه

از زون ایران مرکزی - بلوک یزد (Alavi, 1991) و زیر زون انارک-خور (Yakovenko *et al.*, 1984) به‌شمار می‌رود (شکل‌های ۱ و ۲). فعالیت‌های آتشفشانی صورت‌گرفته در زمان ائوسن زیرین - میانی در بخش غربی ایران مرکزی، سبب ایجاد سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری‌های وابسته در

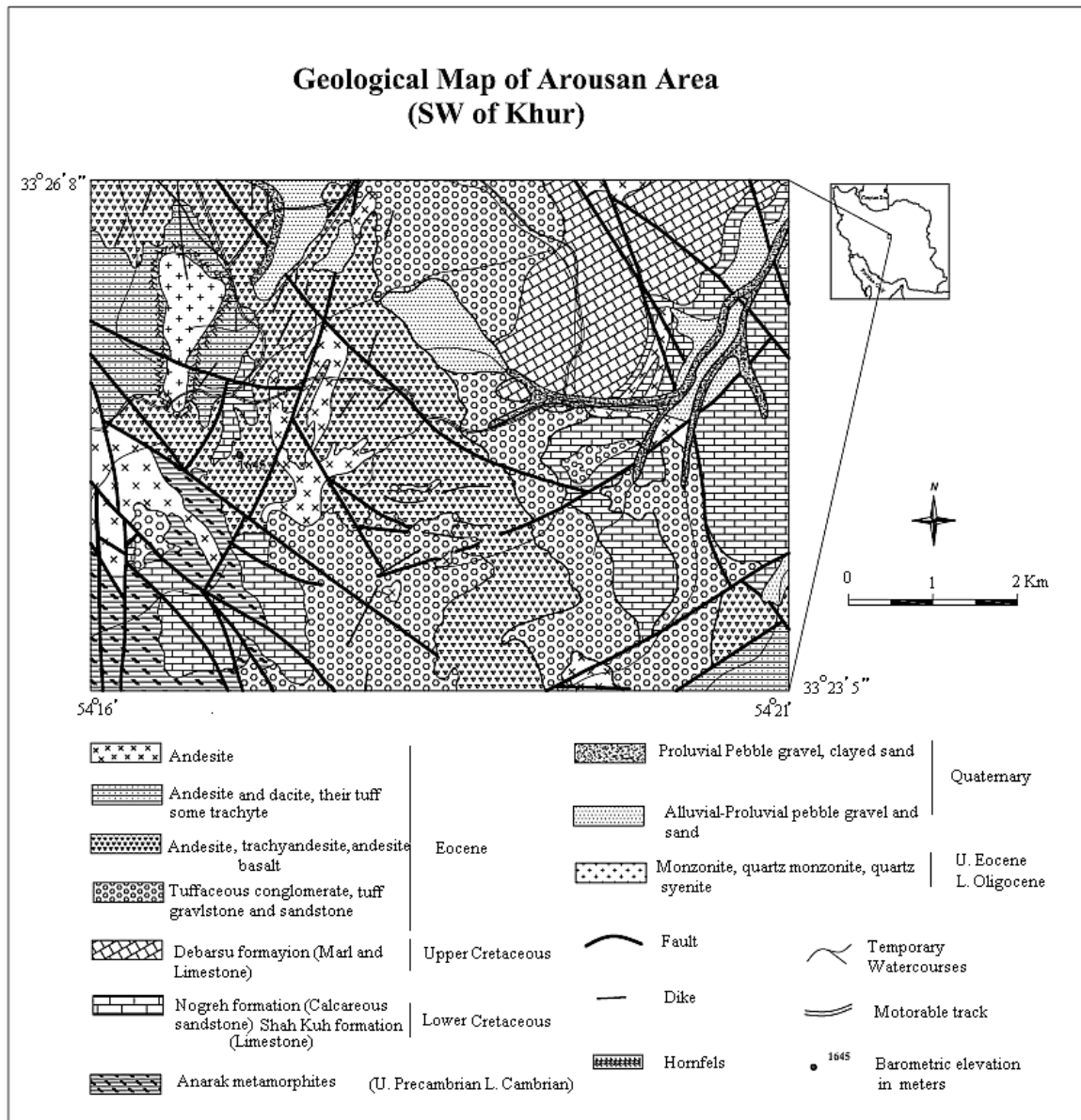
عروسان کبودان در ۷۵ کیلومتری شمال شرق انارک (۲۱۵ کیلومتری شمال شرق اصفهان) بین طول‌های جغرافیایی 54° الی $54^{\circ}30'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی 33° الی $33^{\circ}23'$ شمالی واقع شده است. این منطقه از دیدگاه ساختاری، بخشی

می‌گیرد. اهمیت فعالیت‌های ماگمایی ائوسن ایران مرکزی از یک سو و فقدان اطلاعات ژئوشیمیایی از سنگ‌های منطقه خور از سوی دیگر، انگیزه اصلی انجام این پژوهش بوده است.

ناحیه عروسان گردیده است. از نظر سنگ‌شناسی، سنگ‌های آتشفشانی مذکور علاوه بر سنگ‌های اسیدی (داسیت)، انواع حدواسط (تراکی‌آندزیت، شوشونیت و تراکی‌بازالت پتاسیک) را نیز در بر



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ساختاری ایران.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه براساس نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کبودان (Technoexport, 1984).

دستگاه ICP-MS و INAA انجام شده است. از این میان آنالیز ۷ نمونه به‌طور کامل در بخش علوم زمین دانشگاه کاردیف انگلیس و ۱۷ نمونه در دانشگاه ناراتو ژاپن (جهت عناصر اصلی) صورت گرفته است. ۱۷ نمونه آنالیز شده در ژاپن، جهت اندازه‌گیری عناصر فرعی و کمیاب در شرکت Act Lab کانادا با ICP-MS مدل Perkin-Elmer Elan 6000 آنالیز شده‌اند (نتایج این

روش انجام پژوهش

در بررسی‌های صحرایی تعداد ۱۵۰ نمونه برداشته شد که از بین آنها ۸۵ نمونه جهت تهیه مقطع نازک و نازک-صیقلی انتخاب شدند. جهت آنالیزهای ژئوشیمیایی ۲۴ نمونه با کمترین میزان دگرسانی انتخاب گردید که سنجش عناصر اصلی در آنها با روش XRF و سنجش عناصر فرعی و نادر خاکی توسط

مورد آنالیز قرار گرفت. آنالیزها در شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده 15KV، شدت جریان 15nA و زمان شمارش ۴۰ ثانیه انجام شده است.

آنالیزها در جدول ۱ آورده شده است. برای بررسی‌های دقیق کانی‌شناسی ۷ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی انتخاب شدند و با استفاده از دستگاه مایکروپروب، Jeol مدل JXA-8800R در دانشگاه ناروتو ژاپن ۱۳۲ نقطه

جدول ۱- آنالیز شیمیایی از سنگ‌های واحدهای مختلف مجموعه آتشفشانی عروسان کبودان.

