پتروژنز توده گرانیتوئیدی کوه دم، شمال شرق اردستان

على كنعانيان ^{*}، فاطمه سرجوقيان[،]، جمشيد احمديان^۲، حسن ميرنژاد^{را} ^١دانشكده زمينشناسى، پرديس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ايران ^٢گروه زمينشناسى، دانشگاه پيام نور مركز اصفهان، ايران Kananian@khayam.ut.ac.ir (مى الكترونيكى: ٨۶/٣/١ (دريافت: ٨٩/٣/١ ؛ پذيرش:٨۶/٢۴

چکیدہ

توده گرانیتوئیدی کوه دم به سن ائوسن بالایی بخشی از ماگماتیسم گسترده ارومیه-دختر در زون ایران مرکزی به شمار میآید. این توده از لحاظ سنگشناسی در برگیرنده طیف وسیعی از سنگهای نفوذی اسیدی شامل گرانودیوریت، مونزوگرانیت، مونزونیت کوارتزدار و سنگهای حدواسط شامل دیوریت، دیوریت کوارتزدار، مونزودیوریت و مونزودیوریت کوارتزدار است. سنگهای حدواسط به صورت نواری منقطع در حاشیه توده نفوذی و در اطراف بخشهای اسیدی رخنمون دارند. بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگهای توده نفوذی کوه دم در زمره گرانیتوئیدهای نوع I قرار دارد. این سنگها دارای ماهیت کالکآلکالن پتاسیمدار و از نوع متاآلومین هستند. الگوی تغییرات عناصر کمیاب نرمالایز شده به کندریت و گوشته نشان دهنده غنی شدگی این سنگها از EIL و عربی کالکآلکالن پتاسیمدار و از نوع متاآلومین هستند. الگوی تغییرات عناصر کمیاب نرمالایز شده به کندریت و گوشته نشان دهنده غنی شدگی این سنگها و LILE پی مودارهای مختلف تمایز محیط تکتونیکی، حاکی از شکلگیری سنگهای مورد مطالعه در محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قارهای است. با توجه به ترکیب پتاسیک نمونهها، فراوانی بالای La (ته کارگیری سنگهای مورد مطالعه در محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قارهای است. با توجه به ترکیب پتاسیک نمونهها، فراوانی بالای La (سیعی کارهیای سازنده گرانیتوئیدهای کوه دم به شمار میآید.

واژه های کلیدی: گرانیتوئید پتاسیمدار، نوع I، فرورانش، کوه دم

مقدمه

توده نفوذی کوه دم در منتهیالیه شمالغرب نقشه زمینشناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ انارک و در شمال نقشه ۱:۱۰۰۰۰ کوهدم، در فاصله حدود ۱۱۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان اردستان واقع شده است. چهارگوشه عملیاتی با وسعتی حدود ۴۰ کیلومتر مربع، محدود به طولهای جغرافیایی ۲۸٬۴۸ تا ۵۴٬۵۴ شرقی و عرضهای جغرافیایی ۲۳°۵۴ تا ۲۰۰°۳۴ شمالی میباشد. این توده نفوذی بخشی از ماگماتیسم ترشیری در غرب زون ایران مرکزی (ارومیه-دختر) محسوب می شود. مطالعات انجام شده بر روی نوار ماگمایی ارومیه-دختر حاکی از آن است که راندگی لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوب غرب ایران مرکزی، منجر به فعالیتهای آتشفشانی و تزریق تودههای نفوذی ترشیری در این زون شده است Berberian & King 1981, Mohajjel et al., 2003, Shahabpour) 2007). از جمله مهمترین تحقیقات انجام شده در سطح منطقه، می توان به مطالعات زمین شناسی و ژئوفیزیکی شرکت تکنواکسپورت در سال۱۹۸۱ اشاره نمود. این تحقیقات که به منظور شناسایی کانیسازیهای پراکنده در اطراف کوه دم صورت گرفته، به شناسایی

تعدادی پتانسیل معدنی منجر شده است و نتایج آن پس از تصحیح توسط کارشناسان سازمان زمین شناسی در سال ۱۹۸۴ تحت عنوان زمینشناسی ناحیه انارک منتشر گردیده است. بخشهای مرکزی توده نفوذی کوه دم از لحاظ سنگ شناسی، عمدتاً از گرانودیوریت (به همراه مقدار کمی مونزوگرانیت و کوارتزمونزونیت) تشکیل شده است. در حاشیه این توده مقادیر کمی دیوریت (به همراه کوارتزدیوریت، مونزودیوریت و کوارتزمونزودیوریت) سنگهای اصلی توده را همراهی میکنند. براساس مطالعات سن سنجی به روش K-Ar، سن این مجموعه، ائوسن بالایی تعیین شده است (Technoexport 1981).

در مقاله حاضر سعی شده است با اتکا به نتایج حاصل از بررسی روابط صحرایی حاکم بر بخشهای مختلف توده نفوذی دم، پتروگرافی حدود ۱۶۰ مقطع نازک و آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب ۱۳ نمونه از سنگهای منطقه که به روشهای XRF در آزمایشگاه ALS chemex دانشگاه ناروتو ژاپن و ICP در آزمایشگاه گلکه ملکه بین کانادا انجام شده است (جدول ۱)، به بررسی ارتباط ژنتیکی بین بخشهای مختلف توده، منشاء ماگمای سازنده و جایگاه تکتونیکی این توده نفوذی پرداخته شود. جدول ۱: نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگهای توده نفوذی کوه دم و دایکهای مرتبط با آن که به روشهای XRF (عناصر اصلی) و ICP (عناصر نادر و نادر خاکی)

