

بررسی تحولات ماگمایی و پتروژنز توده‌های گرانیتوئید یزد

جواد قانع‌ی اردکانی^{۱*}، حسین مهدی‌زاده شهری^۱، علی درویش‌زاده^۲ و محمدعلی مکی‌زاده^۴

^۱ دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۴۶۹۷-۱۹۳۹۵، تهران، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران

^۴ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

توده‌های گرانیتوئیدی منطقه یزد به سن الیگو-میوسن دربخش مرکزی کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر واقع شده است. این توده‌ها در سنگ‌های آهکی کرتاسه سازند تفت و سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی انوسن نفوذ کرده و عموماً دارای بافت گرانولار و گاهی بافت پورفیروئیدی، گرانوفیری، گرافیکی، پرتیتی، میرمکتیتی و آنتی‌راپاکیوی هستند. بر اساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی، توده‌های یزد ترکیبی از آکالی‌گرانیت تا تونالیت داشته و به نوع گرانیت‌های I دمای بالا (کوردیلرایی)، VAG، ACG، Post-COLG و HSS تعلق دارد. نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی غنی‌شدگی LREE، LILE و تهی‌شدگی و آنومالی منفی HREE و HSFE را نشان می‌دهد که شاخص ماگماهای کالک‌آلکان فرورانش درحاشیه فعال قاره‌ای (ACM) است و ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده (نئوتتیس) و گوه گوشته تحول یافته روی آن منشأ گرفته است و در قاعده پوسته تحت تأثیر فرآیند ذوب پوسته‌ای و متعاقب آن فرآیند تبلور تفریقی، هضم و آغشتگی (AFC) قرار گرفته است و مدل ژئودینامیکی پیشنهادی منطقه را می‌توان مشابه مدل آند مرکزی در نظر گرفت که در این مدل فرآیند تولید ماگما در اثر پدیده چند منشأیی و چند مرحله‌ای انجام می‌شود.

واژه‌های کلیدی: گرانیت نوع I، مدل آندی، توده‌های گرانیتوئید غرب یزد، ارومیه-دختر

مقدمه

قاره‌ای و نازک‌شدگی لیتوسفر و بالا آمدگی گوشته استنوسفری به وجود می‌آید. اختلاط منابع بازالتی زیر ورقه‌ای با اجزای پوسته‌ای موجود در جایگاه‌های تولید این سنگ‌ها نیز از بارزترین ویژگی‌های سنگ‌های گرانیتی است (Selman

گرانیتوئیدها در محیط زمین‌ساختی متفاوت و از طریق فرآیندهای ژئودینامیکی مختلف ضخیم‌شدگی پوسته‌ای ناشی از برخورد قاره‌ای، نفوذ ماگمای مختلف گوشته‌ای به زیر پوسته

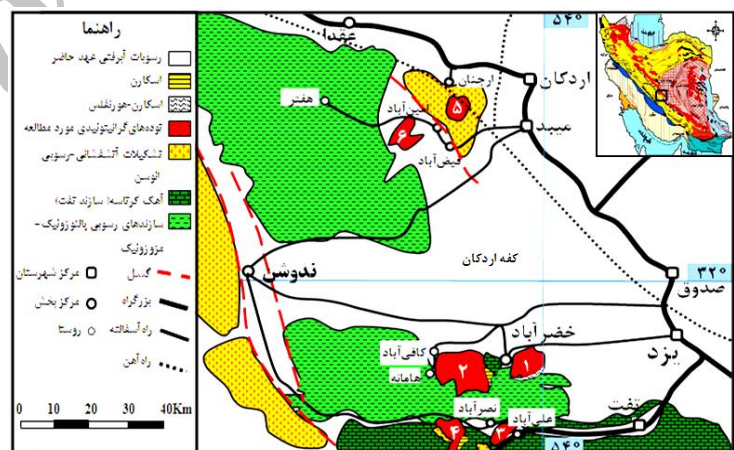
بیشتر شامل شیل و ماسه‌سنگ سیلستون است به پدیده دگرگونی درجه ضعیف و کانه‌زایی آهن منجر شده است (شکل ۲-۱) اما توده‌های کافی‌آباد، علی‌آباد و آدربلندان در سنگ‌های آهک کرتاسه سازند تفت نفوذ کرده و موجب اسکارن‌زایی (منطقه هشت‌کوه) و کانه‌زایی آهن و مس در منطقه شده است (شکل ۲-۲). توده‌های نفوذی علی‌آباد، آدربلندان، ارجنان و امین‌آباد در سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی آئوسن متشکل از گدازه‌ها آندزیتی و سنگ آهک‌های نومولیت‌دار نفوذ نموده است و Amidi (۱۹۷۷) سن بین ۱۷ تا ۱۹ میلیون سال برای توده‌های نفوذی منطقه اردکان (ارجنان و امین‌آباد) تعیین کرده‌است که با در نظر گرفتن موقعیت این توده‌ها در کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر، سن الیگو-میوسن برای توده‌های یزد منطقی به نظر می‌رسد (شکل ۲-۳).

(Aydigan *et al.*, 2008). این گونه مدل‌های ژئودینامیکی و ماگمایی طی دوره کرتاسه تا اواخر ترسیری در بخش‌های وسیعی از پهنه ساختاری ایران به ویژه در ارومیه-دختر سبب ایجاد توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی کالک‌آلکان در ارتباط با مناطق فروورانش حاشیه قاره‌ای فعال همزمان تا پس از برخورد شده است.

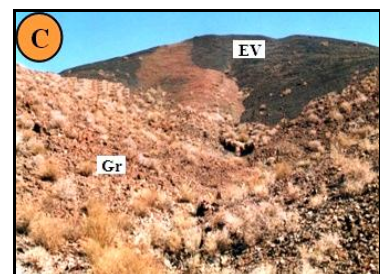
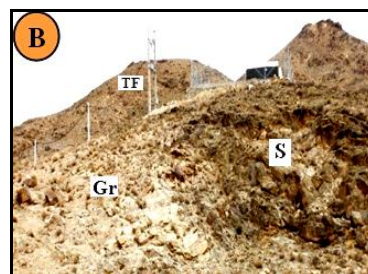
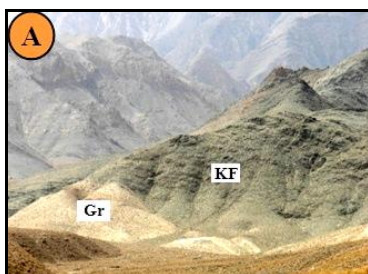
زمین‌شناسی منطقه

توده‌های نفوذی بررسی شده در شمال غرب تا جنوب یزد و در بین طول‌های جغرافیایی $53^{\circ} 15'$ تا 54° شرقی و عرض‌های جغرافیایی $31^{\circ} 40'$ تا $32^{\circ} 20'$ شمالی و در بخش مرکزی کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر و پهنه ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱).

بر اثر نفوذ توده خضرآباد در سازند کهر که



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه بر گرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ نایین (Amidi, 1978) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خضرآباد (Hajmolla Ali, 1993) و موقعیت توده‌های نفوذی یزد را در ارتباط با نوار ماگماتیسم ارومیه-دختر (Aghanabati, 1998) نشان می‌دهد. اعداد ۱ تا ۶ به ترتیب نشانه توده‌های خضرآباد، کافی‌آباد، علی‌آباد، آدربلندان، ارجنان و امین‌آباد است.



شکل ۲- ارتباط صحرایی توده‌های نفوذی یزد با سنگ‌های منطقه: (A) کنتاکت توده گرانیتوئیدی (Gr) با سازند کهر (KF)، (B) کنتاکت توده گرانیتوئیدی (Gr) با سازند تفت (TF) و اسکارن‌زایی (S) و (C) نفوذ زبانه‌هایی از توده در سنگ‌های آتشفشانی آئوسن (EV)

روش انجام پژوهش

پس از عملیات صحرائی و نمونه‌برداری، ۱۲۰ مقطع نازک تهیه شد و بر اساس تنوع ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی، ۲۵ نمونه از سنگ‌های منطقه به آزمایشگاه ACME کشور کانادا ارسال و تجزیه شیمیایی عناصر اصلی با

روش ICP-ES و عناصر کمیاب با روش ICP-MS (بسته آنالیزی 4A4B) انجام شد و پس از تصحیحات لازم با نرم‌افزار GCDKit 3.00 (Janousek Farrow and Erban, 2008) پردازش و تحلیل داده‌ها پرداخته شد. در جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی ارایه شده است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی توده‌های یزد با روش ICP-MS