Sample	130	131	133	141	150a	150b	190	2	23	24	25	26	35	52	6	60	61	62	66	69	70	70a	73	96
SiO ₂	57.78	52.34	61.14	53.26	64.25	64.23	52.72	57.00	53.26	61.33	64.34	63.69	63.55	60.13	60.62	56.08	51.77	57.43	54.77	60.37	64.27	64.44	64.56	54.82
TiO ₂	0.72	1.08	0.56	1.05	0.39	0.34	0.93	0.61	0.91	0.54	0.42	0.49	0.54	0.50	0.41	0.69	0.81	0.63	0.92	0.60	0.36	0.41	0.39	0.64
Al ₂ O ₃	16.89	15.52	17.20	15.51	15.53	16.18	14.67	12.86	15.24	15.58	15.10	14.62	15.05	18.76	14.79	15.57	15.22	15.61	15.18	15.25	15.36	15.43	15.43	18.90
Fe ₂ O ₃ *	5.68	9.06	4.60	8.67	3.09	2.99	8.32	5.09	7.94	4.87	3.60	3.93	4.89	4.20	3.56	6.33	7.73	5.81	7.41	5.10	3.22	3.54	3.29	6.03
MnO	0.13	0.26	0.11	0.13	0.04	0.03	0.14	0.07	0.13	0.10	0.06	0.09	0.09	0.07	0.07	0.10	0.14	0.10	0.13	0.12	0.06	0.07	0.05	0.10
MgO	1.99	3.61	2.05	3.64	1.56	1.95	5.87	6.74	5.09	2.96	1.90	2.96	2.21	2.11	4.02	4.31	5.52	3.90	4.49	3.77	2.11	2.44	2.33	3.86
CaO	5.37	7.71	3.57	5.94	4.14	5.22	7.95	6.77	7.22	4.19	3.93	4.95	3.18	4.04	4.31	5.61	6.61	5.12	6.78	4.10	2.98	3.63	3.43	5.40
Na ₂ O	3.81	3.44	4.86	5.46	6.02	5.74	3.87	5.50	3.82	4.40	4.33	3.83	4.24	5.18	5.09	4.90	3.84	5.02	4.22	3.50	5.03	4.55	4.65	4.74
K ₂ O	4.52	3.52	3.70	3.13	1.97	2.27	3.79	1.56	4.70	4.56	3.22	2.93	4.16	4.64	4.56	4.60	4.59	4.61	4.49	3.86	3.67	2.88	3.07	4.38
P ₂ O ₅	0.27	0.53	0.31	0.52	0.15	0.14	0.67	0.66	0.61	0.37	0.19	0.21	0.22	0.35	0.26	0.55	0.73	0.48	0.55	0.28	0.18	0.18	0.17	0.58
LOI	2.60	2.70	1.65	2.40	2.70	0.70	0.80	2.90	0.83	0.82	2.60	2.10	1.50	0.02	1.80	1.04	2.80	1.12	0.93	2.70	2.40	2.20	2.40	0.85
Ba	666	616	797.5	500	1010	913.8	649	146	627	610	985	823	924	652.1	625	610	586.8	634	640	1106.9	637.5	927	1070	668
Rb	136	80	130.7	64	29	40.5	55	45	79	117	89	57	118	125.1	158	101	136.5	96	110	138.8	144.5	70	64	102.3
Sr	1230	821	821	711	1140	2007	1640	772	1510	1230	1030	996	1000	1659	742	1630	1494.1	1530	1290	1789.9	611	825	1240	1634
Tl	2.47	1.53	*	0.23	0.82	*	0.14	0.61	0.51	0.91	1.62	0.49	2.05	3	1.08	0.48	*	0.59	0.88	*	*	1.06	0.97	6.3
Ta	0.68	0.58	0.5	0.6	0.11	0.13	0.3	0.56	0.39	0.66	0.29	0.36	0.62	9.3	0.73	0.49	0.56	0.47	0.7	0.54	0.25	0.28	0.28	10.2
Nb	10.8	9.8	7.56	9.8	2.6	2.21	6.3	9.1	6.7	9.7	5.1	5.7	9.6	10.1	10.9	8.8	9.05	8.4	11.2	8.15	4.17	4.7	4.7	9.9
Hf	4.7	4.4	3.55	4.4	2.4	2.2	3.1	4	4.3	4.7	3	2.9	3.7	3.2	5.4	4.5	3.99	4.2	5	3.1	2.81	2.8	3	6
Zr	179	169	157.6	164	79	84.9	114	142	149	178	104	101	146	182.3	196	172	186.4	160	186	145.5	118.6	99	104	179.6
Y	22.8	26.3	14.7	24.5	5.4	5.7	20.4	16.1	19.2	16	10.5	11.2	16.4	*	16	17.3	20.2	15.9	19.3	14.4	9.2	8.9	9.4	*
Th	9.1	8.12	8.18	7.95	1.04	0.88	5.41	8.71	6.8	11.6	3.99	4.82	7.55	*	15.3	9.21	9.9	8.5	12.5	6.67	3.82	3.95	3.86	*
U	2.56	2.18	2.35	2.2	0.7	0.6	1.47	3.47	2.17	3.66	1.58	2.2	1.81	2.4	5.88	3.2	3.22	2.86	3.53	2.09	1.21	1.52	1.78	2.2
Cr	19	11	151	14	29	54	98	335	46	82	54	77	48	161.2	233	99	117	102	62	96.8	84.1	56	44	90
Ni	*	*	800.3	*	*	21.9	65	122	27	36	*	35	36	77.8	88	61	207.7	56	42	45.9	69.7	29	25	51.5
V	89	171	83.4	123	42	50.2	201	107	159	93	53	66	55	148.5	71	131	199.2	123	168	89.9	65.4	53	52	127.4
Cu	31	77	48.4	47	34	30.3	115	21	81	*	19	30	23	137.8	52	157	173.1	87	124	50.5	30.8	18	14	132.3
Pb	33	22	*	19	41	*	33	7	36	10	42	56	24	32.4	13	45	*	31	34	*	*	33	42	30.3
Zn	86	87	85	68	74	46.6	92	42	76	38	63	44	51	81.3	54	73	95.8	62	91	94.5	68.2	55	42	76.1
La	33.2	31.7	29.4	30.7	7.28	5.62	35.2	20.4	30.6	29.6	14.1	18.1	26.4	32.6	37	33.9	31.45	29.7	34.7	22.04	14.16	14.1	13.8	31.4
Ce	65.3	65.3	60.32	63.4	15.6	13.07	70.5	44.4	63.4	57.2	28.6	34.4	55.7	71.4	73.2	65.9	67.91	60.2	68.7	45.56	29.82	27.4	27.3	64.3
Pr	7.55	7.79	6.78	7.54	1.96	1.76	8.4	5.08	7.88	6.44	3.39	3.87	5.49	4.6	8.25	7.7	8.24	6.88	7.97	5.15	3.5	3.23	3.26	8.6
Nd	29.8	33.5	24.75	31.9	8.34	7.54	34.1	19.6	33.3	24.3	13.9	15.7	20.7	15.4	31	29.8	32.44	26.6	30.9	19.1	13.5	13.1	13.1	26.5
Sm	5.8	6.75	4.49	6.51	1.71	1.61	7.27	4.25	6.75	4.84	2.67	3.08	4.14	*	5.95	6.16	6.68	5.54	6.47	3.76	2.64	2.54	2.51	*
Eu	1.64	1.94	1.17	1.79	0.481	0.51	2.11	1.25	1.91	1.3	0.81	0.907	1.17	*	1.5	1.75	1.74	1.56	1.81	1.06	0.74	0.733	0.735	*
Gd	4.84	5.78	3.38	5.58	1.36	1.28	5.73	3.51	5.63	3.8	2.31	2.56	3.42	*	4.41	4.66	5.32	4.23	5.18	3.12	2.07	2.01	2.18	*
Tb	0.76	0.89	0.44	0.68	0.2	0.17	0.8	0.57	0.8	0.56	0.35	0.38	0.55	*	0.61	0.65	0.69	0.61	0.75	0.43	0.28	0.32	0.32	*
Dy	3.88	4.69	2.41	4.4	0.99	0.94	3.8	2.93	3.81	2.81	1.82	1.95	2.92	*	2.81	3.17	3.54	2.92	3.69	2.37	1.51	1.53	1.61	*
Ho	0.75	0.87	0.43	0.83	0.18	0.16	0.69	0.56	0.69	0.54	0.35	0.37	0.56	*	0.5	0.57	0.61	0.54	0.68	0.43	0.28	0.3	0.31	*
Er	2.29	2.57	1.36	2.48	0.5	0.49	1.91	1.62	1.99	1.55	1.05	1.12	1.64	*	1.51	1.64	1.78	1.49	1.91	1.35	0.85	0.89	0.9	*
Tm	0.351	0.38	0.21	0.366	0.071	0.08	0.266	0.239	0.293	0.24	0.157	0.169	0.24	*	0.224	0.237	0.27	0.207	0.279	0.21	0.13	0.138	0.138	*
Yb	2.21	2.32	1.38	2.39	0.46	0.48	1.71	1.51	1.79	1.59	0.99	1.13	1.53	*	1.47	1.49	1.68	1.39	1.78	1.35	0.86	0.9	0.9	*
Lu	0.329	0.35	0.22	0.333	0.072	0.07	0.243	0.212	0.261	0.233	0.149	0.168	0.228	*	0.218	0.219	0.26	0.209	0.264	0.22	0.14	0.135	0.136	*
Sr/Y	53.95	31.22	55.85	29.02	211.1	352.1	80.39	47.95	78.65	76.88	98.1	88.93	60.98	*	46.38	94.22	73.97	96.23	66.84	124.3	66.41	92.7	131.91	*

سنگ‌شناسی

منطقه را می‌توان به دو دسته اسیدی و حدواسط تقسیم کرد.

