

پتروژنز توده گرانیتوئیدی کوه دم، شمال شرق اردستان

علی کنعانیان^{۱*}، فاطمه سرجوقیان^۱، جمشید احمدیان^۲، حسن میرزاد^۱

^۱دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور مرکز اصفهان، ایران

*مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: Kananian@khayam.ut.ac.ir

(دریافت: ۸۶/۳/۱؛ پذیرش: ۸۶/۶/۲۴)

چکیده

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 کوارتزار و سنگ‌های حدواسط شامل دیوریت، دیوریت کوارتزار، مونزودیوریت و مونزودیوریت کوارتزار 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 دارند. این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالین پتاسیم‌دار و از نوع متاآلومین هستند. الگوی تغییرات عناصر کمیاب نرمالایز شده به کندریت و گوشته نشان دهنده غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LREE و LILE، تهی‌شدگی آنها از HREE و HFSE و وجود آنومالی منفی Eu، Ba، Nb، Ti، Sr و P در اکثر نمونه‌ها است که این امر در کنار موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودارهای 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 (>۲۴ppm) و شواهدی همچون غنی‌شدگی سنگ‌ها از عناصر LILE و Pb در کنار آنومالی منفی HFSE و Ba به نظر می‌رسد ذوب پوسته زیرین، عامل مهمی در منشاء ماگمای سازنده گرانیتوئیدهای کوه دم به شمار می‌آید.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید پتاسیم‌دار، نوع I، فرورانش، کوه دم

مقدمه

تعدادی پتانسیل معدنی منجر شده است و نتایج آن پس از تصحیح توسط کارشناسان سازمان زمین‌شناسی در سال ۱۹۸۴ تحت عنوان زمین‌شناسی ناحیه انارک منتشر گردیده است. بخش‌های مرکزی توده نفوذی کوه دم از لحاظ سنگ‌شناسی، 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 ژئوشیمی دانشگاه ناروتو ژاپن و ICP در آزمایشگاه ALS chemex 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.

توده نفوذی کوه دم در منتهی‌الیه شمال‌غرب نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ انارک و در شمال نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ 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 ۵۲°۴۸' تا ۵۲°۵۴' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۳°۵۴' تا ۳۴°۱۰' شمالی می‌باشد. این توده نفوذی بخشی از ماگماتیسم ترشیری در غرب زون ایران مرکزی (ارومیه-دختر) محسوب می‌شود. مطالعات انجام شده بر روی نوار ماگمایی ارومیه-دختر حاکی از آن است که راندگی لیتوسفر اقیانوسی نفوتتیس 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، می‌توان به مطالعات زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی شرکت تکنواکسپورت در سال ۱۹۸۱ اشاره نمود. این تحقیقات که به منظور شناسایی کانی‌سازی‌های پراکنده در اطراف کوه دم صورت گرفته، به شناسایی

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) انجام شده است.

Sample	Granodiorite						Diorite			granitic dike		Dolerite	Aplite
	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 ₂ O 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 ₂ O	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 ₂ O 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
Co	5.5	*	46	13.3	*	8.6	60	18.6	*	*	3.9	23.8	*
V	82	*	40	98	*	69	191	170	*	*	22	196	*
Cu	8	*	5	27	*	11	37	7	*	*	9	13	*
Pb	8	10.1	10	12	9.1	10	11	14	8.8	0	5	13	42.5
Zn	25	*	23	40	*	46	52	46	*	*	20	91	*
Sn	3	*	3	3	*	2	3	1	*	*	2	3	*
W	14	*	*	24	*	7	*	12	*	*	16	5	*
Ta	1.2	*	2.1	1.3	*	1.2	1.2	1	*	*	1.4	1.3	*
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	*
Ho	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 ₂ O/Na ₂ O	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	*