Sample area	Erjenan			Kafiabad						Aliabad		
	EJ.4	EJ.24	EJ.22	KF.7.15	KF.7.26	KF.7.3	KF.7.40	KF.6.11	KF.7.1	AL.33	AL.34	AL.57
Rock type	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite
(Wt%)												
SiO ₂	66.46	66.77	67.97	69.91	69.94	70.24	71.01	71.78	72.78	68.46	70.05	70.56
Al ₂ O ₃	16.48	16.09	15.81	14.56	14.44	14.25	14.04	14.12	14.07	14.67	14.63	14.30
FeO	0.32	0.37	0.41	0.91	0.95	0.92	0.51	0.49	0.41	0.77	0.72	0.82
Fe ₂ O ₃	0.97	1.12	1.21	2.74	2.84	2.76	1.53	1.50	1.07	2.13	2.16	2.65
FeOt	1.29	1.49	1.62	3.65	3.79	3.68	2.04	1.99	1.48	2.90	2.88	3.47
MgO	2.39	2.67	2.24	1.20	1.21	1.21	1.13	1.11	0.89	1.41	1.35	1.20
CaO	4.94	3.84	3.49	2.76	2.82	2.73	2.84	1.27	2.20	2.57	2.61	2.69
Na ₂ O	4.58	5.67	5.12	3.42	3.38	3.33	5.15	4.75	5.06	3.98	3.86	3.42
K ₂ O	2.66	2.33	2.69	3.66	3.63	3.76	3.15	4.16	3.06	3.85	3.86	3.71
TiO ₂	0.60	0.59	0.55	0.43	0.42	0.40	0.37	0.36	0.30	0.45	0.44	0.31
P ₂ O ₅	0.35	0.31	0.25	0.13	0.15	0.11	0.12	0.14	0.12	0.13	0.13	0.11
MnO	0.13	0.12	0.12	0.07	0.07	0.09	0.03	0.06	0.02	0.07	0.06	0.05
Cr ₂ O ₃	0.012	0.012	0.010	0.004	0.003	0.006	0.005	0.013	0.004	0.005	0.005	0.006
Sum	99.89	99.89	99.87	99.79	99.85	99.81	99.89	99.75	99.98	99.78	99.88	99.83
LOI	0.9	0.9	0.8	0.6	0.4	0.3	0.5	1.1	0.6	0.5	0.6	0.5
(ppm)												
Ni	25	32	20	20	20	20	20	24	20	20	20	20
Sc	9	9	8	7	7	7	19	14	4	5	5	7
Ba	410	428	430	514	535	521	516	442	512	560	543	502
Be	4	4	2	3	3	1	1	1	1	1	1	2
Co	2.7	2.8	3.9	6.6	7.0	7.0	2.4	12.6	0.9	7.3	5.4	6.6
Cs	1.0	1.1	0.9	4.2	4.8	3.8	0.1	3.6	0.1	3.5	2.9	3.6
Ga	16.8	14.0	13.5	11.8	15.0	11.7	16.0	11.1	9.1	14.8	13.8	13.5
Hf	4.0	4.7	4.5	4.7	5.4	4.0	5.6	5.6	4.2	3.9	4.8	3.8
Nb	12.1	11.2	10.1	8.9	10.3	9.1	7.5	8.9	6.6	14.1	14.1	9.4
Rb	15.2	31.3	33.6	118.7	138.2	122.1	132.0	99.0	106.0	115.5	113.1	125.7
Sn	3	5	6	2	2	2	1	2	1	3	2	2
Sr	736.7	504.0	425.2	192.3	223.5	186.2	345.8	163.3	69.8	308.6	301.2	207.5
Ta	1.1	1.1	0.9	0.8	1.1	1.0	0.3	0.6	1.1	1.4	1.1	0.8
Th	12.4	13.3	14.1	17.0	15.6	14.9	17.9	15.0	15.2	13.0	11.5	15.3
U	4.2	4.6	4.1	4.3	3.4	3.1	2.4	3.8	1.0	3.3	2.5	5.3
V	57	61	52	43	65	41	64	50	21	33	29	43
W	1.3	0.7	1.1	1.2	0.5	1.4	0.8	0.8	1.0	1.4	1.4	0.9
Zr	151.3	154.2	155.6	164.7	166.6	141.6	161.7	146.0	143.6	143.5	144.2	147.8

Sample area	Erjenan			Kafiabad						Aliabad		
Sample no.	EJ.4	EJ.24	EJ.22	KF.7.15	KF.7.26	KF.7.3	KF.7.40	KF.6.11	KF.7.1	AL.33	AL.34	AL.57
Rock type	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite
Y	25.0	27.0	30.0	28.0	23.1	25.0	25.9	25.0	24.9	28.0	24.0	27.0
La	27.7	19.0	26.9	44.7	47.3	23.5	51.8	35.0	30.5	32.1	28.0	36.3
Ce	49.7	41.7	53.5	62.0	53.0	43.2	53.0	54.0	56.0	56.9	51.6	50.0
Pr	5.23	4.60	5.68	8.05	8.30	4.53	10.73	5.32	6.53	5.84	5.18	6.67
Nd	18.5	16.2	20.8	28.7	27.5	14.0	36.2	23.5	24.1	17.3	14.8	22.7
Sm	3.61	2.97	3.04	4.39	4.65	3.05	6.82	3.62	4.40	3.47	3.14	3.81
Ho	0.53	0.56	0.48	0.73	0.83	0.71	1.04	0.46	0.92	0.52	0.50	0.71
Er	1.59	1.59	1.53	2.56	2.57	1.95	2.88	3.80	2.43	1.59	1.26	2.17
Tm	0.25	0.25	0.25	0.36	0.42	0.30	0.40	0.50	0.40	0.24	0.21	0.38
Mo	1.8	1.5	1.0	1.0	0.8	1.7	1.6	1.2	1.2	2.1	1.3	1.5
Cu	6.0	5.9	7.4	8.1	7.4	6.2	8.2	6.5	4.2	10.7	6.8	5.7
Pb	5.1	9.1	8.6	5.0	5.1	4.5	2.2	2.8	1.1	9.2	8.6	3.6
Zn	8	38	20	29	29	26	3	29	4	22	25	22
Ni	7.5	7.3	5.0	4.5	4.2	7.1	6.2	5.0	3.9	13.4	11.3	6.2
As	1.3	1.9	1.6	0.5	0.5	0.6	0.6	0.5	0.6	2.0	1.8	0.5
Cd	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sb	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ag	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Au	0.5	0.5	0.5	0.7	3.2	0.5	3.5	3.1	3.7	0.5	0.5	0.5
Hg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ti	0.1	0.1	0.1	0.3	0.3	0.3	0.1	0.4	0.1	0.2	0.1	0.3
Se	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5

ادامه جدول ۱													
Sample area	Aminabad				Aderbolandan				Khezrabad				
Sample no.	AM.31	AM.35	AM.37	AM.38	AD.2	AD.14	AD.5	AD.9	KH.3.2	KH.3.1	KH.3.7	KH.4.1	KH.1.3
Rock type	Granodiorite	Granite	Granite	Granite	Granodiorite	Granodiorite	Granite	Granite	Alkali granite	Alkali granite	Alkali granite	Alkali granite	Alkali granite
(Wt %)													
SiO ₂	67.48	68.64	70.07	70.21	65.03	65.39	69.60	71.47	74.59	74.91	77.21	77.90	78.76
Al ₂ O ₃	15.51	14.66	14.64	14.47	15.59	15.33	13.77	13.10	14.68	14.57	12.69	12.23	12.13
FeO	0.68	0.75	0.76	0.67	1.27	1.49	1.24	1.07	0.23	0.22	0.16	0.16	0.16
Fe ₂ O ₃	2.04	2.25	2.29	2.19	3.82	3.67	2.02	2.49	0.67	0.64	0.61	0.49	0.50
FeOt	3.08	3.00	3.05	2.86	5.09	5.16	3.24	3.56	0.90	0.86	0.77	0.65	0.66
MgO	1.92	1.50	1.45	1.36	2.36	2.08	2.46	2.18	0.40	0.32	0.05	0.10	0.12
CaO	2.63	2.69	2.24	2.59	3.84	3.86	2.88	1.68	0.28	0.20	0.46	0.19	0.16
Na ₂ O	4.62	3.94	3.93	4.03	3.52	3.78	3.65	4.59	4.91	4.45	3.89	4.58	4.17
K ₂ O	3.57	3.63	3.75	3.71	3.21	3.07	3.37	3.19	4.07	4.44	4.74	4.06	4.31
TiO ₂	0.60	0.49	0.47	0.45	0.61	0.57	0.55	0.40	0.11	0.09	0.06	0.15	0.19
P ₂ O ₅	0.23	0.15	0.13	0.12	0.46	0.42	0.20	0.18	0.01	0.05	0.10	0.11	0.04
MnO	0.11	0.08	0.05	0.04	0.15	0.14	0.08	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.008	0.005	0.004	0.003	0.008	0.016	0.013	0.014	0.005	0.006	0.004	0.004	0.004
Sum	99.76	99.78	99.78	99.84	99.87	99.82	99.81	99.88	99.98	99.93	99.99	99.99	99.99
LOI	1.5	0.6	0.5	0.5	1.5	0.4	0.8	0.8	0.2	0.4	0.7	0.4	0.8
(ppm)													
Ni	24	20	20	20	20	47	42	44	20	20	20	20	20
Sc	6	5	5	5	11	15	12	13	4	8	2	2	4
Ba	470	502	495	523	407	415	510	499	402	385	352	345	360
Be	4	4	1	<1	1	4	7	3	1	2	2	3	1
Co	5.9	7.9	6.6	6.7	11.2	15.8	13.0	10.1	1.6	1.0	1.2	0.9	1.2