سنگ‌های اسیدی

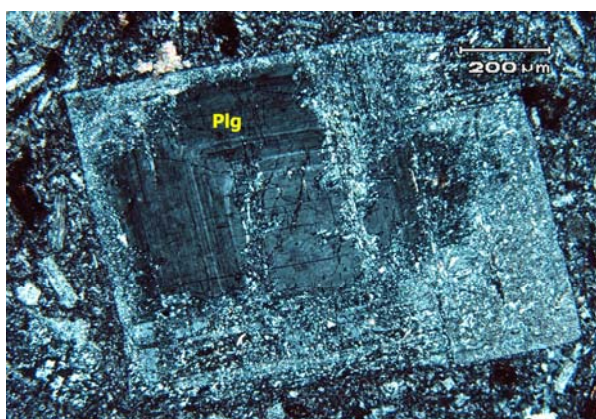
این سنگ‌ها در برگزیده داسیت‌ها هستند که با بافت پرفیری در زمینه‌ای از شیشه و میکروولیت دیده می‌شوند. مهم‌ترین فنوکریست‌های آنها شامل

رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی با استفاده از طبقه‌بندی شیمیایی (Le Maitre *et al.*, IUGS (1989) انجام گردیده است که بر اساس آن واحدهای سنگی در محدوده‌های داسیت، تراکی آندزیت، شوشونیت و تراکی‌بازالت پتاسیک قرار می‌گیرند (بهادران، ۱۳۸۶). بر این مبنا سنگ‌های

شیمی کانی‌ها

پیروکسن

پیروکسن به‌غیر از داسیت‌ها، در سایر واحدهای سنگی منطقه مشاهده می‌شود. کلیه پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن بوده و ترکیب آنها در قلمرو پیروکسن‌های آهن-منیزیم-کلسیم قرار دارد (Morimoto *et al.*, 1988). ترکیب شیمیایی آنها با توجه به مطالعات الکترون مایکروپروب (بهداران، ۱۳۶۸) در تراکی‌آندزیت‌ها و پتاسیم تراکی‌بازالت‌ها در حد سالیته و در شوشونیت‌ها از نوع دیوپسید - اوژیت است.



شکل ۳- پلاژیوکلاز با زونینگ نوسانی در یک داسیت که متحمل دگرسانی سرسیتی شده است.



شکل ۴- نمایی از یک بلور کلینوپیروکسن دارای بافت اسفنجی.

پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز است. پلاژیوکلازها بر مبنای مطالعات الکترون مایکروپروب دارای زونینگ عادی و گاه نوسانی هستند (شکل ۳). زونینگ نوسانی به اعتقاد بسیاری محققان محصول فرآیند اختلاط ماگمایی است (Haalsor, 1989; Perugini *et al.*, 2005). در حاشیه بعضی از بلورهای این کانی آثار خوردگی دیده می‌شود که می‌توان آنرا به تغییرات فشار و یا عدم تعادل شیمیایی فنوکریست‌ها با ماگمای سازنده در هنگام خروج گدازه نسبت داد (شلی، ۱۹۹۳). آمفیبول و بیوتیت در نمونه‌های مورد مطالعه اوپاسیتی شده‌اند و بلورهای کوارتز دارای خوردگی خلیجی هستند.

سنگ‌های حدواسط - بازیک

این گروه شامل تراکی‌آندزیت، شوشونیت و تراکی‌بازالت پتاسیک هستند. بافت رایج در آنها میکرولیتی پرفیری، میکروگرانولار، گلومروپرفیری و ویتروفیری است. مهم‌ترین فنوکریست آنها کلینوپیروکسن‌های اسفنجی است. بافت اسفنجی در درشت‌بلورهای پیروکسن به‌واسطه انکلوزیون‌های فراوان آلکالی‌فلدسپار ایجاد شده است (شکل ۴).

مطالعات SEM و مایکروپروب حاکی از وجود زونینگ عادی و گاه ناقص (Patchily Zonation) در آنها است. زونینگ ناقص در بلورهای کلینوپیروکسن در صورت همراه بودن با سایر شواهد بافت‌های غیرتعادلی به‌عنوان نشانه‌ای از اختلاط ماگمایی در نظر گرفته می‌شود (Sakuyama, 1978; Pe-Piper, 1983). سایر کانی‌های مافیک شامل آمفیبول و بیوتیت با حاشیه سوخته است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با زونینگ عادی (با ابعادی از ۱ تا ۱/۱۵ میلیمتر) و سانیدین به‌عنوان کانی‌های فلسیک در متن سنگ حضور دارند.

فلدسپار

فراوان ترین کانی موجود در سنگ‌های منطقه است که شامل پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم‌دار می‌شود. ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده نسبتاً گسترده‌ای از آلبیت تا آندزین در نوسان است. پلاژیوکلاز موجود در داسیت‌ها، در محدوده الیگوکلاز (An:18-19) و در برخی موارد تا آندزین است. در تراکی‌آندزیت‌ها، حاشیه بلور با ترکیب (An~29) مشخص می‌شود و در مرکز بلور به An~32 می‌رسد. در شوشونیت‌ها فلدسپارها ترکیب آلكالی داشته و از آلبیت با خلوص بالا (An: 1-3%) و یا سانیدین (Or: 65-86%) تشکیل شده است.

آمفیبول

این کانی در کلیه واحدهای سنگی ناحیه، به استثنای شوشونیت‌ها، حضور دارد. ترکیب عمومی آمفیبول‌ها از نوع کلسیک است (Leake et al., 1997). با توجه به بررسی‌های الکترون میکروپروب ترکیب این کانی در داسیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها از نوع هورنبلند هاستینگزیتی منیزیم‌دار است و در تراکی‌بازالت پتاسیک این ترکیب به سمت هاستینگزیت منیزیم‌دار تغییر می‌یابد.

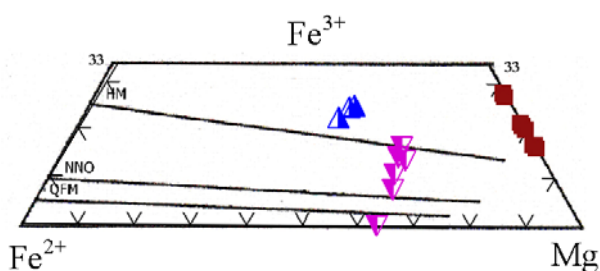
میکا

ترکیب میکاهای موجود در سنگ‌های ناحیه با در نظر گرفتن داده‌های الکترون میکروپروب، در دو گروه بیوتیت‌های غنی از تیتان و فلوگوپیت قرار می‌گیرد. بیوتیت‌های غنی از تیتان (درصد ۵-۵/۳ TiO_2) که عدد منیزیم ($100 \text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$) آنها ۶۳-۴۵ است و عمدتاً در داسیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها مشاهده شده‌اند.

فلوگوپیت‌ها با میزان تیتان پایین‌تر (۳-۱/۷ درصد) و عدد منیزیم بالاتر (۷۳-۸۶) در پتاسیم تراکی‌بازالت‌های دیده شده‌اند.

اندیس اشباع‌شدگی آلومینیم ASI (نسبت مولکولی $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) بیوتیت‌های ناحیه در تراکی‌آندزیت‌ها و پتاسیم تراکی‌بازالت‌ها پایین است (۱/۱-۱/۳) که این امر انعکاسی از اکتیویته پایین آلومینیم در ماگما تلقی می‌گردد (Helmy et al., 2004). در حالی که درجه اشباع‌شدگی آلومینیم در داسیت‌ها بالا است (۱/۹-۲/۱) که می‌تواند از محتوای پایین K_2O داسیت‌ها ناشی شود.

با توجه به توانایی بیوتیت‌ها در تخمین میزان فوگاسیته اکسیژن ماگما از نمودار Wones و Eugster (۱۹۶۵) استفاده شده است. نمونه‌های پتاسیم تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت بالاتر از بافر هماتیت-مگنتیت (خط HM) قرار گرفته‌اند (شکل ۵). این امر بیانگر فوگاسیته بالای ناشی از اکسایش هنگام فوران است و سبب شده بخش اعظم Fe^{2+} به Fe^{3+} تبدیل شود (در مورد تراکی‌بازالت پتاسیک فوگاسیته بسیار بالا بوده و تقریباً تمامی Fe^{2+} به Fe^{3+} تبدیل شده است).



شکل ۵- تخمین فوگاسیته اکسیژن با استفاده از نمودار Wones و Eugster (۱۹۶۵) که حاکی از بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده ناحیه است. علائم مربع، مثلث رو به بالا و مثلث رو به پایین، به ترتیب پتاسیم تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیت و داسیت می‌باشند.