	Granodiorite						Diorite			oranitic dike		Dolerite	Anlite
Sample	F1	F215	F36	F48	F72	F97	F62	F121	F140	F12	F42	F54	F2
SiO ₂	66.91	65.43	67.3	63.77	62.68	66.59	48.5	54.96	48.79	70.45	72.69	52.71	76.9
TiO ₂	0.5	0.48	0.32	0.55	0.61	0.47	0.98	1.01	1.07	0.29	0.24	1.05	0.08
Al_2O_3	15.69	16	15.7	16.38	16.15	15.76	19.75	19.19	17.72	14.1	13.33	16.58	12.32
Fe ₂ O ₃	2.72	4.8	3.24	5.08	5.66	4.57	7.54	7.42	6.58	3.08	3.51	8.18	1.2
MnO	0.06	0.09	0.04	0.08	0.08	0.06	0.19	0.1	0.35	0.09	0.03	0.17	0.03
MgO	1.36	1.65	0.9	1.59	2.11	1.68	2.36	3.75	2.21	0.66	0.96	3.22	0.16
CaO	4.11	2.91	2.12	4.28	4.13	3.26	8.76	7	14.91	3.96	0.56	11.05	0.63
Na ₂ O	3.85	3.76	3.27	3.53	3.23	3.62	3.13	3.56	2.42	1.38	0.66	2.77	3.53
K_2O	4.64	4.71	5.23	4.52	5.13	3.81	3.09	2.55	5.52	5.87	7.93	3.82	5.14
P_2O_5	0.15	0.15	0.09	0.19	0.19	0.15	0.39	0.41	0.41	0.1	0.08	0.4	0.01
Ba	648	526.5	519	589	498.3	577	460	424	374.4	327.4	735	593	117.5
Rb	117	156.8	147.5	146	185.5	111	113.5	93.4	184.3	140.5	173	124	165.5
Sr	354	279.1	197.5	395	340.4	276	518	692	430.6	54,1	34.6	498	41.4
Ga	16.7	*	14.4	17.3	*	16.2	19.8	19.9	*	*	13.4	17.7	*
Tl	0.5	*	0.5	0.5	*	0.5	0.5	0.5	*	*	0.5	0.5	*
Nb	15	12.93	19.9	17.2	16.16	13.9	13.8	13.8	8.54	10.83	14.5	23.6	17.63
Hf	4.9	*	4.6	4.8	*	4.9	3.3	3.7	*	*	3.5	4.9	*
Zr	180	171	161	171	187	179	119	137	91.2	129.1	129	191	101.4
Ti	2997	2878	1918	3297	3657	2818	5875	6055	6414	1739	1439	6295	480
Y	18.5	22.7	17.9	19.1	25.3	16.2	23.4	20.1	25.8	20.5	13.7	22.9	22.6
Th	16.05	16.85	28.6	22.5	26.79	15.9	12.7	12.35	10.49	14.41	15.45	14.9	47.6
U	3	*	5.87	5.4	*	3.3	3.78	3.49	*	*	2.95	3.94	*
Cr	10	0	10	20	16.6	10	30	30	118.2	0	10	230	0
Ni	6	4	5	9	9.1	6	15	13	27.8	1.7	5	63	1.7
	5.5	*	46	13.3	*	8.6	60	18.6	*	*	3.9	23.8	
<u>V</u>	82	*	40	98	*	69	191	170	*	*	22	196	*
	8	10.1	3	12	<i>*</i>	10	3/	/	*	*	9	13	42.5
<u>r</u> v 7n	25	*	23	40	9.1 *	10	52	14	*	*	20	01	42.5
<u>Sn</u>	3	*	23	40	*	2	3	40	*	*	20	3	*
W	14	*	*	24	*	7	*	12	*	*	16	5	*
	12	*	2.1	13	*	12	12	12	*	*	14	13	*
Cs	2.02		4.41	7.41		3.27	8.09	7.52			1.19	5.76	
La	21.4	*	35.3	37.2	*	27.7	26.8	21.4	*	*	28.8	35.5	*
Ce	45.5	39.4	61.4	47.3	55.6	46	52.8	50.2	53.9	40.5	53	66.9	70.4
Pr	5.27	*	6.2	6.94	*	5.16	6.26	6.05	*	*	5.67	7.73	*
Nd	19.2	*	20.1	23.3	*	17.4	23.7	22.8	*	*	18.2	28.1	*
Sm	3.94	*	3.28	4.48	*	3.28	5.07	4.68	*	*	3.13	5.77	*
Eu	0.98	*	0.76	1.17	*	0.96	1.5	0.98	*	*	0.51	1.47	*
Gd	3.58	*	3.66	4.34	*	3.27	5.07	3.58	*	*	2.82	5.43	*
Tb	0.55	*	0.52	0.62	*	0.49	0.78	0.67	*	*	0.38	0.79	*
Dy	3.44	*	3.23	3.48	*	3	4.54	3.44	*	*	2.24	4.38	*
Но	0.62	*	0.6	0.56	*	0.57	0.84	0.62	*	*	0.43	0.82	*
Er	2.14	*	2.05	2.26	*	1.9	2.49	2.14	*	*	1.56	2.44	*
Tm	0.31	*	0.3	0.32	*	0.28	0.34	0.29	*	*	0.23	0.34	*
Yb	2.02	*	2.04	2.09	*	1.89	2.11	1.88	*	*	1.55	2.13	*
Lu	0.34	*	0.34	0.35	*	0.32	0.32	0.3	*	*	0.25	0.35	*
K_2O/Na_2O	1.21	1.25	1.6	1.28	1.59	1.05	0.99	0.72	2.28	4.25	12.02	1.38	1.46
ASI	0.83	0.97	1.05	0.89	0.88	0.98	0.81	0.9	0.48	0.89	1.25	0.58	0.98
Eu/Eu*	0.78	*	0.63	0.8	*	0.88	0.89	0.89	*	*	0.51	0.79	*

انجام شده است.

۲- زمینشناسی

از لحاظ تقسیمات ساختاری توده نفوذی کوه دم در غرب زون ایران مرکزی و در منتهی الیه شرقی نوار ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. این توده درون شیستها و فیلیتهای پالئوزوئیک، سنگهای آهکی کرتاسه و مجموعه سنگهای آتشفشانی آندزیتی و داسیتی ائوسن زیرین نفوذ کرده است. وجود آپوفیزهایی از توده نفوذی در داخل سنگهای یاد شده، دلیل واضحی بر جوانتر بودن توده از ائوسن زیرین است. به واسطه تاثیر حرارتی ناشی از تزریق توده، سنگهای فراگیر در مجاورت بلافصل آن، با تحمل دگرگونی مجاورتی، به مجموعههای اسکارن و هورنفلس تبدیل شدهاند.

از لحاظ سنگشناسی بیشتر حجم توده از گرانودیوریت تشکیل شده است. این سنگها به همراه مقدار کمی مونزوگرانیت و کوارتزمونزونیت، در بخشهای مرکزی توده رخنمون دارند، در حاشیه شمالی، شرقی و جنوب توده، سنگهای دیوریت، کوارتزدیوریت، مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت به صورت نواری منقطع در اطراف

گرانودیوریتها مشاهده میشوند. شواهدی همچون ۱- وجود مرز زیکزاکی بین دیوریت و گرانودیوریت ۲- حاشیه انجماد سریع سنگهای گرانودیوریتی در محل همبری با دیوریتها ۳- دگرسان و اپیدوتی شدن دیوریتها درمحل تماس با گرانودیوریتها ۴- وجود زبانههایی از گرانودیوریت در داخل دیوریت، نمایانگر تزریق گرانودیوریتها بعد از جایگزینی دیوریتها و شکل گیری توده نفوذی زونه در این منطقه است.