		ادامه جدول ۱												
Sample area		Aminabad				Aderbolandan				Khezrabad				
Sample no.	AM.31	AM.35	AM.37	AM.38	AD.2	AD.14	AD.5	AD.9	KH.3.2	KH.3.1	KH.3.7	KH.4.1	KH.1.3	
Rock type	Granodiorite	Granite	Granite	Granite	Granodiorite	Granodiorite	Granite	Granite	Alkali granite	Alkali granite	Alkali granite	Alkali granite	Alkali granite	
Cs	1.3	3.8	4.3	2.4	5.1	5.1	3.3	1.8	0.1	0.1	1.3	0.2	0.1	
Ga	15.3	14.8	14.5	16.9	14.4	16.4	14.4	12.5	10.7	15.8	14.4	18.3	11.6	
Hf	5.6	5.0	4.9	4.2	4.8	4.8	4.4	5.0	4.6	4.0	1.9	4.0	3.5	
Nb	15.2	15.9	15.1	18.6	13.2	12.1	9.5	8.6	10.1	6.0	4.5	15.0	9.0	
Sn	1	2	2	2	2	3	2	1	3	2	1	6	1	
Sr	394.8	300.2	293.0	346.4	286.0	270.0	220.0	204.0	68.2	324.3	40.3	24.8	23.7	
Ta	1.2	1.4	1.5	1.7	1.4	1.0	0.7	0.6	1.0	0.6	0.8	1.3	1.0	
Th	15.2	13.3	18.6	17.9	14.3	12.6	18.6	17.2	18.3	22.1	23.4	21.0	25.7	
U	4.3	3.1	4.3	4.1	2.0	2.9	2.0	2.8	1.2	1.9	3.7	3.4	2.6	
Zr	165.0	162.0	152.5	155.4	144.5	141.4	147.1	146.0	144.3	135.6	139.4	123.4	117.9	
Y	26.0	23.0	22.0	25.0	20.2	23.4	26.0	25.4	20.2	23.1	21.8	15.6	17.0	
La	32.3	27.0	34.8	39.7	28.1	35.8	28.1	34.2	7.8	21.7	11.5	28.9	35.1	
Nd	18.7	21.3	20.4	21.9	20.7	28.2	21.5	28.3	5.9	17.9	12.8	21.5	26.5	
Sm	3.54	3.10	3.43	3.62	4.24	6.06	4.59	5.92	1.46	3.69	3.66	5.37	5.43	
Eu	0.86	0.73	0.72	0.78	0.93	1.31	0.99	1.34	0.33	0.71	0.24	0.54	0.37	
Gd	2.98	2.75	2.77	3.04	3.92	5.67	4.06	5.45	1.80	3.65	3.49	5.18	4.66	
Tb	0.49	0.45	0.45	0.50	0.67	0.93	0.66	0.82	0.38	0.66	0.70	1.00	0.88	
Dy	2.91	2.50	2.53	2.56	3.93	4.81	3.73	4.02	2.35	4.07	4.18	6.33	4.98	
Ho	0.45	0.59	0.49	0.48	0.79	1.11	0.71	0.92	0.79	0.88	0.95	1.38	1.17	
Er	1.59	1.57	1.40	1.59	2.44	3.19	2.08	2.90	2.28	2.71	2.85	4.12	3.54	
Tm	0.25	0.24	0.24	0.25	0.36	0.46	0.32	0.43	0.45	0.43	0.43	0.62	0.55	
Yb	1.67	1.81	1.80	1.38	2.48	2.75	2.09	2.57	2.97	2.52	2.65	3.51	3.28	
Lu	0.28	0.25	0.24	0.24	0.36	0.42	0.31	0.41	0.37	0.38	0.40	0.52	0.56	
Mo	1.1	1.1	1.3	1.9	0.7	0.8	0.6	1.3	1.6	1.9	2.1	1.4	1.0	
Cu	3.4	7.1	10.0	4.3	40.0	3.9	7.6	19.8	4.7	38.1	13.2	4.1	4.3	
Pb	7.1	9.1	7.9	5.3	10.0	8.4	6.8	5.4	0.7	2.7	3.7	1.1	1.5	
Zn	16	28	25	12	42	83	76	4	6	5	6	<1	3	
Ni	13.5	11.5	11.9	10.2	12.6	47.0	45.0	37.1	5.9	7.3	7.1	4.1	4.5	
As	2.8	2.0	1.6	0.8	2.2	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	1.0	1.1	0.5	
Cd	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
Sb	0.2	0.1	0.1	0.1	0.7	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
Ag	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
Au	1.3	0.5	0.5	11.0	0.5	5.2	2.3	1.7	0.7	4.7	8.2	2.1	2.0	
Hg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Ti	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.6	0.5	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
Se	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	

رده‌بندی و سنگ‌شناسی (1990, *et al.*) سنگ‌های آذرین منطقه در محدوده

آلکالی‌گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت و تونالیت واقع می‌شود (شکل ۳-B و C).

توده‌های گرانیتوئیدی یزد عموماً دارای بافت گرانولار ریزدانه تا متوسط‌دانه است و گاهی بافت پورفیروئیدی با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، گرانوفیری، گرافیکی، پرتیت رسته‌ای، میرمکتی و آنتی‌راپاکیوی را نشان می‌دهد (شکل ۴). حضور

بر پایه رده‌بندی مدال نمونه‌ها در نمودار QAP

(Streckeisen, 1976) در محدوده آلکالی‌گرانیت،

سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت و

آنکلاوهای مافیک در محدوده کوارتز مونزوادیوریت قرار می‌گیرد (شکل ۳-A). بر اساس نمودارهای

رده‌بندی ژئوشیمی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Middlemost, 1994) و (De la Roche R1-R2)

در حاشیه پلاژیوکلازها و در فضای بین فلدسپارپتاسیم و پلاژیوکلازها تشکیل این بافت می‌تواند در نتیجه وقوع استرین و نیز متاسوماتیسم در سنگ‌های گرانیتی منطقه باشد (شکل ۴-E).

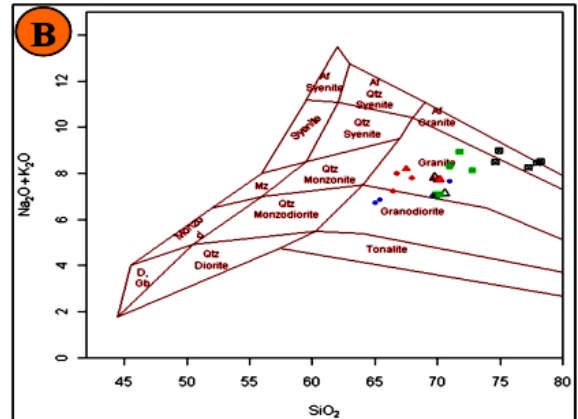
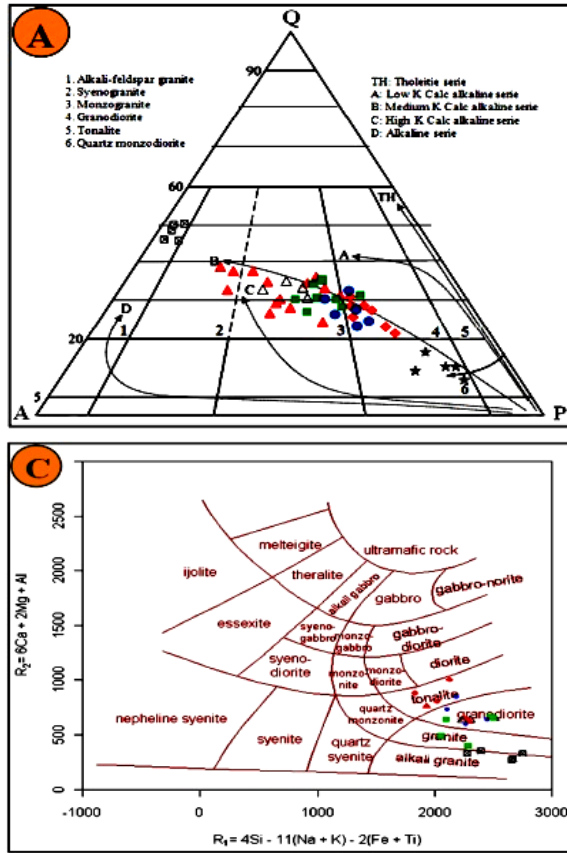
ارتوکلاز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با فراوانی ۱۷/۵ تا ۵۰ درصد است که گاهی حالت پرتیت رشته‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۴-C). پلاژیوکلاز با فراوانی ۱۶ تا ۵۷ درصد با ترکیب الیگوکلاز-آندزین به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل تکراری و مرکب دارای منطقه‌بندی عادی و خاموشی غیر یکنواخت است و برخی از بلورها دارای حاشیه واکنشی و آثار خوردگی هستند. کوارتزها با فراوانی ۱۹/۵ تا ۵۰ درصد بیشتر بی‌شکل و به صورت بین دانه‌ای و برخی دارای خاموشی موجی و شکستگی است (شکل ۴-C و D).

کانی‌های فرعی شامل: هورنبلند، بیوتیت، اسفن، زیرکن و اپاک بوده (شکل ۴-F) که به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با فراوانی ۰/۱ تا ۸ درصد است. در برخی از مقاطع تجمعاتی به صورت لخته‌های مافیک از هورنبلند، بیوتیت و کانی‌های اپاک دیده می‌شود. بعضی از هورنبلندها بافت اسکلتی و گرد شده نشان می‌دهند که ناشی از اختلاط ماگمایی است (شکل ۴-A) (Sutcliffe et al., 1990). بیوتیت‌ها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با چند رنگی قهوه‌ای تیره تا روشن با فراوانی ۰/۵ تا ۵/۵ درصد حاوی ادخال‌هایی از کانی‌های زیرکن، مگنتیت و اسفن است (شکل ۴-D). اسفن به صورت اولیه و ثانویه در این سنگ‌ها حضور دارد. اسفن‌های ثانویه معمولاً بی‌شکل و ریزدانه بوده، در امتداد رخ‌های بیوتیت دیده می‌شود. اسفن اولیه درشت‌تر و شکل‌دار است (شکل ۴-F).

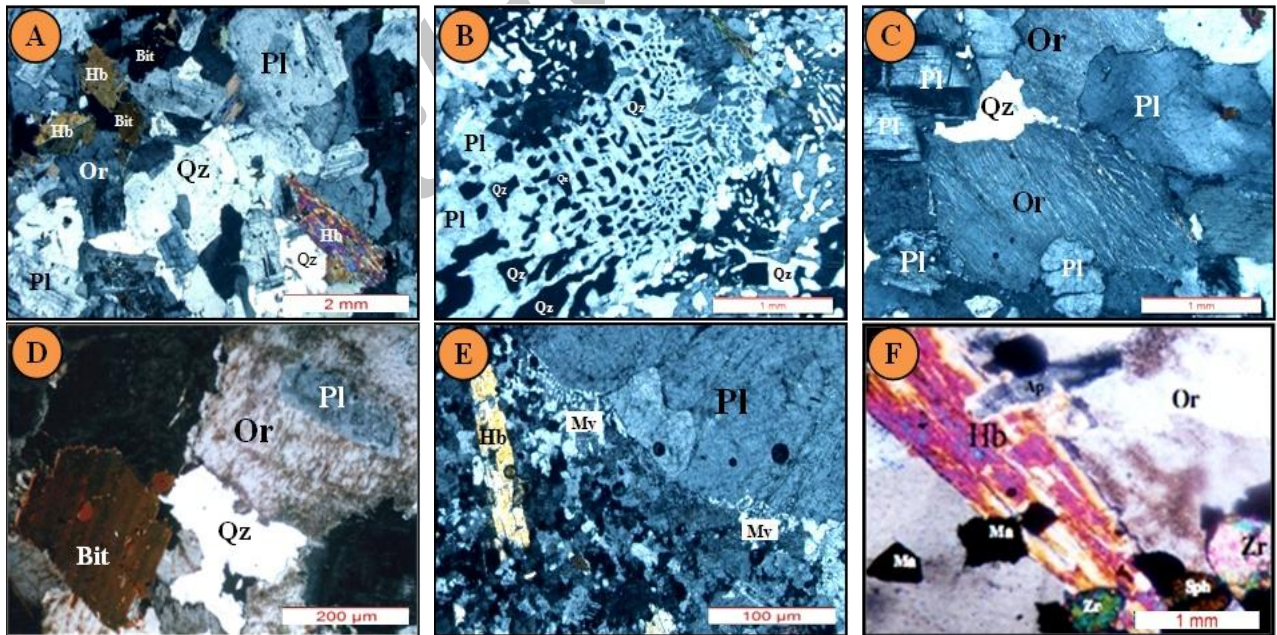
بافت‌های گرانوفیری و پرتیتی بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در شرایط فشار پایین و محیط نسبتاً کم آب (هیپرسولوس) بوده است که تقریباً در نزدیکی سطح زمین جایگزین شده‌اند (شکل ۴-B و C) (Blatt et al., 2006; Clarke, 1992).