بررسی ژئوشیمی و فرآیندهای مؤثر در تحول ماگما

ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی محدوده مورد بررسی در محدوده‌ای از سیلیس بین ۵۲/۱۳-۶۴/۵۶ در نوسان بوده و میانگین سیلیس موجود در این سنگ‌ها ۵۶/۸۲ است. مجموع عناصر آلکالن ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) آنها بین ۶/۷۶-۸/۹۶ است و میانگین TiO_2 در سنگ‌های منطقه ۰/۰۳۴ است، که حاکی از پایین بودن میزان تیتانیوم آنهاست. میزان Al_2O_3 در این سنگ‌ها ۱۴/۱۶-۱۸/۹ است.

با توجه به روند خطی که در نمودار هارکر عناصر اصلی دیده می‌شود (شکل ۶) می‌توان نتیجه گیری نمود که فرآیند تبلور بخشی در تکوین سنگ‌های ماگمایی منطقه نقش مهمی داشته است.

روند نزولی MgO ، Fe_2O_3 و TiO_2 به ترتیب به تبلور بخشی کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن و تیتان (ایلمنیت، اسفن) نسبت داده می‌شود. همچنین روند نزولی CaO و P_2O_5 نیز بیانگر تبلور پلاژیوکلاز و آپاتیت است. تغییرات مشاهده شده در میزان Al_2O_3 معمولاً به جدایش پلاژیوکلاز نسبت داده می‌شود. رفتار هماهنگ Cr و Ni (شکل ۷-الف) حاکی از مشارکت عناصر مذکور در ساختار کلینوپیروکسن است (Wilson, 1989)، همچنین همبستگی مثبت دو عنصر Zr و Y (شکل ۷-ب) نشانه تبلور بخشی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های آتشفشانی ناحیه است (Atherton *et al.*, 1985).

به منظور تعیین نقش فرایندهای AFC در تحول سنگ‌های ماگمایی منطقه از نمودار تغییرات Zr/Nb در مقابل سیلیس استفاده نموده‌ایم (شکل ۸). با توجه به دامنه محدود تغییرات Zr/Nb می‌توان اهمیت فرآیند

تبلور بخشی در سنگ‌های ماگمایی را نتیجه گرفت (Tankut *et al.*, 1998).

از سوی دیگر با توجه به حساسیت عناصر Rb و Zr نسبت به فرآیند آغستگی پوسته‌ای (De Paolo, 1981) از نمودار تغییرات Zr/Rb در مقابل Rb استفاده شده است (شکل ۹).

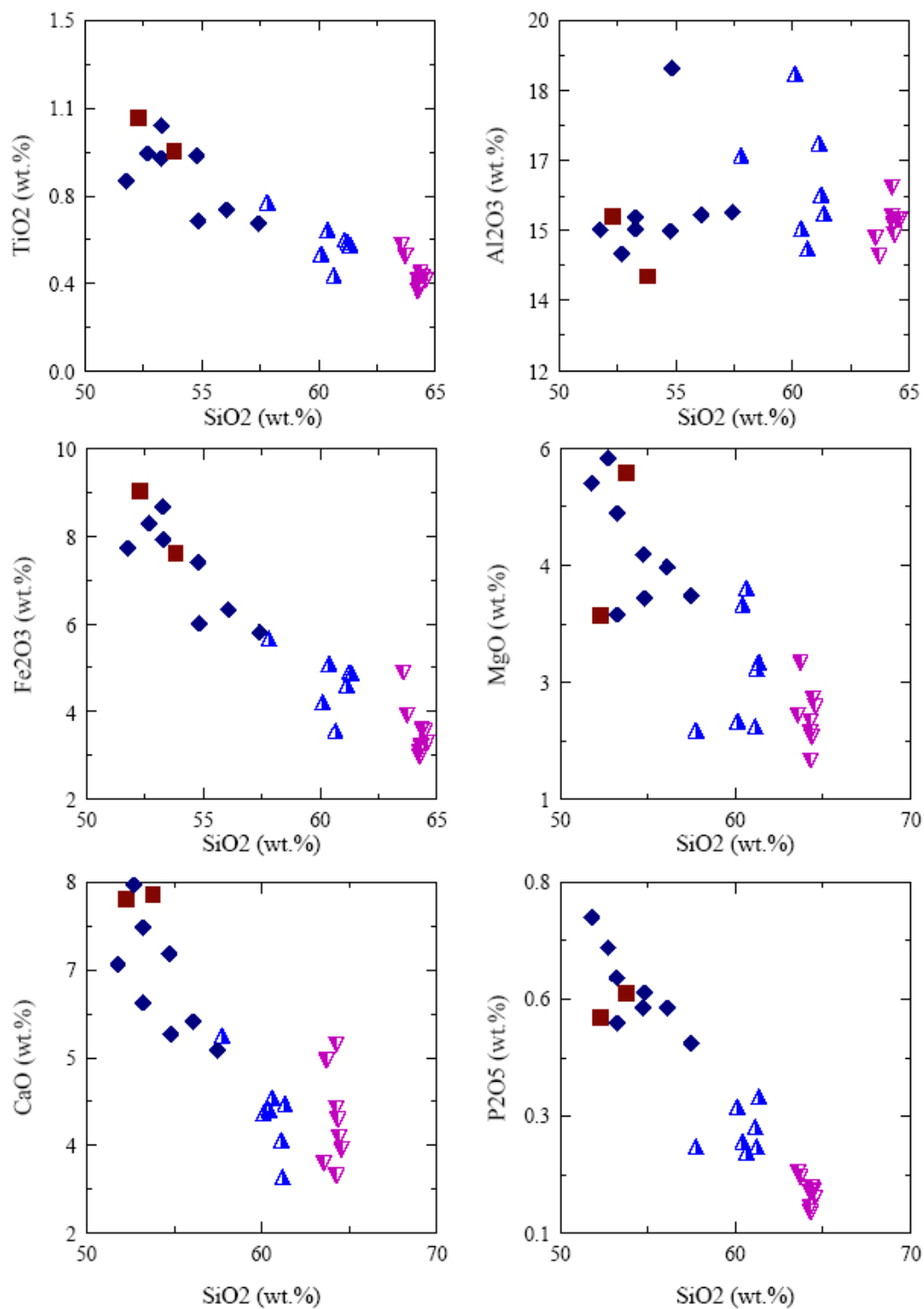
روند نزولی نمودار مذکور بیانگر مشارکت فرآیند آغستگی پوسته‌ای در شکل گیری سنگ‌های آتشفشانی ناحیه عروسان است. در نمودارهای عنکبوتی که بر اساس داده‌های (Sun and McDonough, 1989) نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (شکل ۱۰) تهی‌شدگی مشخصی از عناصر Nb ، Ti و Ta و در سنگ‌های با $\text{SiO}_2 > 60$ تهی‌شدگی Th دیده می‌شود. از سوی دیگر سنگ‌های ناحیه غنی‌شدگی از عناصر LIL نظیر K و Sr نشان می‌دهند. همچنین در کلیه نمونه‌ها غنی‌شدگی مشخصی از Pb دیده می‌شود که آن را به آرایش پوسته‌ای نسبت داده‌اند.

تهی‌شدگی از عناصر HFSE و غنی‌شدگی از عناصر LILE از مشخصه‌های ماگماتیسم مربوط به زون‌های فرورانش است و از ویژگی‌های ماگماهای شوشونیتی شمرده می‌شود (Foley and Wheller, 1990; Saunders *et al.*, 1980).

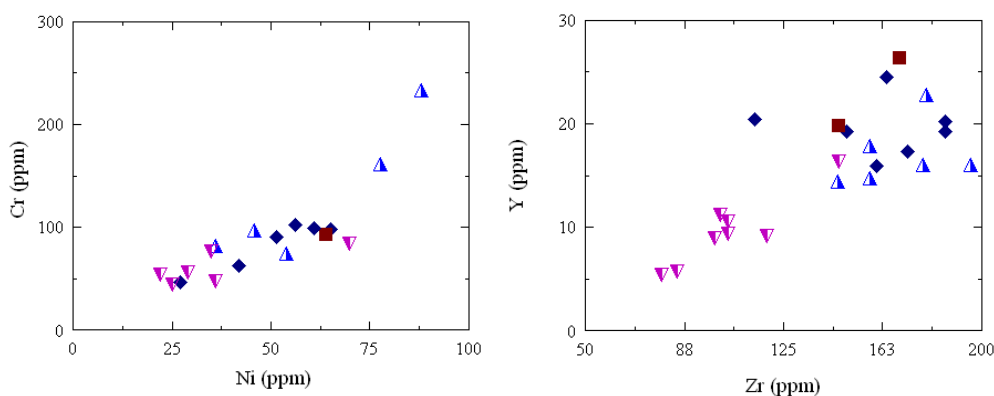
تهی‌شدگی TNT (Ta و Nb) به جدایش کانی‌های تیتان دار (نظیر اسفن، ایلمنیت) مرتبط است. از سوی دیگر برخی از محققان نظیر Edwards و همکاران (۱۹۹۴) تهی‌شدگی مذکور را به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگماهای زون فرورانش مرتبط دانسته‌اند، زیرا در شرایطی که فوگاسیته اکسیژن بالا باشد، دمای بیشتری برای ذوب کانی‌های تیتانیوم‌دار نیاز است.