توده گرانیتوئیدی کوه دم به همراه سنگهای در برگیرنده خود میزبان تعداد نسبتاً زیادی دایک اسیدی و دلریتی است. دایکهای اسیدی شامل گرانودیوریت پورفیری، گرانیت پورفیری، کوارتز پورفیری و آپلیت هستند. این دایکها فاقد حاشیه انجماد سریع هستند و با ضخامت تقریبی ۶–۵ متر، غالباً به موازات یکدیگر بوده (اکثراً در راستای E-W و گروهی در جهت NE-SW) و به ندرت همدیگر را قطع میکنند. دایکهای دلریتی نیز با ضخامت کمتر از ۱ متر در جهات میفاوت، توده نفوذی را قطع نمودهاند (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه ساده زمین شناسی توده نفوذی کوه دم (اقتباس از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه دم با تغییرات جزئی).

۳- پتروگرافی

برای نامگذاری سنگهای نفوذی از ردهبندی مدال اشتریکایزن (Streckeisen 1976) استفاده شده است. مطابق با این ردهبندی سنگهای اسیدی در محدودههای گرانودیوریت، مونزوگرانیت، کوارتزمونزونیت و سنگهای حدواسط در قلمرو دیوریت، کوارتزدیوریت، مونزودیوریت و کوارتزمونزودیوریت قرار می گیرند. آپلیت نیز در محدوده مونزوگرانیت قرار دارد (شکل ۲-الف). برای نامگذاری دایکهای سابولکانیک از نمودار آلکالی در مقابل سیلیس (Le Maitre دایکهای سابولکانیک از نمودار آلکالی در مقابل سیلیس (۲۰۹۵ بازیک به ترتیب در محدوده ریولیت و تراکیآندزیت بازالتی واقع می شوند.



شکل ۲: الف- طبقه بندی مدال با استفاده از دیاگرام مدال QAP. (Streckeisen 1979) ب- طبقهبندی نورماتیو دایکهای سابولکانیک (Le (Maitre 1989). علامتهای مورد استفاده عبارتند از: مربع=سنگهای اسیدی، لوزی=سنگهای حدواسط، مثلث=آپلیت، علامت جمع=دایکهای اسیدی و علامت ضربدر= دایک دلریتی.

بافت غالب در گرانودیوریتها، گرانولار دانه متوسط است ولی گاهی بافتهای گرانوفیری، پوئی کیلیتیک و ندرتاً پرتیتی نیز نشان میدهند. از لحاظ کانی شناسی عمدتاً از پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و

هورنبلند تشکیل شدهاند. کوارتزها، دارای خاموشی موجی، حاشیه مضرس و شکستگیهای فراوان هستند. ارتوکلازها اکثراً ماکل کارلسباد و پلاژیوکلازها ماکل پلی سنتتیک و در برخی موارد زونینگ نشان میدهند. در برخی از نمونهها ارتوز به صورت هالهای پلاژیوکلازها را احاطه کرده و بافت آنتیراپاکیویک ایجاد نموده است. کانیهای مافیک بیوتیت (با فراوانی بیشتر) و هورنبلند در بین مجموعه کانیها حضور دارند که گاهی به شکل لختههای مافیک تمرکز یافتهاند. دیوریتها از لحاظ بافتی و تا حدی کانیشناسی مشابه گرانودیوریتها هستند، با این تفاوت که واجد میزان بیشتری از پلاژیوکلاز و هورنبلند و میزان کمتری کوارتز، ارتوز و بیوتیت هستند و کلینوپیروکسن نیز در آنها هر چند به مقدار اندک، یافت میشود.

بافت موجود در دایکهای گرانیتی و گرانودیوریتی، اساساً پورفیریک، گلومروپورفیریک و به ندرت میکرولیتی است و آپلیتها بافت میکروگرانولار دارند. از لحاظ کانی شناسی فنوکریستهای موجود در دایکهای گرانیت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز و بیوتیت میشود. کوارتز پورفیرها از لحاظ کانی شناسی و بافتی مشابه گرانیت پرفیرها است، با این تفاوت که کانی غالب در این دایکها، کوارتز میباشد. آپلیتها از لحاظ کانیشناسی حاوی کوارتز، ارتوز، پلاژیوکلاز و به ندرت بیوتیت هستند. این کانیها فاقد شکل مشخص و دانه ریزاند.

بافت دلریتها، پورفیریک و ندرتاً گلومروپورفیریک است و از لحاظ کانی شناسی عمدتاً از فنوکریستهای پیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شدهاند. پلاژیوکلازها ماکل پلیسنتتیک و زونینگ نشان میدهند و پیروکسنها به شدت دگرسان شدهاند. بافتهایی چون منطقهبندی معکوس (کنعانیان و همکاران ۱۳۸۷) و غربالی و حاشیه انحلالی در پلاژیوکلازهای این سنگها نیز مشاهده می شود.

۴- ژئوشیمی

جهت تفسیر تحولات ماگمایی از دیاگرامهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی در مقابل سیلیس استفاده شده است (Harker 1909). چنانچه در شکل ۳ و ۴ ملاحظه میشود، به طور کلی میزان اکسیدهای MnO ، میزان اکسیدهای P2O5،Al2O3 ،Fe2O3 ،TiO2 ،MgO ، مییابد، در حالی که اکسیدهای K2O و CaO با افزایش سیلیس کاهش مییابد، در حالی که اکسیدهای K2O و Na2 سیر صعودی دارند. عناصر Th ،Rb سیر صعودی دارند. عنان میدهند، ولی ST و Y برخلاف آنها، کاهش مییابند. Zr در طول مسیرتغییر جهت داده و با افزایش سیلیس از روند صعودی به نزولی تغییر می کند و عنصر Nb روندی تقریباً ثابت را دنبال می کند. Ni و Cr نیز کاهش چشم گیری را نشان می هد و در دایکهای دیوریتی از فراوانی بالایی برخوردار است.



شکل ۳: موقعیت نمونههای مجموعه نفوذی کوه دم بر روی نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس (Harker 1909). فراوانی اکسیدها بر حسب درصد وزنی گزارش شده است. علائم مشابه شکل ۲ است.



شکل ۴: موقعیت نمونههای مجموعه نفوذی کوه دم بر روی نمودار تغییرات عناصر فرعی در برابر سیلیس (Harker 1909). فراوانی عناصر کمیاب بر حسب ppm گزارش شده است. علائم مشابه شکل ۲ است.

www.SID.ir

سنگهای توده نفوذی کوه دم بر اساس رده بندی فراست و همکاران (Frost *et al.*, 2001) در محدوده گرانیتهای مانیزین قرار می گیرند (شکل ۵). در نمودار تغییرات آلکالی در مقابل سیلیس (شکل ۶–الف)، در قلمرو ساب آلکالن تا آلکالن و در نمودار مثلثی AFM (& Irvine & STM (شکل ۵) در محدوده (Baragar 1971) نیز علاوه بر نمایش روند خطی در محدوده کالک آلکالن واقع می شوند(شکل ۶–ب). همچنین در نمودار تغییرات SiO2 در برابر K2O (Rickwood 1989) در قلمرو سنگهای پتاسیمدار قرار می گیرند (شکل ۷). سنگهای مورد مطالعه در نمودار تغییرات نسبتهای ملکولی Algo/Na₂O+K₂O در برابر تغییرات نسبتهای ملکولی Algo/Na₂O+K₂O) در برابر سنگهای متاآلومینیوم واقع می شوند (شکل ۸) و برخی از نمونهها به ندهاند (Maniar & Piccoli 1989, Shand 1947).