بافت آنتی‌راپاکیوی بیشتر در توده‌های امین‌آباد مشاهده می‌شود (شکل ۴-D) که به صورت هسته‌بندی و رشد آکالی‌فلدسپار بر روی سطوح رشد پلاژیوکلاز اولیه و یا در سیستم‌های اختلاطی در اثر تماس دو مذاب حاصل می‌شود که پلاژیوکلاز از قبل در سیستم مافیک‌تر تشکیل و به عنوان یک جایگاه موقتی برای هسته‌بندی آکالی‌فلدسپار عمل کرده و بافت آنتی‌راپاکیوی را تشکیل می‌دهد (Hibbard, 1995).

بافت میرمکیتی بیشتر در سنگ‌های گرانودیوریت توده‌های ارجنان و آدرلندان دیده می‌شود. در مورد نحوه تشکیل میرمکیت بحث زیاد است و نظریات مختلفی پیشنهاد شده از جمله: نتیجه تحلیل موضعی پلاژیوکلاز و تبلور دوباره آن همراه با کوارتز، در اثر جانشین شدن میکروکلین توسط پلاژیوکلاز، جانشینی فلدسپارپتاسیم با پلاژیوکلاز، در اثر تبلور مستقیم از یک مذاب باقی‌مانده، در ارتباط با وقوع استرین در سنگ‌های گرانیتی و در اثر واکنش سیالات حاوی K بر روی پلاژیوکلاز سنگ میزبان یعنی در اثر جانشینی پلاژیوکلاز توسط فلدسپارپتاسیم به وجود می‌آید (Pitcher, Shelley, 1993; Yuguchi and Vernon, 2004; 1995; Nishiyama., 2008). با توجه به حضور بافت کاتاکلاسیک (خرد شدن کانی‌های پلاژیوکلاز و کوارتز، خاموشی موجی کوارتز و خمیدگی رخ‌ها و نیز خاموشی موجی در بیوتیت‌ها) در برخی از نمونه‌ها و وجود میرمکیت به صورت نوار باریکی



شکل ۳- موقعیت داده‌های مدال و ژئوشیمی توده‌های یزد در نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌شناسی: (A) مدال QAP (Streckeisen, 1976)، فلش‌ها روندهای تفریق سری‌های مختلف ماگمایی را نشان می‌دهد (Lameyre and Bowden, 1982) و نمونه‌های منطقه در راستای روند سری کالک‌آلکان قرار می‌گیرد؛ (B) موقعیت نمونه‌های منطقه بررسی شده در نمودارهای R1-R2 (Middlemost, 1994) $Na_2O+K_2O-SiO_2$ (C) در پڑوش حاضر، نشانه‌های \square ، \blacktriangle ، \bullet ، \blacktriangle ، \blacktriangle ، \blacktriangle ، \blacktriangle به ترتیب توده‌های خضرآباد، کافی‌آباد، علی‌آباد، آدربلندان، ارجنان و امین‌آباد را نشان می‌دهد.

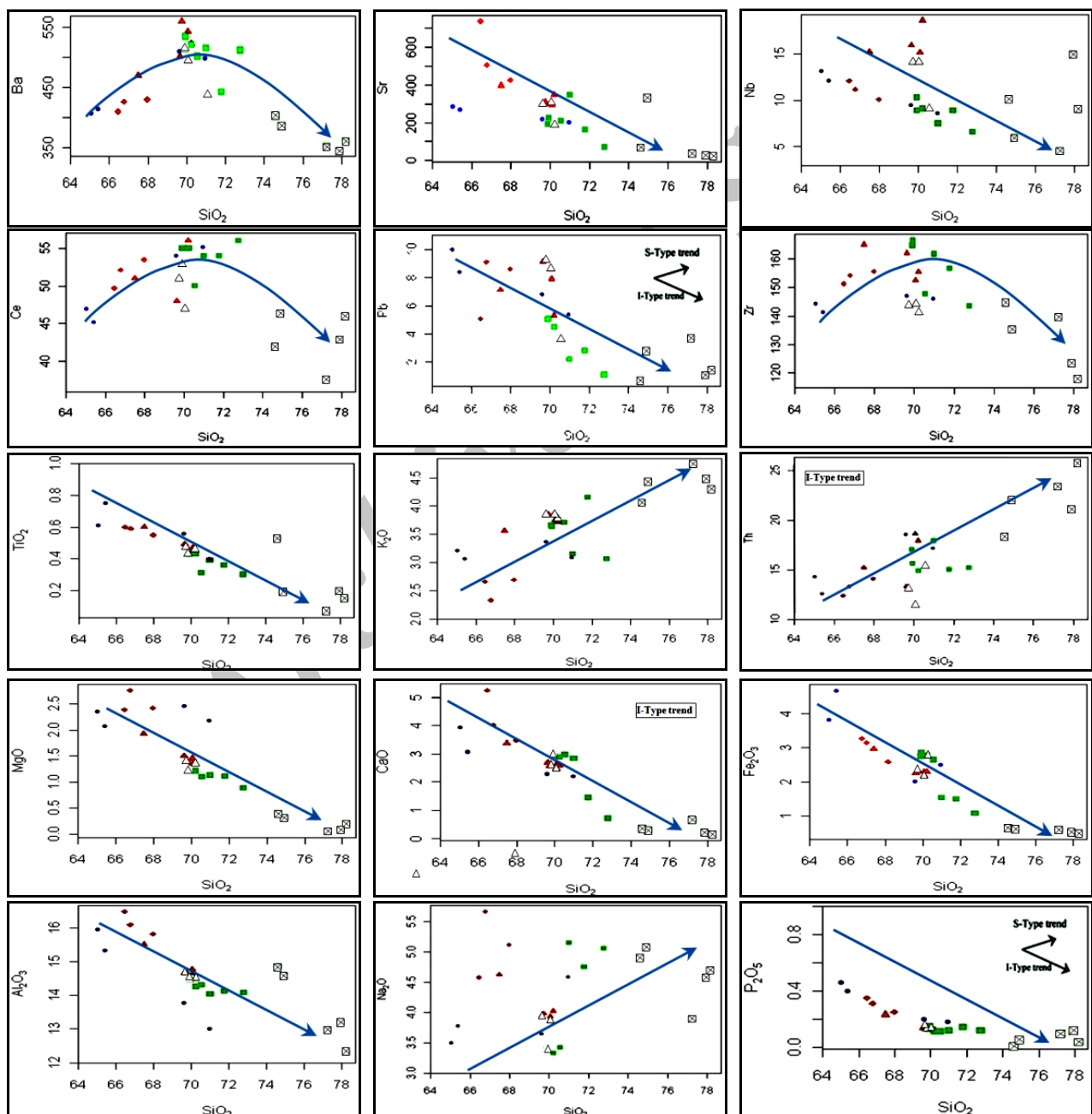


شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از توده‌های یزد: (A) بافت گرانولار و هورنبلند گرد شده (XPL)، (B) بافت گرانوفیر تا گرافیکی (XPL)، (C) بافت پرتیت، کوارتز بین دانه‌ای و پلاژیوکلاز (XPL)، (D) بافت آنتی‌رپاکویی و بیوتیت تیغه‌ای (XPL)، (E) بافت میرمیکت حاشیه‌ای (XPL)، (F) همیفاکتی کانی‌های فرعی هورنبلند، بیوتیت، اسفن، زیرکن و مگنتیت (XPL). علائم اختصاری نام کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

ژئوشیمی

روند مثبت و افزایشی مقادیر Ba، Ce، K₂O، Na₂O، اصلی و کمیاب با پیشرفت فرآیند تفریق بلوری (شکل ۵). این تغییر روندها در عناصر Zr و Th و کمیاب امری عادی است و نیز روند پیوستگی بین نمونه‌ها و خطی مبین وجود خویشاوندی و شاید منشأ یکسان توده‌های گرانیتوئیدی یزد است.

به منظور بررسی تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه از نمودار Harker (۱۹۰۹) استفاده شده است. تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل افزایش SiO₂ بیانگر روند منفی و کاهش مقادیر Al₂O₃، CaO، Fe₂O₃، MgO، Nb، Pb، P₂O₅، Sr و TiO₂ و



شکل ۵- جایگاه و روند تغییرات نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی یزد بر روی نمودار اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO₂

در این فرآیند شرکت نداشته و تهی‌شدگی نشان می‌دهد. به عبارتی تمرکز این عناصر به دلیل تحرک زیاد تابعی از نحوه رفتار فاز سیال در منطقه فرورانش است و می‌تواند در پوسته قاره‌ای تمرکز یافته و یک منشأ آرایش شدید را ایجاد نماید. همان طور که در بالا گفته شد یکی از دلایل تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا نامحلول بودن این عناصر در آب است که البته با افزایش فشار و مقدار سیال آزاد شده طی آزدایی صفحه فرورانده تحرک این عناصر نیز افزایش می‌یابد (Agostini et al., 1996; Keppeler, 2007).