میزبان Nb و Ta است و لذا شکل گیری آنومالی منفی مذکور توسط آمفیبول کنترل می‌گردد.

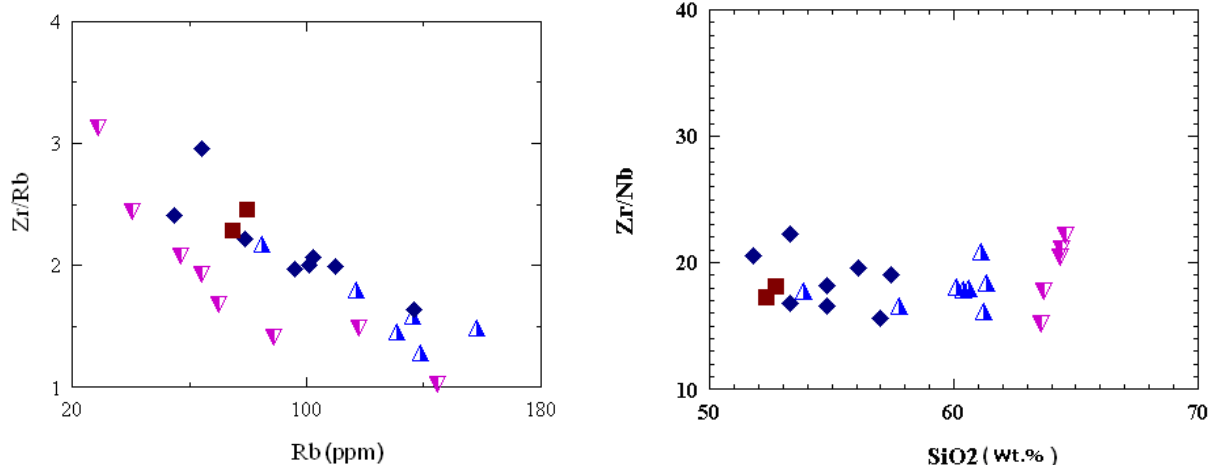
همچنین به عقیده Hofman و Ionov (۱۹۹۵) آمفیبول یکی از کانی‌های مهمی است که در گوشته،



شکل ۶- نمایش نمودارهای هارکر اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس برای سنگ‌های ناحیه مورد مطالعه، علائم \blacklozenge ، \blacktriangle ، \blacklozenge و \blacktriangledown به ترتیب پتاسیم تراکی بازالت، تراکی آندزیت، شوشونیت و داسیت است.



شکل ۷- الف) دیاگرام Cr در مقابل Ni. همبستگی مثبت عناصر مذکور نشانه شرکت آن‌ها در ساختار کلینوپیروکسن است (Wilson, 1989).
 ب) روند مثبت تغییرات Y در برابر Zr مبین تبلور هم‌زمان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های آتشفشانی ناحیه دارد (Atherton *et al.*, 1985). علائم مشابه شکل ۶ است.

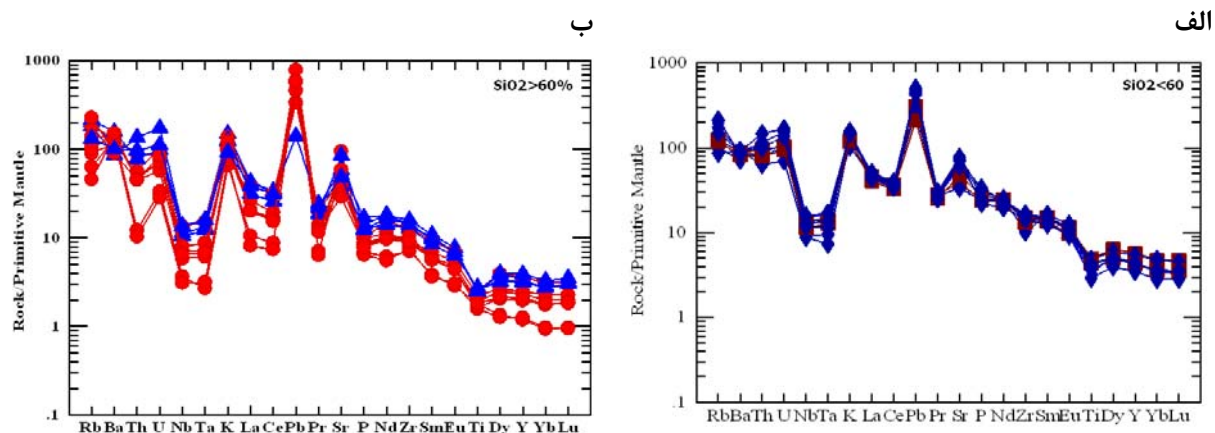


شکل ۹- نسبت Zr/Rb در مقابل Rb بر اساس (De Paolo, 1981). روند نزولی حاکی از تاثیر آغستگی پوسته‌ای در تکوین سنگ‌های آتشفشانی ناحیه است.

شکل ۸- نمودار تغییرات Zr/Nb در برابر SiO₂ که حاکی از نقش موثر فرآیند تبلور بخشی در تحول سنگ‌های ماگمایی منطقه است (Tankut *et al.*, 1998). علائم مشابه شکل ۶ است.

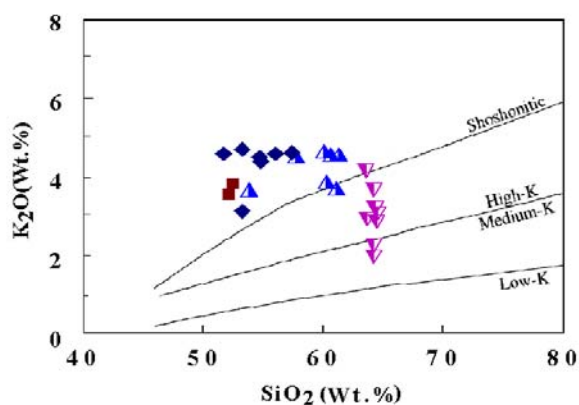
این نمودار (شکل ۱۱) سنگ‌های بازیگ در محدوده شوشونیت‌ها و غالب سنگ‌های اسیدی در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا واقع شده‌اند. علاوه بر این در نمودارهای Ce/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1982) و غالب در مقابل Ta/Yb (Muller *et al.*, 1992) غالب نمونه‌ها در محدوده شوشونیت قرار گرفته‌اند. برخی از نمونه‌های داسیتی در نمودار اخیر در قلمرو کالک‌آلکان قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲).

شواهد بافتی نظیر زونینگ نوسانی در پلاژیوکلازها، خردگی شیمیایی در حاشیه بلورهای نظیر پلاژیوکلاز و کوارتز همچنین وجود زونینگ ناقص در کلینوپیروکسن‌ها می‌تواند مربوط به نقش اختلاط ماگمایی در تکوین ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه عروسان باشد. برای تعیین سرشت ماگمایی سنگ‌های ناحیه از نمودار K₂O در مقابل SiO₂ (Peccerillo and Taylor, 1976) استفاده شده است. در



شکل ۱۰- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه بر اساس داده‌های (Sun and McDonough, 1989). الف) سنگ‌های با SiO_2 کم‌تر از ۶۰ درصد، ب) سنگ‌های با SiO_2 بیش از ۶۰ درصد.

الگوی عناصر نادر خاکی که بر اساس داده‌های Nakamura (۱۹۷۴) نسبت به کندریت‌ها عادی‌سازی شده‌اند، غنی‌شدگی مشخصی از LREE نسبت به HREE را به نمایش می‌گذارند (شکل ۱۴) که این نکته مبین نرخ پایین ذوب‌بخشی و در عین حال، حضور گارنت در پس‌مانده ذوب است.