شکل ۵: نمودار تفکیک سنگهای Mg دار و Fe دار (Frost 2001). علائم مشابه شکل ۲ است.

در شکل ۹ نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت نرمالایز شدهاند (Sun & McDonough 1989)، نمایش داده شده است. الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی در دیوریتها، گرانودیوریتها و دایکها با یکدیگر موازی بوده و از عناصر LREE نسبت به HREE غنی شدگی نشان میدهند (La/Yb)n=7.1-12.6)). الگوی HREE غنی شدگی نشان میدهند (La/Yb)n=7.1-2.6)). الگوی HREE مسطح است و در الگوی عناصر نادر خاکی تقعر جزئی دیده میشود. علاوه بر این در الگوهای مذکور شاهد آنومالی منفی eu هستیم اسیدیته ماگما، آنومالی مذکور شاهد آنومالی ماگما و افزایش میزان اسیدیته ماگما، آنومالی us افزایش میابد. در نمودارهای عنکبوتی که نسبت به گوشته اولیه (Eu/Eu 1989) نورمالایز شدهاند، نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough 1989) نورمالایز شدهاند، این سنگها از عناصر کمیاب توده گرانیتوئیدی و دایکهای آن مشابه بوده و این سنگها از عناصر ILL نسبت به HFSE غنی شدگی نشان میدهند (شکل ۹). گرانودیوریتها آنومالی منفی Nb ،P ،Ba ،St و افزایش میزان

،Ti/Ti*=0.15-0.25 ،Nb/Nb*=0.22-0.24 ،P/P*=0.27-0.53) و ديوريتها آنومالی (Ba/Ba*= 0.26-49 و ديوريتها آنومالی منفی Ba/Ba و Ti/Ti*=0.5 ،Nb/Nb*=0.3) تشان میدهند. علاوه بر این دایکهای اسیدی و دلریتی اکثراً دارای آنومالی منفی Sr ،Ga/Ba و Ti/Ti*=0.5 ،Nb/Nb*=0.20



شکل ۶: الف- نمودار تفکیک سری آلکالن از ساب آلکالن ب- نمودار مثلثی AFM جهت تفکیک سریهای تولئیتی و کالک آلکالن (Irvin & Barragar 1971). علائم مشابه شکل ۲ است.



شکل γ: موقعیت سنگهای مورد مطالعه بر روی نمودار K₂O در برابر SiO₂ γ. (Rickwood 1989). علائم مشابه شکل ۲ است.



شکل ۸: نمودار تغییرات Al₂O₃/Na₂O+K₂O) در برابر Maniar & Piccoli)برای سنگهای منطقه (A/CNK) Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O) (1989). علائم مشابه شکل ۲ است



شکل ۹: فراوانی عناصر نادر خاکی (REE) در نمونههای مورد مطالعه که نسبت به کندریت (Sun & McDonough 1989) نرمالایز شده است. علائم مشابه شکل ۲ است.

۵– بحث

۵-۱– تغییرات عناصر اصلی و کمیاب

کاهش میزان اکسیدهای MnO، MgO، و Fe₂O با افزایش سیلیس بیانگر مشارکت این عناصر در ساختار کانیهای فرومنیزین پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و اکسیدهای آهن و تیتاندار در مراحل اولیه تبلور ماگما است. اکسیدهای Al₂O₃ و CaO به خاطر مشارکت در ساختمان پلاژیوکلاز سیر نزولی نشان میدهند. به واسطه تبلور ارتوز و پلاژیوکلاز آلبیتی در مراحل انتهایی تکامل ماگمایی، با افزایش K₂O و در Na₂O روبرو هستیم. فسفر به صورت عنصر سازگار عمل کرده و در جهت تشکیل آپاتیت مصرف شده و با افزایش درجه تبلور ماگما از میزان P₂O₅ کاسته شده است. dR و Ba به خاطر جانشینی در کانیهای پتاسیمداری مانند ارتوز در مراحل پایانی تبلور ماگما، روند افزایشی دارند. Sr به علت جانشینی با کلسیم و ورود به شبکه پلاژیوکلازهای کلسیم دار، در مراحل نهایی تبلور ماگما، کاهش

می یابد. Y نیز به علت جایگزینی در کانی های فرعی آپاتیت، اسفن و هورنبلند روند کاهشی نشان میدهد. Th نیز به دلیل ناسازگاری و شعاع یونی بزرگ تا مراحل انتهایی در فاز مایع باقی مانده و با افزایش SiO₂، غنی شدگی از خود نشان میدهد. کانی اسفن، میزبان اصلی Nb به شمار میرود، از این رو حضور اسفن هر چند به میزان اندک، باعث گردیده Nb روند تقریباً ثابتی را دنبال کند. با تشکیل کانی زیرکن، روند Zr تغییر کرده و از حالت صعودی به نزولی تغییر مسیر میدهد، چرا که عنصر Zr اکثراً در کانی زیرکن و در ماگماهای اسیدی وارد می شود. Ni و Cr به صورت عنصر سازگار عمل کرده و اکثراً در مراحل اولیه تبلور ماگما در شبکه کانیهای فرومنیزین قرار می گیرند. نمودارهای هارکر میتواند بیانگر ارتباط ژنتیکی بین بخشهای مختلف توده نفوذی باشد. وجود رابطه خطی بین دایکها و سنگهای سازنده توده نفوذی در نمودارهای هارکر و عدم مشاهده حاشیه انجماد سریع در دایکها می تواند نشانه قرابت ماگمایی و اختلاف زمانی ناچیز بین تزریق توده گرانیتوئیدی و نفوذ دایکها در منطقه باشد. فراوانی عناصر اصلی و کمیاب در نمونهها با نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی انطباق مناسبی نشان میدهد. برای مثال میزان Na پایین و K بالا در دایکهای اسیدی با فراوانی ارتوز و کمبود آلبیت در این سنگها مطابقت دارد. البته پراکندگیهای موجود در برخی عناصر ناشی از وجود آلتراسيون و رفتار عناصر متحرک است.