ب) حضور فازهای دیرگداز حامل عناصر با شدت میدان بالا از جمله: اسفن، آپاتیت، ایلمنیت، فلوگوپیت، روتیل و آمفیبول (پارگازیت) در سنگ‌های اکلوژیتی پوسته اقیانوسی فرورانده و یا گوه‌گوشته‌ای ذوب نشده محل منبع ماگماهای کمان‌ها مانع از حضور این عناصر در سیال دگرنهادی کننده گوه‌گوشته‌ای می‌شود در نتیجه، ماگماهای حاصل از ذوب این منابع ناهنجاری منفی از این عناصر را نشان می‌دهد (Schmidt et al., 2004).

پ) ناشی از آغشتگی و اختلاط ماگما با پوسته در حین صعود و جایگزینی توده در منطقه فرورانش است (Ghasemi et al., 2010).

ت) ناهنجاری منفی و مشخص عناصر Nb و Sr و ناهنجاری مثبت La و Th در نمودار عنکبوتی از ویژگی گرانیتوئید کالک‌آلکان کمانی است و می‌تواند با ماگمای حاصل از ذوب‌بخشی پوسته تحتانی مطابقت داشته باشد (Harris and Inger, 1992). روند تقریباً خطی به موازات خط یک (به غیر از Eu) در نمودار عنکبوتی عناصر ناسازگار بهنجار شده به پوسته تحتانی (Taylor and Mc Lennan, 1995) تأییدی بر این ادعا است.

ث) رسوبات روی پوسته اقیانوسی فرورانده و سیالات همراه آنها می‌تواند باعث غنی‌شدگی غیر

نمودارهای عنکبوتی چند عنصری مختلف و عناصر کمیاب خاکی (REE) بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989)، بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (Pearce, 1983)، کندریت (Nakamura, 1974) و پوسته قاره‌ای تحتانی (Taylor and Mc Lennan, 1995) در شکل ۶ نشان داده شده و نتایج زیر برای بررسی سیر تحولات ماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی یزد به دست آمده است:

۱- تمامی نمونه‌ها روند موازی و ناهنجاری‌های تقریباً مثبت و منفی یکسانی نشان می‌دهد که بیانگر ارتباط زایشی و منشأ احتمالی یکسان توده‌ها است. البته تغییر و تحولاتی از جمله میزان و درجه تبلور تفریقی و آرایش پوسته‌ای باعث تغییراتی در روند و ناهنجاری سنگ‌های منطقه شده است.

۲- غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر کمیاب خاکی سبک و لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ مانند: K، Rb و Th و تهی‌شدگی آنها از عناصر کمیاب خاکی سنگین و با شدت میدان بالا مانند: Ta، Nb، Ti بیانگر ماگماتیسم کالک‌آلکان، متالومین، نوع I، قوس‌های آتشفشانی (VAG) حاشیه قاره‌ها است که توسط فرآیندهای مربوط به فرورانش تشکیل شده است (Wilson, 2007; Chappell and White, 2001).

۳- دلایل مختلفی از سوی زمین‌شناسان برای غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (مانند: K، Rb و Th) و تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا (مانند: Ta، Nb، P، Ti) در ماگماهای کمانی ارائه شده‌است که عبارتند از:

الف) عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ در سیال غنی از کلر متحرک و در آب محلول‌اند و با سیال آزاد شده از دگرنهادی پوسته اقیانوسی فرورانده به گوه‌گوشته‌ای خاستگاه ماگماهای کمان‌ها انتقال می‌یابد و در مقابل عناصر با شدت میدان بالا که در سیال غنی از کلر و آب نامتحرک‌اند

۹- تهی‌شدگی عنصر Sr به علت جانمایی آن با کلسیم و پتاسیم در فلدسپارها، تهی‌شدگی Ba به علت جانمایی با پتاسیم در بیوتیت و فلدسپار، تهی‌شدگی P به سبب فراوانی فاز فرعی آپاتیت و تهی‌شدگی Ti به لحاظ حضور کانی‌های اسفن و ایلمنیت در سنگ‌های منطقه است (Chappell and White, 2001).

۱۰- تهی‌شدگی از Nb و Ti همراه با غنی‌شدگی LREE از ویژگی پوسته قاره‌ای است که می‌تواند نشانه‌ای از آلودگی پوسته‌ای و یا ذوب مجدد آن باشد (Swain *et al.*, 2008).

پتروژنز

فرآیندهایی نظیر: تجمع بلورها، تأثیر پوسته قاره‌ای، تبلور فاز فرعی حامل عناصر کمیاب (مانند: آلانیت)، تنوع فرآیند تشکیل و منابع گرانیت‌ها، اختلاط منابع مختلف در محیط‌های زمین‌شناسی، تغییر رژیم تکتونیکی و شرایط دما و فشار در طول زمان، همپوشانی تأثیر برخی از فرآیندهای تشکیل و بالاخره مشکل به دست آوردن نمونه‌های گرانیتوئیدها مربوط به جایگاه‌های شناخته‌شده تکتونیکی تاریخچه سنگ‌شناسی گرانیتوئیدها را در مقایسه با تشکیل بازالت‌ها پیچیده‌تر و با ابهام بیشتری مواجه نموده‌است (Barbarin, 1999; Chappell and White, 2001; Wilson, 2007).

بر اساس معیارهای زیر توده‌های گرانیتوئید یزد متعلق به نوع I دمای بالا (نوع کوردیلرایی) است:

الف) صحرائی: موقعیت توده‌ها در یک نوار کوهزایی با روند شمال غربی-جنوب شرقی همراه با سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی با ترکیب آندزیتی و داسیتی، عدم وجود سنگ‌های دگرگونی حرارتی درجه بالا در مجاورت توده، حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب کوارتز دیوریت، آثار کانی‌زایی آهن و مس و لخته‌های مافیک متشکل از

عادی عناصر کمیاب شود (برای نمونه: غنی‌شدگی LILE و LREE نسبت به (HFSE) (Sajona *et al.*, 2000).

۴- مقادیر بالای K, Rb و Th و پایین P, Sr و Ti در توده‌های گرانیتوئیدی یزد قابل مقایسه با ماگمای ناشی از ذوب بخشی پوسته‌ای و نشانه آلودگی ماگما در پوسته فوقانی طی تکامل ماگما است (Chappell and White, 1992).

۵- تهی‌شدگی نسبتاً محسوس عناصر کمیاب خاکی متوسط نظیر Sm در گرانیتوئیدهای منطقه ناشی از جدایش اسفن و آپاتیت است (Rollinson, 1993).

۶- ناهنجاری منفی Eu در نمودارهای عنکبوتی بیانگر نقش فلدسپار در فرآیند تفریق ماگمایی و یا به عنوان یک فاز مهم در باقی‌مانده ذوب (رستیت) است (Arsalan and Aslan, 2006). البته باید نقش فوگاسیته اکسیژن بالا در محل ذوب و حضور آمفیبول و بیوتیت در سنگ‌های منطقه را مد نظر داشت که باعث ناهنجاری مثبت Eu به ویژه در سنگ‌های حدواسط و یا کاهش میزان ناهنجاری منفی Eu می‌شود (Dong *et al.*, 1993; Rollinson, 2011).

۷- نسبت Ce/Yb در سنگ‌های منطقه بیش از ۱۵ است (Ce/Yb=۲۸) و از نوع کمان‌های آتشفشانی غنی‌شده است که بیانگر دگرنهادی شدید منبع گوشته‌ای، درجه ذوب بخشی پایین محل منشأ و آلودگی ماگما با پوسته است (Ghasemi *et al.*, 2010).

۸- غنی‌شدگی LREE در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) می‌تواند به علت درجه ذوب بخشی پایین و یا منشأ نسبتاً غنی از عناصر آلکالی سنگ‌های مرتبط با مناطق فرورانش و یا می‌توان به پدیده آلایش ماگما توسط پوسته نسبت داد (Almeida *et al.*, 1999; Parada *et al.*, 2007).

نمونه‌ها در نمودار Na_2O در مقابل K_2O (Chappell and White, 2001) که تمامی نمونه‌های منطقه در محدوده I قرار می‌گیرد، تأییدی بر مطالب فوق است (شکل ۷-۱).