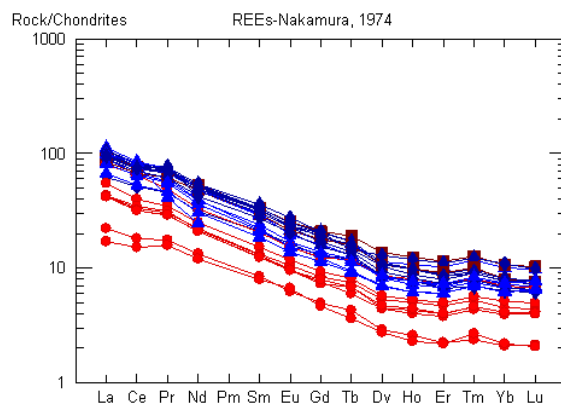
شکل ۱۱- نمودار K_2O - SiO_2 . سنگ‌های بازیک در محدوده شوشونیت‌ها و غالب داسیت‌ها در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند (Peccerillo and Taylor, 1976).

از سوی دیگر ترکیب کانی شناسی سنگ‌های مورد مطالعه نظیر بالا بودن عدد منیزیم بیوتیت (با میانگین حدود ۶۳) (طبق نظر Jiang et al., 2002) و ترکیب کلینوپیروکسن‌ها که در محدوده سالیته اوژیت قرار دارد (بر اساس نظر Morrison, 1980) نیز موید ماهیت شوشونیتی این سنگ‌ها است. در عین حال بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده سنگ‌های مذکور از مشخصات ماگماتیسیم شوشونیتی است (Fowler, 1988).

همچنین نمودارهای عنکبوتی که بر اساس داده‌های Pearce (۱۹۸۲) نسبت به MORB عادی‌سازی شده، ترسیم گردید و با سه نمونه از شوشونیت‌های مهم دنیا (فلات تبت، ریفت ریوگراند و ایالت رومان) مورد مقایسه قرار گرفت. همان‌گونه که در شکل ۱۳ ملاحظه می‌شود الگوی کلی نمودار عنکبوتی ناحیه عروسان بسیار مشابه با فلات تبت است و آنومالی منفی Sr، Nb و Ti و آنومالی مثبت Ce، Rb و Zr در نمودارهای مربوط به هر دو منطقه مشاهده می‌شود.

کانی منجر به افزایش نسبت La/Yb در مذاب می‌گردد. همچنین، الگوهای عناصر نادر خاکی فاقد آنومالی Eu است.

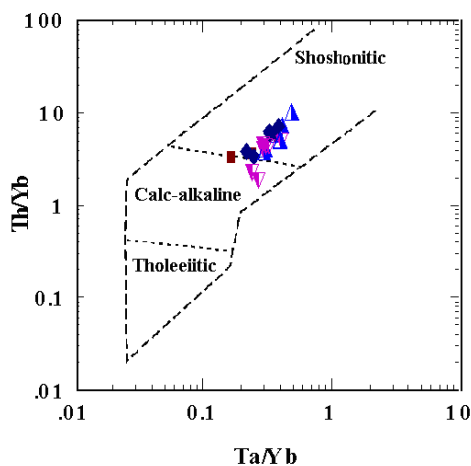
فقدان آنومالی Eu می‌تواند با بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در سنگ‌های ناحیه مرتبط باشد. از سوی دیگر تبلور همزمان آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های اسیدی و تبلور همزمان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازیک نیز می‌تواند سبب حذف آنومالی Eu شود، زیرا آمفیبول و کلینوپیروکسن دارای آنومالی منفی Eu و پلاژیوکلاز واجد آنومالی مثبت Eu است، حضور کانی‌های مذکور در کنار یکدیگر منجر به تعدیل آنومالی Eu خواهد شد (Martin, 1999).



شکل ۱۴- الگوهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده بر اساس داده‌های (Nakamura, 1974). (علائم مشابه شکل ۶ است).

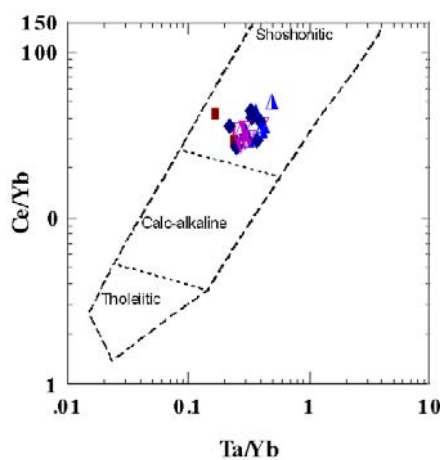
شکل مقعر الگوهای مذکور به تفریق آمفیبول نسبت داده می‌شود (Alther *et al.*, 2000)، زیرا تفریق این

ب



شکل ۱۲- نمودارهای تعیین سرشت ماگمایی با استفاده از نسبت عناصر غیر متحرک. الف) نسبت Ce/Yb در برابر نسبت Ta/Yb (Pearce, 1982). ب) نسبت Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Muller *et al.*, 1992). غالب نمونه‌ها در قلمرو شوشونیت‌ها واقع شده‌اند.

الف



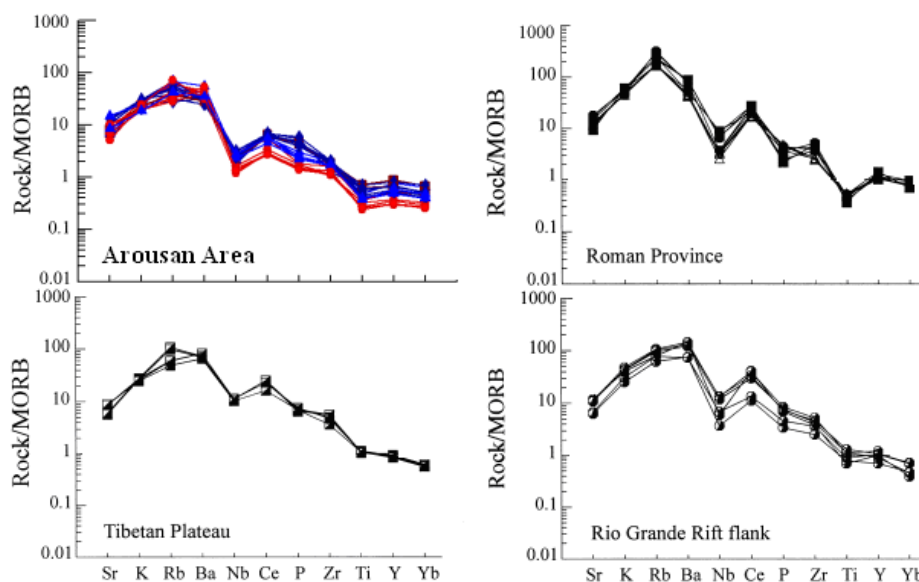
در محیط‌های کششی پشت قوس (Bonadiman *et al.*, 1993; Lange *et al.*, 1994) و نواحی پس از تصادم (Wenzel *et al.*, 1997) و نیز زون‌های ریفتی به وجود می‌آیند. تصور کلی بر این است که بخش عمده سنگ‌های پتاسیم‌دار از ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفر

تعیین جایگاه تکتونیکی

به‌طور کلی شوشونیت‌ها در حاشیه ورقه‌های همگرا، در قوس‌های بالغ (Morrison, 1980) و نیز در قوس‌های ماگمایی که در مراحل آغازین فعالیت (Stern *et al.*, 1988) هستند، تشکیل می‌شوند. همچنین شوشونیت‌ها

این امر به پایداری فلوگوپیت یا هورنبلند منجر می‌گردد (Turner *et al.*, 1996).

قاره‌ای حاوی یک مجموعه کانی‌شناسی آبدار ایجاد شده‌اند. گوشته مذکور توسط سیالات یا مذاب‌های مشتق از قطعه فرورانده در طی فرورانش تحول یافته و



شکل ۱۳- نمودارهای عنکبوتی عادی‌سازی شده نسبت به MORB (Pearce, 1982) مربوط به ناحیه مورد مطالعه و مقایسه آن با شوشونیت‌های ایالت رومان، ریفت ریوگراند و فلات تبت (Alici, 1998).