روندهای موازی در الگوی عناصر نادر خاکی نمونههای مختلف (شکل ۹) حاکی از تشابه فرآیندهای ماگمایی در حین تشکیل آنها است. تمركز پايين HREE نسبت به LREE بر اثر عواملي چون: درجه پايين ذوب بخشی، وجود گارنت باقیمانده در سنگ منشا و آلودگی ماگما به وجود می آید. الگوی HREE مسطح در گرانیتهای پتاسیک با 0.9<(Gd/Yb)n<1.9 و محتوای بالای Y و Yb بیانگر فقدان گارنت در سنگهای منشاء آنها است (Kampunzu *et al.,* 2003). چراکه عناصر Y و Yb وارد شبکه گارنت شده و حضور گارنت و تفریق آن باعث تهی شدگی عناصر HREE می شود. بنا بر نظریه ای دیگر الگوی HREE مسطح احتمالاً بیانگر فاز برجامانده آمفیبول در طی ذوب بخشی پوسته زیرین مافیک است (Zhao et al., 2007). رومیک و همکاران (Romick et al., 2000) و هاسكين و همكاران (Romick et al., 1992) تقعر جزئی در الگوهای عناصر نادر خاکی که ناشی از تهی شدگی Eu است را به تفریق هورنبلند و یا اسفن نسبت دادهاند. MREE عنصری سازگار در فلدسپارها است و آنومالی آن بر اثر تفریق فلدسپار در حین تبلور ماگما و یا بر اثر باقی ماندن فلدسپار در منشاء، در حین ذوب بخشی در شرایطی که اکتیویته H₂O پایین است، ایجاد می شود (Tepper et al., 1993). بنا بر پیشنهاد تانکوت (1998) غنی شدگی عناصر LREE نسبت به MREE و HREE، همراه با آنومالي منفى Eu

بیانگر اهمیت نقش تفریق آمفیبول و پلاژیوکلاز در فرآیند تکامل گرانیتوئیدها است.

غنی شدگی از LILE (شکل ۱۰) میتواند در نتیجه درجات پایین ذوب بخشی از منشأ گوشتهای، تحرک عناصر طی دگرسانی، نقش گوشته متاسوماتیزه، آلودگی به وسیله مواد پوستهای و یا دخالت پوسته در تولید سنگهای منطقه باشد. آنومالی منفی Ti و Nb به عوامل گوناگونی نسبت داده میشود که فهرستوار عبارتند از: ۱- مشخصه ماگماتیسم مرتبط با فرآیند فرورانش است (,Kuster & Harms 1988 Kuster & Harms 1998, ۲- وجه مشخصه سنگهای پوسته قارهای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (,Rollinson 1998 در منشأ، پایداری فازهای خاوی این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آنها در طی فرآیند تفریق است (Kuster & Larms 1998). تهی شدگی Sc در برخی فرآیند تفریق است (کاهش فراوانی فلدسپار در حین تفریق بلورین است نمونهها ناشی از کاهش فراوانی فلدسپار در حین تفریق بلورین است چرا که Sr به جای کلسیم و پتاسیم، در شبکه فلدسپار وارد میشود.

Ba نیز به خاطر جانشینی با پتاسیم در ارتوکلاز و بیوتیت و P به علت تشکیل آپاتیت، با تفریق این کانیها آنومالی منفی پیدا کردهاند. بنا بر پیشنهاد وو و همکاران (Wu *et al.*, 2003) آنومالی منفی Eu اگر همراه با آنومالی منفی Sr باشد، بر اثر تفریق پلاژیوکلاز و در صورتی که همراه با آنومالی منفی Ba باشد بر اثر تفریق فلدسپار پتاسیم ایجاد میشود. بر این اساس در نمونههای مورد مطالعه تفریق پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم تواماً عامل مهمی در تحول ماگمایی محسوب میشوند. پلاژیوکلاز، باعث کاهش Sr و افزایش آنومالی Eu در طول تبلور ماگما پلاژیوکلاز، باعث کاهش Sr و افزایش آنومالی Eu در طول تبلور ماگما میشود. به طور کلی الگوی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در واحدهای مختلف گرانودیوریتی، دیوریتی و دایکهای منطقه مشابه است و تفاوت موجود در میزان تمرکز این عناصر است. این امر میتواند نشان دهنده ارتباط ژنتیکی نمونهها با هم و منشأ مشترک آنها باشد (Chen *et al.*, 2002).



شکل ۱۰: فراوانی عناصر فرعی و نادر خاکی در نمونههای الف)گرانودیوریت و دایک اسیدی ب) دیوریت و دایک دلریتی که نسبت به گوشته اولیه (& Sun (McDonough 1989) نرمالایز شده است. علائم مشابه شکل ۲ است.

وجود سنگهای دگرگونی حرارتی درجه بالا در مجاورت توده ۲) وجود م شدن در یک نوار مجموعه سنگشناختی متنوع شامل دیوریت، کوارتزدیوریت، ی و داسیتی و عدم مونزودیوریت، کوارتزمونزودیوریت، کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت و

۵-۲- منشاء به طور کلی شواهد و ویژگیهایی چون: ۱) واقع شدن در یک نوار کوهزایی، همراهی با سنگهای آتشفشانی آندزیتی و داسیتی و عدم این محققین براساس آزمایشات تجربی به این نتیجه رسیدند که ماگمای گرانیتوئیدی کالک آلکالن پتاسیمدار بر اثر ذوب بخشی سنگهای پوستهای مافیک و حدواسطی که در شرایط آبدار دگرگون شده باشند، ایجاد می شوند. در این شرایط استقرار ماگمای گوشتهای در زیر پوسته، می تواند گرمای لازم برای ذوب بخشی پوسته را فراهم کند (Thuy et al., 2004).



شکل ۱۱: موقعیت نمونههای مورد مطالعه بر روی نمودار تفکیک کننده منشاء سنگها (Wolf & Wyllie 1994). علائم مشابه شکل ۲ است.

همچنین برای تمایز منشاء پوستهای و گوشتهای میتوان از نسبت عناصر کمیاب در نمونهها استفاده نمود. به این صورت که نسبتهای Nb/Ce ،Nb/La و (La/Sm) در گوشته حدود ۱/۰، ۳۹/۰ و ۱ (Sun ۴/۲۵ و ۲/۳۹ محرود ۲/۰، ۳۲/۰ و ۲/۲۵ (McDonough 1989) در نظر گرفته شده است. میانگین (Weaver & Tarney 1984) در نظر گرفته شده است. میانگین نسبتهای Nb/Ce ،Nb/La و (La/Sm) در توده گرانیتوئیدی کوهدم به ترتیب برابر ۲/۰، ۲۹/۰ و ۲/۵۳ محاسبه شده است. این نسبتها بیانگر آن است که پوسته زیرین عامل مهمی در شکل گیری این توده نفوذی است. شاید بتوان چنین تعبیر کرد که ماگمای بازالتی حاصل از زوب گوشته در زیر پوسته زیرین جایگزین شده و منشاء گرمایی لازم را برای ذوب پوسته زیرین فراهم نموده است و علاوه بر آن، این احتمال وجود دارد که ماگمای بازالتی تا حدی با ماگمای حاصل از ذوب پوسته مخلوط شده باشد.