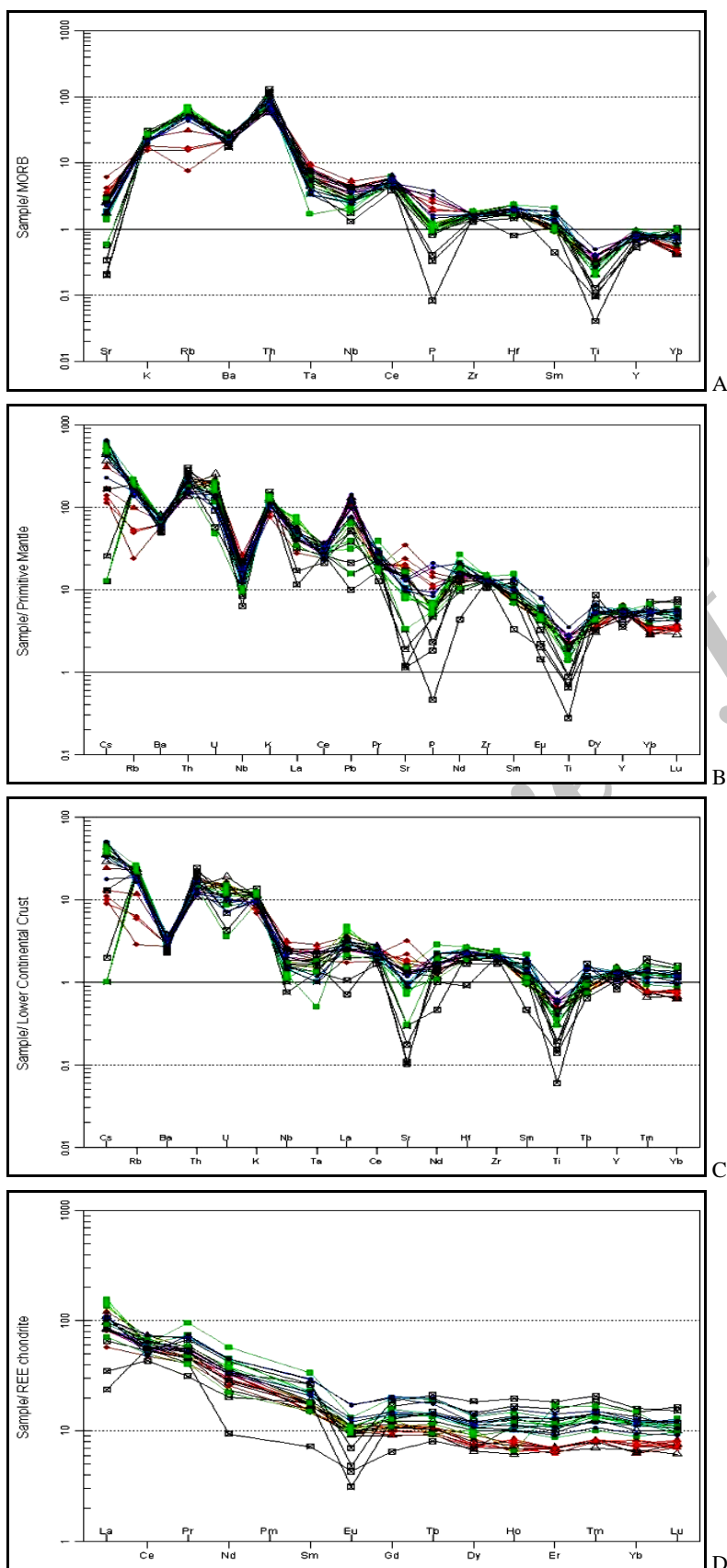
برای تعیین سری‌های ماگمایی نمونه‌های سنگی منطقه بررسی شده از نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) و نمودارهای $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{SiO}_2)$ (Frost et al., 2001) استفاده شد که تمامی نمونه‌ها در محدوده سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان و گرانیت منیزیمی قرار می‌گیرد. همچنین، بر اساس ضریب اشباع آلومین (ASI) اکثر نمونه‌های گرانیتوئید یزد در محدوده مت‌آلومین نمودار A/NK-A/CNK (Shand, 1943) واقع می‌شود (شکل ۷-۱، C، D و E). بر پایه عناصر کمیاب، توده‌های بررسی شده به گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) و قاره‌ای پس از برخورد (Post-COLG) و حاشیه قاره‌ای فعال (ACM) متعلق است (شکل ۷-۱ و F و G).

توده‌های نفوذی یزد بر اساس رده‌بندی (Barbarin, 1999) با ویژگی‌های کانی‌های شاخصی نظیر: کانی‌های مافیک (بیوتیت و هورنبلند)، کوارتز، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز (آنورتیت ۲۰ تا ۵۰ درصد) و عدم حضور کانی‌های آلومینوسیلیکات، کلدیریت و مسکوویت و مقدار $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO}) < 0.8$ در گروه گرانیتوئید کالک‌آلکان غنی از آمفیبول با پتاسیم پایین و کلسیم بالا (ACG) با منشأ اختلاطی پوسته و گوشته، و در پهنه فرورانش قرار می‌گیرد. وجود ویژگی‌های بافتی نظیر: پلاژیوکلازهای هضم شده و هورنبلندهایی با حواشی تحلیل رفته و تا حدودی اسکلتی، وجود آنکلاوهای ریزدانه مافیک و لخته‌های مافیک غنی از هورنبلند و بیوتیت بر اساس رده‌بندی Castro و همکاران (۱۹۹۱) گرانیتوئیدهای منطقه را می‌توان از نوع هیبریدی HSS محسوب نمود (شکل ۴).

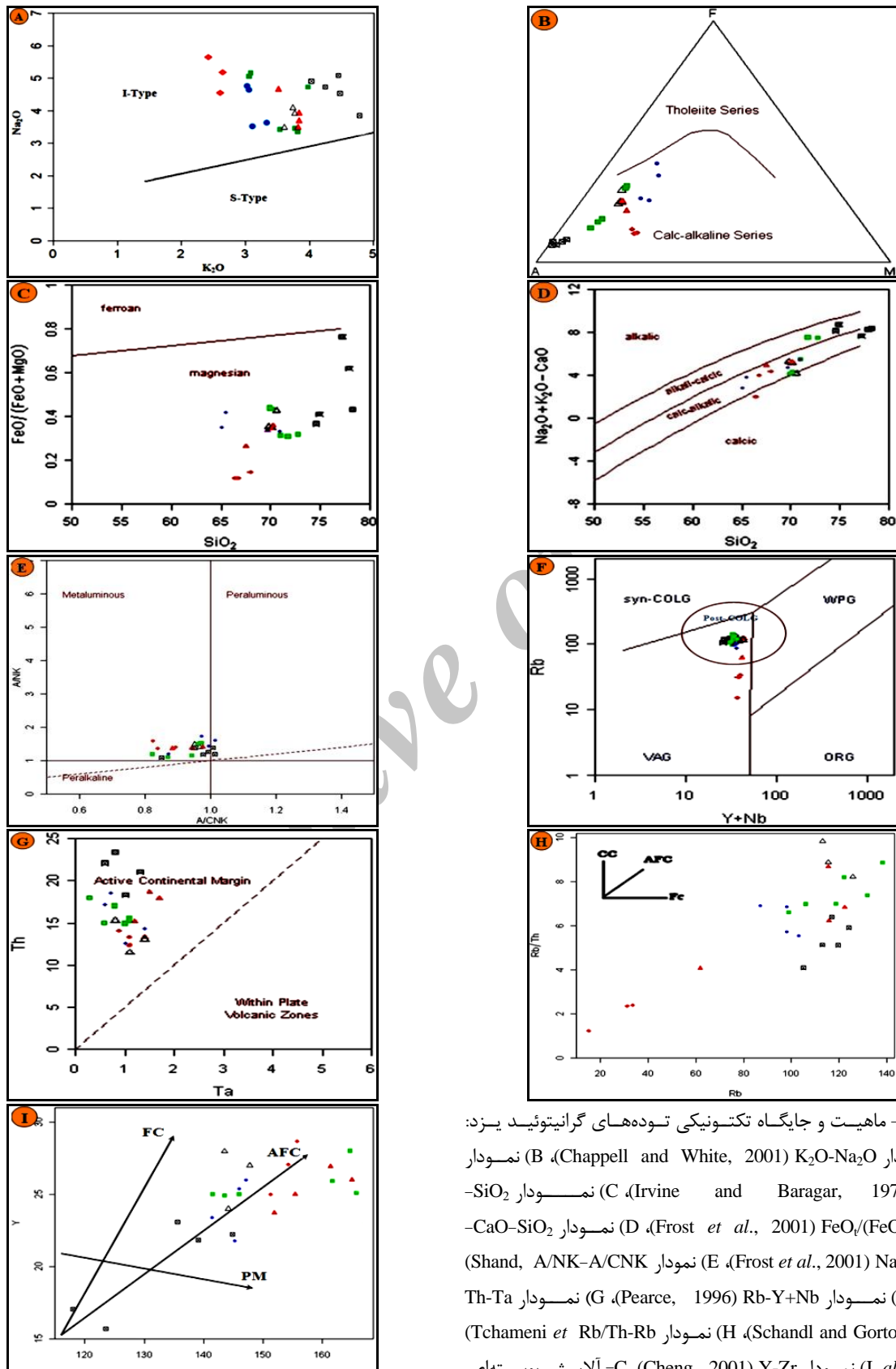
هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های منطقه از نشانه‌های گرانیتوئیدهای نوع I دمای بالا است (Chappell et al., 2004) (شکل‌های ۴ و ۵).

ب) پتروگرافی: حضور هورنبلند سبز، بیوتیت قهوه‌ای، مگنتیت، اسفن شکل‌دار اولیه، فلدسپارپتاسیم (ارتوکلاز) به صورت بین دانه‌ای و بی‌شکل، حضور آپاتیت‌های شکل‌دار و به صورت ادخال در کانی‌های هورنبلند و بیوتیت، عدم حضور کانی‌های دگرگونی نظیر: گارنت، عدم وجود کانی‌های سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار نظیر: آندالوزیت، توزیع ناهمگن کانی‌های مافیک نظیر: هورنبلند و بیوتیت، حضور کوارتز به صورت بین دانه‌ای، منطقه‌بندی عادی در پلاژیوکلازها و بدون هسته‌های کلسیک و بلورهای هورنبلند تیغه‌ای در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه (شکل ۴) بیانگر نوع I دمای بالا است (Chappell et al., 2004).

ج) ژئوشیمیایی: مت‌آلومین بودن نمونه‌ها، شواهدی از جمله: چندرنگی کاهی تا شکلاتی بیوتیت و رنگ قهوه‌ای آن، ارتوکلاز صورتی رنگ (گوشتی)، حضور مگنتیت و هماتیت بیانگر فوگاسیته اکسیژن بالا در زمان تشکیل این توده‌هاست. طیف ترکیب شیمیایی وسیع در مقدار SiO_2 روند منفی CaO ، Pb و P_2O_5 و مثبت Th در مقابل SiO_2 در طول تبلور ماگما، مقدار Na_2O بالا، غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILE (Rb و Th) و LREE (Ce، La و Nd) و تهی‌شدگی آنها از HFSE (Ti، Hf، Zr و Y) و HREE (Yb) و در نمودارهای تغییرات عناصر Ba ، Ce ، Y و Zr در مقابل SiO_2 که ابتدا مقدار این عناصر در مذاب افزایش یافته (به دلیل اشباع نبودن و دمای بالای ماگمای اولیه) و سپس با شروع تبلور تفریقی کاهش می‌یابد. به عبارتی روند غیرخطی و منحنی‌شکل (زنگوله مانند) که از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I دمای بالا است (شکل‌های ۴، ۵ و ۶) (Chappell et al., 2004). به علاوه موقعیت



شکل ۶- موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی یزد در نمودارهای: (A) به هنجار شده به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989)، (B) به هنجار شده به MORB (Pearce, 1983)، (C) به هنجار شده به کندریت (Nakamura, 1974)، (D) به هنجار شده به پوسته قاره‌ای تحتانی (Taylor and Mc Lennan, 1995).