سیلیس بیش از ۶۰٪ (تراکی‌آندزیت‌ها و داسیت‌ها) اقدام شده است. بر این اساس نمونه‌ها در محدوده VAG که در واقع سنگ‌های مرتبط با قوس‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش است، واقع شده‌اند (شکل ۱۶). به منظور آگاهی از ترکیب کانی‌شناسی سنگ منشا مدل‌سازی رقومی بر اساس داده‌های مربوط به E-MORB از Sun and McDonough (۱۹۸۹) و ضرایب توزیع La و Yb از Klein و همکاران (۱۹۹۷)، Van Westrenen و همکاران (۲۰۰۱) و Barth و همکاران (۲۰۰۲) انجام شده است. در این مدل‌سازی چهار مدل زیر در نظر گرفته شده است:

- ۱- اکلوزیت با ۲۰٪ آمفیبول، ۳۰٪ گارنت، ۵۰٪ کلینوپیروکسن،

جهت تعیین موقعیت تکتونوماگمایی گدازه‌های ناحیه از نمودارهای Zr-Y (Le Maitre *et al.*, 1989) و TiO_2 (Muller and Groves, 1997) Al_2O_3 استفاده شده (شکل ۱۵) که نشانگر یک محیط تکتونیکی وابسته به قوس‌های ماگمایی برای سنگ‌های منطقه است. همچنین برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های پتاسیک ناحیه از نمودارهای Pearce (۱۹۸۴) استفاده شده است. این نمودار معمولاً برای تفکیک محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها به کار می‌رود اما می‌توان از آن برای تمایز محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط نیز استفاده کرد (رولینسون، ۱۹۹۲). لذا در این قسمت با به کارگیری نمودارهای مذکور، به تعیین خاستگاه تکتونیکی نمونه‌های با

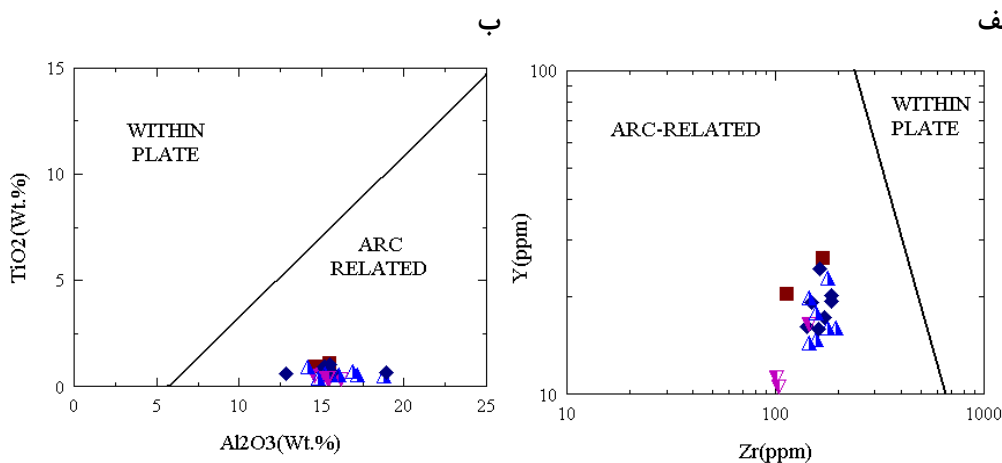
سوی دیگر نسبت Sr/Y بیش از ۴۰ و $(La/Yb)_{CN}$ بین ۹-۱۶ (جدول ۱) تأیید دیگری بر ذوب‌بخشی سنگ منشأ آمفیبولیتی است که گارنت در آن جزو پس‌مانده ذوب بوده و بخش اعظم پلاژیوکلاز سنگ وارد فاز مذاب شده است (Drummond and Defant, 1990; Whalen *et al.*, 2006).

۲- آمفیبولیت گارنت‌دار واجد ۱۰٪ گارنت،

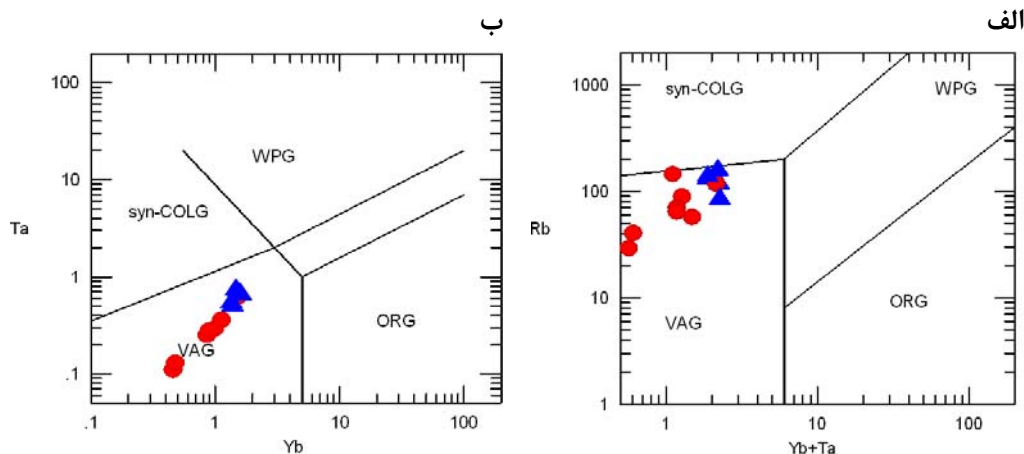
۳- آمفیبولیت گارنت‌دار با ۵٪ گارنت،

۴- آمفیبولیت فاقد گارنت.

مدل‌سازی ژئوشیمیایی ذوب دسته‌ای برای سنگ‌های ناحیه حاکی از نرخ پایین ذوب‌بخشی یک آمفیبولیت گارنت‌دار (صفر تا ده درصد گارنت) و تفاله ذوب فاقد پلاژیوکلاز و حاوی گارنت است (شکل ۱۷).

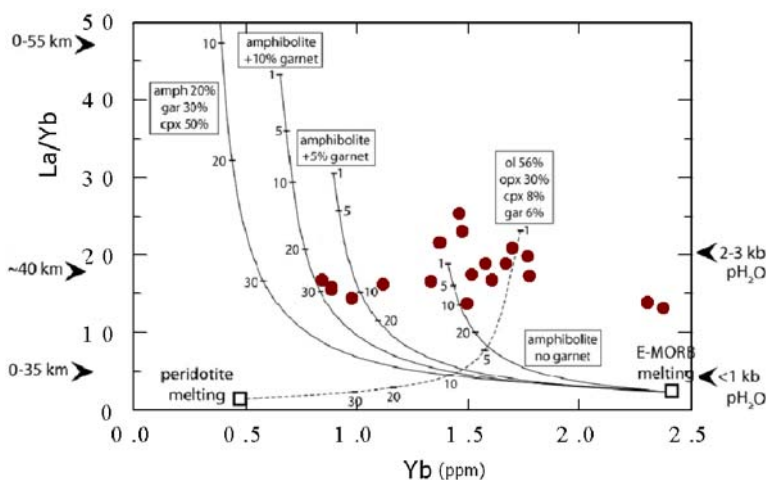


شکل ۱۵- الف) نمودار Zr-Y (Le Maitre *et al.*, 1989)، ب) $TiO_2-Al_2O_3$ (Muller and Groves, 1997)، نشانگر محیط تکتونیکی وابسته به قوس هستند.



شکل ۱۶- نمودار تمایز محیط‌های تکتونیکی (Pearce, 1984). الف) نمودار Rb در برابر $Yb+Ta$ ، ب) نمودار Ta - Yb (WPG, ORG, VAG). علائم ● و ▲ به ترتیب داسیت و تراکی‌اندزیت هستند.

شکل ۱۷- مدل سازی رقومی بر اساس داده‌های مربوط به E-MORB (Sun and McDonough, 1989) و ضرایب انتشار La و Yb از Klein و همکاران (۱۹۹۷)، Van Westrenen و همکاران (۲۰۰۱) و Barth و همکاران (۲۰۰۲)، بر این اساس سنگ منشأ یک آمفیبولیت با صفر تا ده درصد گارنت است.



ج) بالا بودن عدد منیزیم در بیوتیت؛

د) پایین بودن میزان TiO_2 در سنگ‌های ناحیه.

شواهد ژئوشیمیایی حاکی از آن است که سنگ‌های ماگمایی منطقه در یک قوس ماگمایی مرتبط با فرورانش که در حاشیه خرده قاره شرق ایران مرکزی تشکیل شده است، به وجود آمده‌اند (نمودارهای Zr-Y و $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$). در ضمن بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ماگمای سازنده سنگ‌های ناحیه و نیز غنی بودن سنگ‌ها از LILE، LREE و تهی‌شدگی HFSE، ویژگی‌های مهم ماگماهای شوشونیتی و شاخص ماگماتیسیم مرتبط با زون فرورانش است. الگوی متصور برای سنگ منشأ می‌تواند یک آمفیبولیت گارنت‌دار (صفر تا ده درصد گارنت) باشد.