۵–۳– جایگاه تکتونیکی

توده گرانیتوئیدی کوه دم بخش کوچکی از نوار ماگمایی ترشیری ارومیه-دختر محسوب میشود. بر اساس مطالعات انجام گرفته، عدهای از صاحب نظران این ماگماتیسم را به وجود نواحی کششی مرتبط با Sabzehei گرمایی زیر پلیت ایران مرکزی مرتبط میدانند (Sabzehei تیغههای گرمایی زیر پلیت ایران مرکزی مرتبط میدانند (1974, Amidi 1975, Emami 1981 آن را به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پلیت ایران مرکزی Berberian & King 1981, Mohajjel *et al.*, 2003,)

مونزوگرانیت در توده، ۳) وجود کانیهای هورنبلند، بیوتیت، پیروکسن، مانیتیت، آپاتیت و اسفن یوهدرال و نبود موسکویت و کانیهای دگرگونی نظیر گارنت، پلیمورفهای آلومینوسیلیکات و کردیریت و فقدان کرندوم در نورم. ۴) تنوع ترکیب شیمیایی نمونهها از لحاظ ميزان SiO₂، روند صعودي Chappel et al., 1998) Th Th (chappel et al., 1998) و روند نزولى P_2O_5 در مقابل سيليس (Chappell & White 1992) و داشتن ویژگی متاآلومین (Chappell & White 1974)، همگی دلالت بر آن دارند که توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع I است. از طرفی در بخش ژئوشیمی ملاحظه شد که گرانیتوئیدهای منطقه در زمره گرانیتهای پتاسیمدار قرار میگیرند، لذا در این بخش به بررسی نحوه تشکیل این گونه گرانیتها می پردازیم. میزان SiO₂ بالا و #Mg کمتر از ۶۰ درصد (Kuster et al., 1998) و میزان پایین عناصر انتقالی Ni, Co, Cr و V (Wilson 1989) در نمونههای مورد مطالعه، احتمال منشاءگیری مستقیم آنها را از گوشته منتفی می سازد. همچنین نسبت بالايي از عناصر Hawkesworth et al., 1995, Rogers) Nb/La نسبت بالايي از et al., 1995) و Ti/Zr) و Woodhead et al., 1993) Ti/Zr) برای ماگمای مشتق شده از گوشته لیتوسفری پیشنهاد شده است (به ترتیب حدود ۴ و ۱۰۰) و این در حالی است که میانگین این نسبت در سنگهای گرانیتوئیدی کوهدم به ترتیب برابر ۱/82 و ۲۵/۰۹ است، بنا بر این با منشاء گوشتهای محض مغایرت دارد. برای بررسی منشاء توده نفوذی دم می توان از نمودار شکل ۱۱ استفاده نمود. این نمودار که براساس نسبت مولكولى مقادير Al₂O₃، OgO و FeOt و FeOt ترسيم شده است (Wolf & Wyllie 1994)، بخش اعظم نمونهها در محدوده مذابهای مشتق شده از ذوب بخشی متابازالتها ومتاتونالیتها قرار گرفتهاند. بنا بر پیشنهاد چاپل و وایت (Chappel & White 1992) غنی شدگی از عناصر ناسازگار Rb ،Th ،K و La و آنومالی منفی عناصر Sr ،Nb ،Ti و Ba بیانگر مذاب حاصل از منشاء پوستهای است (Thuy et al., 2004). تيلور و مكانا (Taylor & McLennan 1985) نيز فراواني عناصر LILE از قبيل K ،U ،Th ،Rb و La به همراه Pb و تهى شدگى عناصر Ti ،Nb و Ta را به مذابی با منشاء پوسته قارهای نسبت دادهاند. براساس کارهای تجربی صورت گرفته بر روی گرانیتهای پتاسیمدار با La بیشتر از high La) ۲۴ PPM) به این نتیجه رسیدهاند که این گرانیتها میتوانند بر اثر ذوب بخشی سنگهای تونالیتی در پوسته میانی و زیرین تشکیل شوند (Wylli 1988, Whalen et al.,) میانی و زیرین تشکیل 2004) و از سوی دیگر کارول و وایلی (Carroll & Wyllie 1989) نشان دادند که از ذوب بخشی سنگهای تونالیتی، گرانیتهای پتاسیمدار ایجاد می شود (Kampunzu et al., 2003). به عقیده رابرت و کلمنز (Roberts & Clemens 1993) ذوب بخشى أندزيت و أندزىبازالت کالک آلکالن آبدار منشاء مناسبی برای گرانیتهای پتاسیمدار است.

Shahabpour 2007). برای تعیین جایگاه تکتونیکی تودههای گرانیتوئیدی، نمودارهای مختلفی پیشنهاد شده است ولی قابل استفادهترین آنها نمودارهایی هستند که براساس فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک در برابر فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی طراحی شده باشد. پیرس (Pearce 1984) براساس فراوانی عناصر کمیاب، محیط تکتونیکی گرانیتها را به چهار گروه VAG (گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی)، Syn-CLOG (گرانیتوئیدهای برخوردی)، WPG (گرانیتوئیدهای درون قارهای) و ORG (گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی) تقسیمبندی کرده است. چنانچه در شکل ۱۲ ملاحظه می شود، نمونه های مورد مطالعه در محدوده VAG قرار می گیرند. نسبتهای بالای Th/Yb و La/Yb در نمونههای توده نفوذی کوه دم (شکل ۱۳) نیز با شکل گیری آنها در محیط تکتونیکی حاشیه فعال قارهای (Condie 1989) انطباق دارد. همانطور که در شکل ۱۴ مشاهده می شود در نمودار لگاریتمی Th/Yb در برابر Pearce 1983) Ta/Yb). نمونههای مورد مطالعه در داخل و نزدیک قلمرو حاشیه فعال قارهای واقع شده است.



شکل ۱۲: موقعیت نمونههای مورد مطالعه بر روی نمودار تفکیک کننده محیطهای تکتونیکی (Pearce *et al.*, 1984). علائم مشابه شکل ۲ است.



برابر Th/Yb (Condie 1998). علائم مشابه شكل ۲ است.



شکل ۱۴: موقعیت نمونههای توده نفوذی کوه دم بر روی نمودار تغییرات عناصر Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce 1983). علائم اختصاری بیانگر: تاثیر فرایندهای فرورانش(S)، آلودگی پوستهای(C)، ماگماتیسم درون ورقهای (W) و فرآیند تفریق بلوری (F) میباشد. علائم مشابه شکل ۲ است.