شکل ۷- ماهیت و جایگاه تکتونیکی توده‌های گرانیتوئید یزد: نمودار (A) نمودار K_2O-Na_2O (Chappell and White, 2001)، (B) نمودار SiO_2 - CaO (Irvine and Baragar, 1971) AFM، (C) نمودار $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ (Frost et al., 2001)، (D) نمودار Na_2O+K_2O-CaO (Frost et al., 2001)، (E) نمودار Na_2O+K_2O - CaO (Frost et al., 2001)، (F) نمودار Rb - $Y+Nb$ (Pearce, 1996)، (G) نمودار Th - Ta (Pearce, 1996)، (H) نمودار Rb/Th - Rb (Schandl and Gorton, 2002)، (I) نمودار Y - Zr (Cheng, 2001)، (I) نمودار Y - Zr (Cheng, 2001)، (I) نمودار Y - Zr (Cheng, 2001).

AFC = تبلور تفریقی همراه با هضم، FC = تبلور تفریقی

بحث

پلاژیوکلاز و آمفیبول و بافت غربالی در برخی از پلاژیوکلازها از نشانه‌های آرایش ماگمایی در این سنگ‌هاست.

در سنگ‌های تفریق یافته‌تر منطقه الکالی‌گرانیت خضرآباد) تهی‌شدگی بیشتر Eu و Sr به ترتیب مربوط به تفریق پلاژیوکلاز و تبلور کمتر آمفیبول، بیوتیت و کانی فرعی دیگر در این سنگ‌هاست. به عبارتی با افزایش سیلیس در این سنگ‌ها Eu ناهنجاری منفی بیشتری نشان می‌دهد که بیانگر درجه بالایی از تفریق است. تمایل برخی از نمونه‌ها خضرآباد به محدوده پرآلومین در نمودار درجه اشباعی آلومین (Shand, 1943) ناشی از تجزیه پلاژیوکلازها و افزایش نسبی Al_2O_3 و از دست‌رفتن مقادیری از اکسیدهای CaO, K_2O و Na_2O است که باعث افزایش نسبت A/CNK و قرارگیری نمونه‌ها در موقعیت غیر واقعی پرآلومین می‌شود (شکل E-۷).

از آنجایی که روندهای مشاهده شده در نمودارهای هارکر (شکل ۵) می‌تواند توسط هر یک از فرآیندهای تبلور تفریقی (FC) و ذوب بخشی (PM) ایجاد شود، بنابراین، برای تشخیص و تفکیک این فرآیندها از نمودارهای Y-Zr (Cheng, 2001) و Rb/Th-Rb (Tchameni et al., 2006) استفاده شده است که نمونه‌های بررسی شده در راستای روند AFC قرار گرفته و بیانگر تأثیر فرآیندهای تبلور تفریقی، هضم و آرایش در تحولات و تکوین توده‌های گرانیتوئید است (شکل ۷).

با مقایسه ویژگی‌های توده‌های یزد با پهنه آتشفشانی آند مرکزی، از جمله میانگین مقادیر عناصر اصلی و کمیاب، وفور فوران آندزیتی و اسیدی نظیر: داسیت و ایگنمبریت (Amidi, 1977)، کانسارسازی مس و ویژگی‌های ژئودینامیکی منطقه

بدون شک مناطق و محیط‌های مربوط به فرورانش به ویژه حاشیه قاره‌ای فعال باید یکی از پیچیده‌ترین مناطق از لحاظ تکتونیک و تحولات ماگمایی باشد و خیلی از فرآیندهایی که در آن اتفاق می‌افتد هنوز به طور کامل مشخص نشده است. Pearce (۱۹۹۶) منابع ماگمایی در سنگ‌های گرانیتی را منابع گوشته، پوسته و مختلط در نظر می‌گیرد و این منابع با جایگاه تکتونیک تطابق خوبی نشان می‌دهد. به طوری که گرانیت‌های مربوط به موقعیت‌های پس از برخورد معمولاً آثاری از منشأ گوشته لیتوسفری غنی شده همراه با مقدار کمی از مذاب‌های پوسته‌ای را دارد و تأثیر متقابل بین ماگما‌های مشتق شده از گوشته با پوسته تابعی از ضخامت، دما و ترکیب پوسته و زمان بالا آمدن است.

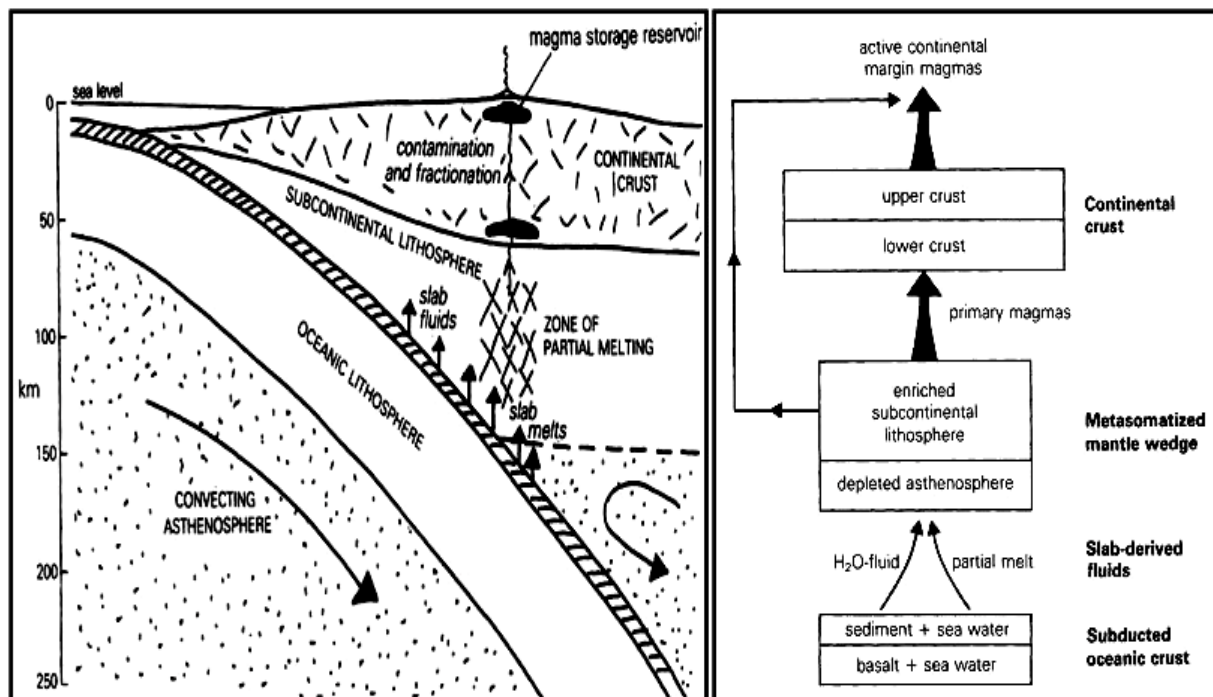
غنی‌شدگی بالای نمونه‌های منطقه از LILE نظیر: Ba, Cs, K, Rb, Th و فراوانی اندک عناصر انتقالی نظیر: Sc و V بیانگر وجود یک خاستگاه گوشته‌ای غنی شده زیر لیتوسفر قاره‌ای (گوشته دگرنهادی شده) است و فراوانی سنگ‌های بازیگ و حدواسط آندزیت‌ها در این منطقه و موقعیت آن در پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر و ایران مرکزی احتمال وجود یک منبع گوشته‌ای برای سنگ‌های منطقه وجود دارد.

غنی‌شدگی از K, Rb, Th و نیز تهی‌شدگی از P, Sr و Ti نشانه آغشتگی؛ همچنین، تهی‌شدگی از Nb و Ti همراه با غنی‌شدگی از LREE از ویژگی پوسته قاره‌ای پس از برخورد است و می‌تواند از نشانه‌های آلودگی پوسته‌ای و یا ذوب مجدد آن نیز باشد (Swain et al., 2008). وجود آنکلاوهای از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه، حاشیه خوردگی و حاشیه تحلیل رفته بلورهای

در مرحله سوم بخشی دیگر از ماگمای اولیه تا مرز بین پوسته و گوشته بالا رفته و سپس در این محل متوقف و تشکیل اطاقک ماگمایی می‌دهد. همچنین، در حاشیه فعال قاره‌ای در پوسته قاره‌ای به علت چگالی پایین‌تر پوسته قاره‌ای از پوسته اقیانوسی به عنوان یک فیلتر عمل می‌کند و باعث می‌شود ماگماهای حاصل از فروانش را کد باقی‌بماند و در پوسته قاره‌ای تشکیل اطاقک‌های ماگمایی را بدهد و در اینجا ماگمای اولیه تحت تأثیر فرآیند تبلور تفریقی، هضم و آرایش ماگمایی (ACF) قرار گرفته و بخشی از ماگماها به صورت سنگ‌های آتشفشانی بیشتر از نوع آندزیتی به سطح زمین می‌رسد و ماگمای باقی‌مانده تشکیل باتولیت‌هایی با ترکیب گرانیتوئیدی را می‌دهد. در شکل ۸ می‌توان به طور خلاصه فرآیندهایی که در تشکیل ماگماهای حاشیه فعال قاره‌ای شرکت دارد را مشاهده کرد (Wilson, 2007).