منابع

احمدیان، ج. (۱۳۸۹) پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی کال کافی (شرق انارک) با نگرشی بر دگرسانی و کانی‌سازی مس (مولیبدن - طلا) مرتبط با آن. پایان‌نامه دکتری پترولوژی (در دست تدوین)، دانشگاه تربیت مدرس، ایران.

بهادران، ن. (۱۳۸۶) پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های ولکانیک منطقه غرب عروسان کبودان (جنوب چوپانان -

نتایج

ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه عروسان کبودان طیفی از سنگ‌های بازیک- حدواسط تا اسیدی را در بر می‌گیرد و شامل سنگ‌های پتاسیم‌تراکی‌بازالت و شونیت، تراکی‌آندزیت، و داسیت است.

این سنگ‌ها غنی از عناصر آلکالن بوده و میانگین $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ در آنها ۷/۵۹ است. روندهای خطی مشاهده‌شده در نمودارهای هارکر عناصر اصلی، بیانگر نقش مهم تبلور بخشی در شکل‌گیری گدازه‌های منطقه است.

روند نزولی در نمودار Zr/Rb در برابر Rb و همچنین غنی‌شدگی مشخص سرب در نمودار عنکبوتی مبین آن است که علاوه بر تبلور بخشی فرآیند آغشتگی پوسته‌ای نیز در تکوین سنگ‌های منطقه مؤثر بوده است.

ضمناً برخی شواهد بافتی مؤید فرایند اختلاط ماگمایی در ناحیه است. ماهیت شوشونیتی سنگ‌های منطقه به واسطه شواهد زیر قابل اثبات است:

الف) محتوای بالای K_2O و بالابودن نسبت‌های Ce/Yb ، Th/Yb و Ta/Yb در سنگ‌های منطقه؛

ب) ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه، سالیته - اوژیت است؛

- plagioclase phenocrysts and their bearing on the origin of mixed andesitic lavas at Toliman Volcano. *Guatemala Bulletin of Volcanology* 51: 271-280.
- Helmy, H. M., Ahmed, A. F., El Mahallawi, M. M. and Ali, S. M. (2004) Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of African Earth Science* 38: 255-268.
- Ionov, D. A. and Hoffmann A. W. (1995) Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas; implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters* 131: 341-356
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Ling, H. F., Zhou, X. R., Rui X. J. and Yang W. Z. (2002) Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang northwestern China: implications for granitoid geneses. *Lithos* 63: 165-187.
- Klein, M., Stosch H. G. and Seck H. A. (1997) Partitioning of high field-strength and rare-earth element bet amphibole and quartz-dioritic melts: an experimental study. *Chemical Geology* 138:257-271.
- Leake, B. E., Wolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles, report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *European Journal of Mineralogy* 9: 623-651.
- LeBas M. J., LeMaitre, R. W., Streckeisen A. and Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology* 27:745-750.
- Le Maitre R. W. (1989) A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms (IUGS): Recommendations of the IUGS
- شمال شرق اصفهان). پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، ایران.
- شلی، د. (۱۹۹۳) بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی. ترجمه آسیابانهای رضایی، ع. انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، تهران.
- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the paleo – Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 103: 983 – 992.
- Alici, P., Temel, A., Gourgaud, A., Kieffer G. and Gundogdu, M. N. (1998) Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Golcuk area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas. *JVG* 85:423-446.
- Atherton N. P. and Sanderson, L. M. (1985) Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes. Blackie, Glasgow.
- Barth, M. G., Foley, S. F. and Horn, I. (2002) Partial melting in Archean subduction zones: constraints from experimentally determined trace elements partition coefficients between eclogitic material and tonalitic melts under upper mantle conditions. *Precambrian Research* 113: 323-340.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662-665.
- De Paolo, D. J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53: 189-202.
- Foley, S. F. and Wheller, G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signature of island arc volcanic rocks and continental potassic igneous rocks: The role of titanites. *Chemical Geology* 85: 1-18.
- Fowler, M. B. (1988) Achuaine hybrid appinite pipes: evidence for mantle derived stoichiometric parent magmas in Caledonian granite genesis. *Geology* 16: 1026-1030.
- V/O “Technoexport” (1984) Geological maps of Khur (1/250,000), Kabudan (1/100,000). Geological Survey of Iran.
- Halsor, S. P. (1989) Large glass inclusions in

- calc-alkaline andesite volcano, Japanese Journal of Volcano Geotherms 5:179-208.
- Saunders, A. D., Tarncy, J. and Weaver, S. D. (1980) Transverse geochemical variations across the Antarctic peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 6: 344-360.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A D. and Norry, M. J. (Eds.): *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society Special Publication London.
- Tankut, A., Wilson, M. and Yihunie, T. (1998) Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Guvem area, Anatolia, Turkey. *Japanese Journal of Volcano Geotherms* 85: 285-301.
- Van Westrenen, W., Blundy, J. D. and Wood, B. J. (2001) High field strength element/rare earth element fractionation during partial melting in the presence of garnet: Implications for identification of mantle heterogeneities. *G3*: 2 DOI: 2000GC000133.
- Whalen, J. B., McNicoll, V. J., Van Staal, C. R., Lissenberg, C. J., Longstaffe, F. J., Jenner, G. and Breeman, O. V. (2006) Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break off. *Lithos* 89: 377-404.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman.
- Wones, D. R. and Eugster, H. P. (1965) Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist* 50: 1228-1272.
- Yakovenko, V., Chinakov, I., Kokorin, Y. and Krivyakin, B. (1981) Report on detailed geological prospecting in Anarak Area (Kal-e Kafi-Khoni Locality), V/O "Technoexport" Moscow Report No.13.
- Subcommission on the Systematics of igneous Rocks. Blackwell, Oxford.
- Morimoto, N., Fabrise, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J. Akoi, K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52: 535-55.
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411-429.
- Morrison, G. W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13: 97-108.
- Muller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I. (1992) Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46: 259-289.
- Muller, D. and Groves, D. I. (1997) Potassic Igneous rocks and associated gold-copper mineralization. *Earth sciences* 56: 238.
- Muller, D. and Forrestal, P. (1998) The Shoshonite porphyry Cu-Au association at Bajo de la Alumbrera Catamarca Province. Argentina. *Mineralogy and Petrology* 64: 47-64
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimical Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Pearce J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. Thorpe R. S. (Eds): Wiley 525-548.
- Peccherillo, A., Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Pe-Piper, G. (1984) Zoned Pyroxenes from Shoshonite Lavas of Lesbos, Greece: Inferences concerning Shoshonite Petrogenesis. *Journal of Petrology* 25: 453-472.
- Sakuyama, M. (1978) Evidence of magma mixing: petrological study of Shiroumaoike

Geochemistry and Petrogenesis of volcanic rocks from the Arousan-e- Kaboudan (NE of Anarak)

Jamshid Ahmadian ^{*1}, Noushin Bahadoran ¹, Ghodrat Torabi ² and Mamuro Murata ³

¹ Department of Geology, Payame Noor University of Isfahan, Isfahan, Iran

² Department of Geology, Faculty of sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

³ Department of Geosciences, Naruto University of Education, Japan

Abstract

The volcanic complex of the (NE Nain) is part of Central Iran (Yazad block). This complex consists of intermediate to acidic volcanic rocks and includes dacite, trachyandesite, shoshonite and potassic trachybasalt. Mineralogical characteristics such as chemical composition of clinopyroxene (diopside to augite), and high Mg number of biotites as well as geochemical ratios of Th/Yb, Ce/Yb, and Ta/Yb indicate that lavas are shoshonitic in nature. The lack of Eu anomaly is an indicative of high oxygen fugacity, a diagnostic feature of shoshonitic magmas. The pattern of rare earth elements and spider diagrams show LREE and LILE enrichment and HFSE (Ti, Ta, Nb) depletion which are the characteristics of subduction related magmas. Geochemical studies reveal that in addition to fractional crystallization, crustal contamination and magma mixing affected on the evolution of magma which has produced the volcanic rocks in the studied area. Based on the accomplished modeling, the source rock has possibly been a garnet amphibolite (including 0-10% garnet content) liable for generating the study volcanic rocks.

Key words: Volcanic rocks, Shoshonite, Geochemistry, Arousan-e-Kaboudan