از مجموعه شواهد زیر نیز میتوان برای تعیین محیط تکتونیکی تشکیل توده نفوذی کوه دم استفاده کرد:

۱- در محیطهای فرورانش میزان Th افزایش می یابد (& Gorton &)
۲۰ در سنگهای مرتبط با فرورانش در Schandl 2000
Schandl قارهها در محدوده ۶-۲۰ متغیر است (& Schandl 2002
۱۷/۳ تا ۱۷/۳ در سنگهای مورد مطالعه بین ۱۰ تا ۱۷/۳
تغییر می کند که با محیط مذکور مطابقت دارد.

۲- سنگهای توده نفوذی مورد مطالعه از عناصر HFSE تهی بوده و نسبت عناصر Nb/Y در آنها پایین است (۳۳/۰ تا ۱/۱). نسبتهای پایین Nb/Y (۳۲/۰ تا ۱/۷۲) از ویژگی سنگهایی است که در قوسهای ماگمایی مرتبط با فرورانش تشکیل می شوند (, 1983 Pearce) (Temel et al., 1998).

۳- مقادیر بالای نسبت Ba/Nb (بیشتر از ۲۸) شاخص سنگهایی است که در مناطق مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قارهای تشکیل میشوند (Fitton et al., 1988). این نسبت در نمونههای مورد مطالعه بیش از ۲۸ و به طور متوسط حدود ۳۲ است.

۹- نسبت Nb/U در سنگهای پوسته قاره ای برابر ۶/۲ (& Nb/U در سنگهای پوسته قاره ای برابر ۶/۲ (& Nb/U میان (Fountain 1995) و در بازالتهای قوس اقیانوسی و پشتههای میان اقیانوسی برابر ۴۷ (Hofmann *et al.*, 1986) است. نمونههای مورد مطالعه با نسبت پایین Nb/U (متوسط ۴/۲۸) با سنگهای پوسته قارهای مشابهت داشته و امکان وجود این سنگها را از محیطی مرتبط با پوسته اقیانوسی منتفی می سازد.

۴- گرانیتوئیدهای توده نفوذی دم طبق ردهبندی باربارین (Barbarin
۹- گرانیتوئیدهای توده نفوذی دم طبق ردهبندی بارزی همچون

وجود کانیهای مافیک (بیوتیت، هورنبلند و کلینوپیروکسن) همراه با کوارتز، فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز با متوسط فراوانی آنورتیت ۵۰-۲۰ درصد و فقدان کانیهای آلومینوسیلیکات، کردیریت و مسکویت و نسبت پایین FeO_t/FeO_t+MgO (کمتر از ۸/۰)، در گروه ACG (گرانیتهای کالک آلکالن غنی از آمفیبول) قرار می گیرند. از نظر محیط تکتونیکی جزء گرانیتوئیدهای حاصل از فعالیتهای ماگمایی مرتبط با فرورانش حاشیه فعال قارهای تلقی می شوند.

۶- نتیجهگیری

براساس جمعبندی اطلاعات به دست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی نمونههای گرانیتوئیدی کوه دم، نتایج زیر قابل ذکر است:

۱- این توده حاصل تزریق متوالی دو فاز ماگمایی است. ماگمای اسیدی شامل طیفی از گرانودیوریت، مونزو گرانیت و کوارتزمونزونیت است که به درون سنگهای حدواسط دیوریت، کوارتزدیوریت، مونزودیوریت و کوارتزمونزودیوریت نفوذ کرده است و در پی آن دایکهای اسیدی و دلریتی توده نفوذی مذکور را قطع نمودهاند.

۲- سنگهای گرانیتوئیدی دارای ماهیت کالک آلکالن پتاسیمدار، متاآلومین و از نوع I محسوب میشوند.

۳-حضور گرانیتهای پتاسیم دار با La بیشتر از high La) ۲۴ PPM، فراوانی عناصر LILE از قبیل Th ،Rb و K به همراه Pb و تهی شدگی عناصر Ti ،P ، Ti و Ba در اکثر نمونهها همراه با مقادیر پایین عناصر انتقالی گویای این مطلب است که احتمالاً منشاء اصلی ماگمای اولیه نمونهها از پوسته زیرین بوده است، در حالی که

احتمالاً ماگمای گوشتهای عامل بالقوهای برای ذوب پوسته زیرین و انتقال سیالات به درون پوسته محسوب می شود.

۴- نمودارهای تفکیک کننده محیط تکتونیکی، نسبت Th/Ta در محدوده ۲۰-۶، پایین بودن نسبت Nb/Y و Nb/Y و مقادیر بالای نسبت Ba/Nb بیانگر محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال Bal/Nb ایست. غنی شدگی عناصر LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE و وجود آنومالی منفی Nb و Ti نیز تأیید کننده این مطلب است.

۵- با توجه به موقعیت جغرافیایی توده مورد مطالعه که در منتهی الیه زون آتشفشانی ارومیه-دختر قرار دارد، به نظر میرسد این مجموعه در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قارهای پلاتفرم ایران مرکزی تشکیل شده باشد.

به هر حال پر واضح است که ابراز نظر قطعی راجع به منشاء و نحوه تشکیل توده گرانیتوئیدی کوه دم مستلزم آن است که دادههای موجود در مقاله با اطلاعات بیشتری همچون دادههای ایزوتوپی و آنالیزهای میکروپروپ تلفیق و مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرند.

قدردانی

این پژوهش حاصل طرح تحقیقاتی "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی کوه دم (شمال اردستان)" به شماره پرونده "۶۱۰۵۰۲۶/ک/۶۱۰۵۳" است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران انجام شده است. لذا بدینوسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می گردد.

منابع:

تكنواآسيورت ۱۹۷۹: نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ كوه دم، انتشارات سازمان زمين شناسي. برگه شماره ۶۵۵۷.

کنعانیان ع..، احمدیان ج.، سرجوقیان ف. ۱۳۸۷: شیمی برخی از کانیها و ارزیابی دما و فشار در توده گرانیتوئیدی کوه دم، شمال شرق اردستان. مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران. **۱:** ۶۶–۴۹.