می‌توان مدل پیشنهادی Wilson (۲۰۰۷) بر مبنای تولید ماگما در محیط فروانش در اثر پدیده‌های چند منشأیی و چند مرحله‌ای را برای منطقه بررسی شده پیشنهاد نمود (شکل ۸).

بر اساس این مدل در مرحله نخست، تشکیل ماگما در مناطق فروانش پوسته اقیانوسی فرورانده با ترکیب بازالت و همراه با رسوبات روی آنها و آب در عمق مناسب طی فرآیند آب‌زدایی و ذوب‌بخشی قرار گرفته است و در مرحله دوم سیالات و مذاب اولیه وارد گوشته‌ای شده و در این مرحله ابتدا ماگماهای اولیه وارد استنوسفر تهی شده و سپس وارد لیتوسفر نیمه قاره‌ای غنی شده می‌شود که در اینجا باعث ایجاد دگرنهادی گوه‌گوشته‌ای می‌شود. در این مرحله ممکن است ماگماهای تشکیل شده بدون عبور از پوسته قاره‌ای مستقیماً وارد سطح زمین بشود و تشکیل ماگماهای بازالتی اولیه را در پهنه‌های فروانش بدهد.



شکل ۸- مدل ژئودینامیکی پیشنهادی Wilson (۲۰۰۷) و فرآیندهای مؤثر در تشکیل ماگمای حاشیه قاره‌ای فعال

نتیجه گیری

فعالیت پلوم‌های حاصل از گوشته استنوسفری و استقرار آن در قاعده پوسته و توسعه فرآیند ذوب پوسته‌ای و متعاقب آن تحت تأثیر فرآیند تبلور تفریقی، هضم و آغستگی (AFC) حاصل شده و این توده بعد از ائوسن، در قسمت میانی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر تزریق و جایگزین شده است.

با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و نمودارهای تمایز جایگاه تکتونیکی، توده‌های گرانیتوئید یزد ارتباط زایشی با یکدیگر داشته و از نوع گرانیتوئید I دما بالا (کردیلرایبی) کالک‌آلکان متالومین است که در یک حاشیه قاره‌ای فعال پس از برخورد مشابه مدل پیشنهادی Wilson (۲۰۰۷) آند مرکزی به وجود آمده‌اند که با توجه به سن توده‌ها، روابط صحرایی با سنگ‌های آتشفشانی منطقه، ژئودینامیک و پهنه زمین‌شناسی منطقه (ارومیه-دختر) منطقی به نظر می‌رسد. ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرو رانده شده (نئوتتیس) و گوشتی تحول یافته روی آن منشأ گرفته و در اثر

سیاسگزاری

نگارندگان لازم می‌دانند که از حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه‌های شاهرود و پیام نور و از جناب آقای دکتر محمود صادقیان مدیر گروه دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود به خاطر ارایه نکات سودمند علمی و ادبی تشکر و قدردانی نمایند.

منابع

- Aghanabati, A. (1998) Major sedimentary and structural units of Iran. *Geosciences* 7, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Tonarini, S. and Savascini, M. Y. (2007) The transition from subduction-related to intraplate Neogene magmatism in the Western Anatolia and Aegea area in Beccaluva. *Geological Society of America, Special* 418: 1-15.
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155: 69-97.
- Amidi, S. M. (1977) Etude geologique de la region de Natanz-Surk (Iran Central), stratigraphic et petrologie. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Amidi, S. M. (1978) Geological quadrangle map of Nain 1:250000, No. G8, Geological survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Arsalan, M. and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 177-193.
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Blackwell Oxford Lithos* 46: 605-626.
- Blatt, H., Tracy, R. J. and Owens, B. E. (2006) *Petrology: igneous, sedimentary and metamorphic*. Freeman and Company, W. H., New York.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I. and de la Rosa, J. D. (1991) H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth Science Reviews* 31: 237-253.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83: 1-26.

- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later, *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., Williams, I. S. and Wyborn, D. (2004) Low-and high-temperature granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 95: 125-140.
- Cheng, H. (2001) Petrology and geochemistry of neogene continental basaltic and related rocks in Northern Taiwan. *Western Pacific Earth Sciences* 1: 19-46.
- Clarke, D. B. (1992) *Granitoid rocks*. Chapman and Hall Publisher, London.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grand Claude, P. and Marchel, M. (1990) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analysis—its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29:183-210.
- Dong, Y., Zhang, G., Neubauer, F., Liu, X., Hauzenberger, C., Zhou, D. and Li, W. (2011) Syn- and post- collisional granitoids in the central Tianshan orogen: geochemistry, geochronology and implications for tectonic evolution. *Gondwana Research* 20: 568-581.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khanalizadeh, A. and Tanha, A. (2010) Petrology, geochemistry and radiometric ages of high silica Adakitic domes of Neogene continental arc, south of Quchan. *Iranian journal of crystallography and mineralogy* 18(3):347-369 (in Persian).
- Hajmolla Ali, A. (1993) Geological map of Khezrabad 1:100000, Sreies sheet 6753. Geological survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- Harris, N. B. W. and Inger, S. (1992) Trace element modeling of polite-derived granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 46-56.
- Hibbard, M. J. (1995) *Petrography to petrogenesis*. Prentice Hall, New Jersey.
- Irvin, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Janousek Farrow, C. M. and Erban, V. (2008) Package 'GCDKit'. Version 3.00.
- Keppler, H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction Zone fluid. *Nature* 380: 237-240.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming mineral. *American Mineralogist* 68: 227-279.
- Lameyre, J. and Bowden, P. (1982) Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14: 169-86.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37: 215-224.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica ET Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Parada, M. A., Nystrom, J. O. and Levi, B. (1999) Multiple source for the Coastal Batholith of Central Chile: geochemical a Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implication. *Lithos* 46: 505-521.
- Pearce, J. (1996) Sources and setting granitic rocks. *Episodes* 19(4): 120-125.
- Pearce, J. A. (1983) Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental

- margins. In: Continental basalts and mantle xenoliths (Eds. Hawke worth, C. J. and Nurry, M. L.) 230-249. Shiva, Nantwich.
- Pitcher, W. S. (1995) The nature and origin of granite. Chapman and Hall, London.
- Rollinson, H. R., (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, Harlow.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Pubellier, M., Bellon, H., Leterrier, J. and Cotton, J. (2000) Magmatic source enrichment by slab- derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines). *Lithos* 54: 173-206.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629-642.
- Schmidt, M. W., Dardon, A., Chazot, G. and Vannucci, R. (2004) The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nd/Ta fractionation during subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters* 226: 415-432.
- Selman Aydigian, M., Hakan, C., Mustafa, B. and Omer, A. (2008) Geochemical and mantle-like isotopic (Nd, Sr) composition of the Baklan granite from the Muratdagi Region (Banaz, Usak), western Turkey: Implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene-Miocene granites. *Journal of Asian earth Sciences* 33: 155-176.
- Shand, S. J. (1943) Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits. Thomas Murby, London.
- Shelley, D. (1993) Igneous and metamorphic rocks under the microscope, classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. Chapman and Hall, London.
- Streckeisen, A. I. (1976) Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic. *Geology* 7: 331-335.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: *Magmatism in oceanic basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications 42: 313-345. Geological Society, London.
- Sutcliffe, R. H., Smith, A. R., Doherty, W. and Barnet, R. I. (1990) Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern superior province, Canada. *Mineralogy and Petrology* 105: 255-274.
- Swain, G. Barovich, K., Hand, M., Ferris, G. and Schwarz, M. (2008) Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton. *Precambrian Research* 15:180-196
- Taylor, S. R. and Mc Lennan, S. M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* 33:65-241.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penay, J., Ganwa, A. A. and Toteu, S. F. (2006) Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan-African granitoids in central North Cameroon: implication for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences* 44: 511-529.
- Vernon, R. H. (2004) A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, Sydney.
- Wilson, M. (2007) Igneous pathogenesis. Chapman and Hall, London.
- Yuguchi T. and Nishiyama, T. (2008) The mechanism of myrmekite formation deduced from steady diffusion modeling based on petrography: case study of the Okueyama granitic body. Kyushu, Japan. *Lithos* 106: 237-260.

Studies of magmatic evolution and petrogenesis of the granitoid bodies of Yazd

Javad Ghanei Ardakani ^{1,2*}, Hossein Mehdizadeh Shahri ¹, Ali Darvishzadah ³
and Mohammad Ali Mackizadeh ⁴

¹ Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

² Department of Geology, University of Payame Noor, 19395-4697, Tehran, Iran

³ Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Lahijan Branch, Lahijan, Iran

⁴ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The granitoid bodies of Yazd belonging to the Oligo-Miocene in age located in the central part of Urumiaeh-Dokhtar volcanic belt. These bodies intruded into the Cretaceous limestone of the Taft formation and pyroclastic rocks of the Eocene. These rocks generally show granular texture; and porphyroid, granophyric, graphic, perthite, myrmekitic and anti-rapakivi textures are occasionally identified. On the basis of field observations and petrographic and geochemical studies, the Yazd intrusive bodies fall within the range of alkali-granite to tonalite in composition and belong to high temperature I-type (Cordilleran) ACG, VAG, Post-COLG and HSS groups. Various geochemical diagrams show the enrichment of LILE, LREE and depletion of HREE and HSFE. These are the characteristics of calc-alkaline magma developed in subduction regime of active continental margin (ACM). Therefore, it is suggested that the magma was generated from the subducted oceanic crust (Neothety) and evolved mantle wedge above it. The magma was generated at the base of crust owing to crust melting and subsequent differential crystallization, assimilation and contaminations (AFC), all are involved in magmatic evolution. Proposed geotectonic model of the area could be similar to the central Andes model, in which magma generated by polygenic and polystages phenomena.

Key words: I-Type Granite, Subduction andian model, Yazd Granitoid, Urumiaeh-Dokhtar