- Ajaji T., Weis D., Giret A., Bouabdellah M. 1998: Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos.* 45: 371-393.
- Amidi S.M. 1975: Contribution a letude stratigraphique, Petrologique, et Petrochimique des roches magmatiques de la region de Natanz-Nain-Surk (Iran central). G. S. I. Thèses, Université Scientifique et Medicale de Grenoble, France. 316P.
- Barbarin B. 1999: A review of the relationship between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos.* **46:** 605-626.
- Barnes C.G., Burton B.R., Burling T.C., Wright J.E., Karlsson H.R. 2001: Petrology and geochemistry of the late Eocene Harrison Pass Pluton, Ruby mountains Core Complex, Northeastern Nevada. J. Petrol. 42: 901-929.
- Berberian M., King G.C.P. 1981: Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can. J. Earth Sci. 18: 210–265.
- Carroll M.J., Wyllie P.J. 1989: Experimental phase relations in the system tonalite-peridotite-H₂O at 15 kbar, implications for assimilation and differentiation processes near the crust-mantle boundary *J. Petrol.* **30**:1351-1382.
- Chappell B.W, Bryant C.J., Wyborn D., White A.J.R., Williams I.S. 1998: High and low Temperature I-type granites. *Resource Geology*. **48**: 225-236.
- Chappel B.W., White A.J.R. 1974: Two contrasting granite types. Pasific Geology. 8: 173-174.
- Chappell B.W., White A.J.R. 1992: I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Tran. R. Soc. of Edinb. Earth Sci. 83: 1-26.

- Chen B., Jahn B.M., Ye K., Liu J.B. 2002: Cogenetic relationship of the Yangkou gabbro-to-granite unit, Su-Lu terrane. J. Geol. Soc. London. 159: 457-467.
- Condie K.C. 1989: Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos.* 23: 1-18.
- Emami M.H. 1981: Geologie de la region de Qom-Aran (Iran); Contribution a petude dynamique et geochimique du Volcanisme tertiaire de l Iran central. Theses. Sciences naturelles Univ. Sc. et Medicale de Grenoble. 489P.
- Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P. 1988: The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States. *J. Petrol.* Special Lithosphere Issue, 331–349.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.G., Frost C.D. 2001: A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *J. Petrol.* **42:** 2033-2048.
- Gorton M.P., Schandl E.S. 2000: From continental to island arc a geochemical index of tectonic setting for arc related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Can. Mineral.* **38**: 1065-1073.
- Harker A. 1909: The natural history of igneous rocks. Methneu, London. 344p.
- Hawkesworth C., Turner S., Gallagher K., Hunter A., Gallagher K., Hunter A., Bradshaw T., Rogers N. 1995: Calc alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. J. Geophys. Res. 100: 10271–10286.
- Hofmann A., Jochum K., Seufert M., White M. 1986: Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **79:** 33–45.
- Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D., Chappell B.W. 2000: Identitifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: An integrated approach. *J. Petrol.* **41**: 1365-1395.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8: 523-548.
- Kampunzu A.B., Tombale A.R., Zhai M., Bagai Z., Majaule T., Modisi M.P. 2003: Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoarchaean continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos.* **71**: 431-460.
- Kuster D., Harms U. 1998: Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*. **45**: 177-195.
- Le Maitre R.w., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Lebas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wolley A.R., Zanettine B. 1989: A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, oxford. 193p.
- Maniar P.D., piccoli P.M., 1989: Tectonic discrimination of granitoids. Geol. Soc. Am. Bull. 101: 635 643.
- Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R. 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. J. Asian Earth Sci. 21: 397-412.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25: 956-983.
- Pearce J.A. 1983: The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth. C.J., Norry, M.J. Eds. Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwhich. 230-249.
- Rickwood P.C. 1989: Bundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. Lithos. 22: 247-263.
- Roberts M.P., Clemens J.D. 1993: Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. Geology. 21: 825-828.
- Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. 1995: Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin California and Nevada. J. Geophys. Res. 100: 10287-10301.
- Rollinson H.R. 1993: Using geochemical data: evalution, presentation, interpretation. Longman scientific and technical, 252 p.
- Romick J.D., Kay S.M., Kay R.M. 1992: The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc-alkaline andesite and dasite tehpra from the central Aleutians, Alaska. *Contrib. Mineral. Petrol.* **112**: 101-118.
- Rudnick RL., Fountain DM. 1995: Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys* 33: 267–309.
- Rutter J.M., Wyllie P. 1988: Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust. *Nature*. 331: 159–160.
- Sabzehei M. 1974: Les Melanges ophiolitiques de la region defandagheh (Iran meridional). E'tude petrographique et structurale, interpretation dans Le Cadre Iranien, These pre'sesete'e a' l'universit'e de. Grenoble, 306 P.
- Saunders A.D., Tarney J., Weaver S.D. 1980: Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implication for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth planet sci. Lett.* **46**: 344-360.
- Schandl E.S., Gorton M.P. 2002: Application of high field strength elements to discrimination tectonic settings in VMS environments. *Econ. Geol.* 97: 629-642.
- Shahabpour J. 2007: Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. J. Asian Earth Sci. (Accepted).
- Shand S.J. 1947: Eruptive Rocks. D. Van Nostrand Company, New York. 360p.
- Streckeisen A.L. 1976: To each plutonic rock its proper name. Earth sci. rev. 12: 1-33.
- Sun S.S., McDonough W.F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: for mantle processes. Saunders, A.D., Norrey, M.J. (eds.), Magmatism in the Ocean Basins. *Geol. Soc. London Spec. Pulb.* **42:** 313-345.
- Tankut A., Wilson M., Yihunie T. 1998: Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Guvem area, Anatolia, Turkey. J. Volcanol. and Geoth. Res. 85: 285–301.

Taylor S.R., McLennan S.M. 1985: The continental crust: its compositions and evolution. Blackwell, Oxford. 27–72p.

- Technoexport. 1981: Detail geology prospecting in the Anarak Area Central Iran. Geological Survey of Iran. Report No. 9. 154p. Temel A., Gundogdu M.N., Gourgaud A. 1998: Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. J. Volcanol. Geoth. Res. 85: 327–354.
- Tepper J.H., Nelson B.K., Bergantz G.W., Irving A.J. 1993: Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contrib. Mineral. Petrol.* 113: 333-351.
- Thuy N.T.B., Satir M., Siebel W., Vennemann T., Long T.V. 2004: Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. J. Asian Earth Sci. 23: 467-482.
- Weaver B.L., Tarney J. 1984: Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. Nature. 310: 575-577.
- Whalen J.B., Percival J.A., McNicoll V.J., Longstaffe F.G. 2004: Geochemical and isotopic (Nd-O) evidence bearing on the origin of late-to post-orogenic high-K granitoid rocks in the Western Superior Province: implication for late Archean tectonomagmatic processes. *Precambrian Res.* **132**: 303-326.
- Wolf M.B., Wyllie J.P. 1994: Dehydration-melting of amphibolite at 10 Kbar: the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.* **115:** 369-383.
- Woodhead J.D., Johnson R.W., 1993: Isotop and trace element profile across the New Britain island arc Papua new guines. *Contrib. Mineral. Petrol.* **113**: 479-491.
- Wu F.Y., Jahn B.m., Wilde S.A., Lo C-H., Yui T-F., Lin Q., Ge W-c. Sun D-y. 2003: Highly fractionated I-type granites in NE Chine (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos.* 66: 241-273.
- Zhao Z.F., Zheng Y.F., Wei C.S., Wu Y.B. 2007: Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust. *Lithos.* **93**: 248-272.