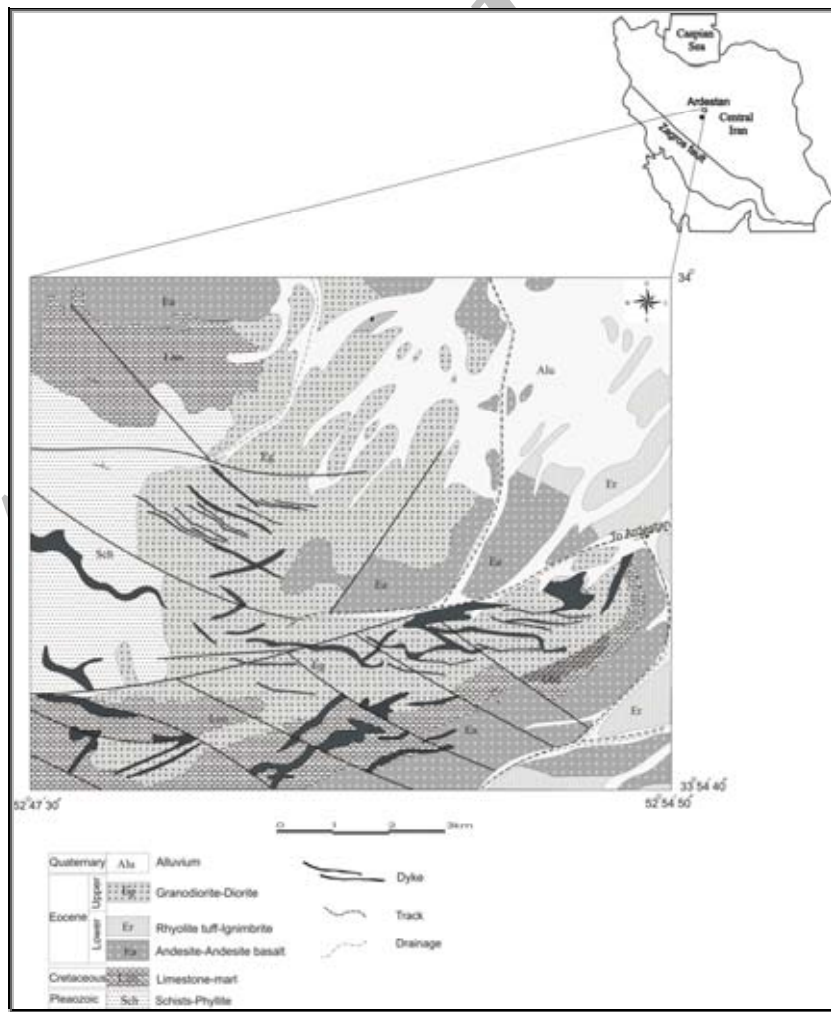
۲- زمین‌شناسی

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 در محل تماس با گرانودیوریت‌ها ۴- وجود زبانه‌هایی از گرانودیوریت در داخل دیوریت، نمایانگر تزریق گرانودیوریت‌ها بعد از جایگزینی دیوریت‌ها و شکل‌گیری 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 ۵-۶ متر، غالباً به موازات یکدیگر بوده (اکثراً در راستای W-E و گروهی در جهت NE-SW) و به ندرت همدیگر را قطع می‌کنند. دایک‌های دلریتی نیز با ضخامت کمتر از ۱ متر در جهات متفاوت، توده نفوذی را قطع نموده‌اند (شکل ۱).

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.

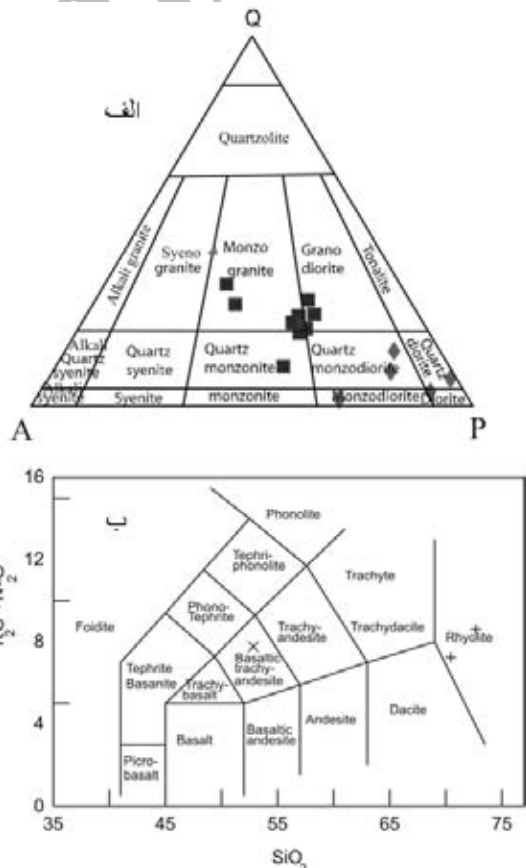
از لحاظ سنگ‌شناسی بیشتر حجم توده از گرانودیوریت تشکیل شده است. این سنگ‌ها به همراه مقدار کمی مونزوگرانیت و کوارتزمونزونیت، در بخش‌های مرکزی توده رخنمون دارند. در حاشیه شمالی، شرقی و جنوب توده، سنگ‌های دیوریت، کوارتزدیوریت، مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت به صورت نواری منقطع در اطراف



شکل ۱: نقشه ساده زمین‌شناسی توده نفوذی کوه دم (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی 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، مونزوگرنایت، کوارتز مونزونیت و سنگ‌های حدواسط در قلمرو دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزو دیوریت و کوارتز مونزو دیوریت قرار می‌گیرند. آپلیت نیز در محدوده مونزوگرنایت قرار دارد (شکل ۲-الف). برای نامگذاری دایک‌های ساب‌ولکانیک از نمودار آلکالی در مقابل سیلیس (Le Maitre et al., 1989) استفاده شده (شکل ۲-ب) که دایک‌های اسیدی و بازیک به ترتیب در محدوده ریولیت و تراکی‌آندزیت بازالتی واقع می‌شوند.



شکل ۲: الف- طبقه بندی مدال با استفاده از دیگرام مدال QAP. ب- طبقه بندی نورماتیب 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، پوئی‌کیلیتیک و ندرتاً پرتیتی نیز نشان می‌دهند. از لحاظ کانی‌شناسی عمدتاً از پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و

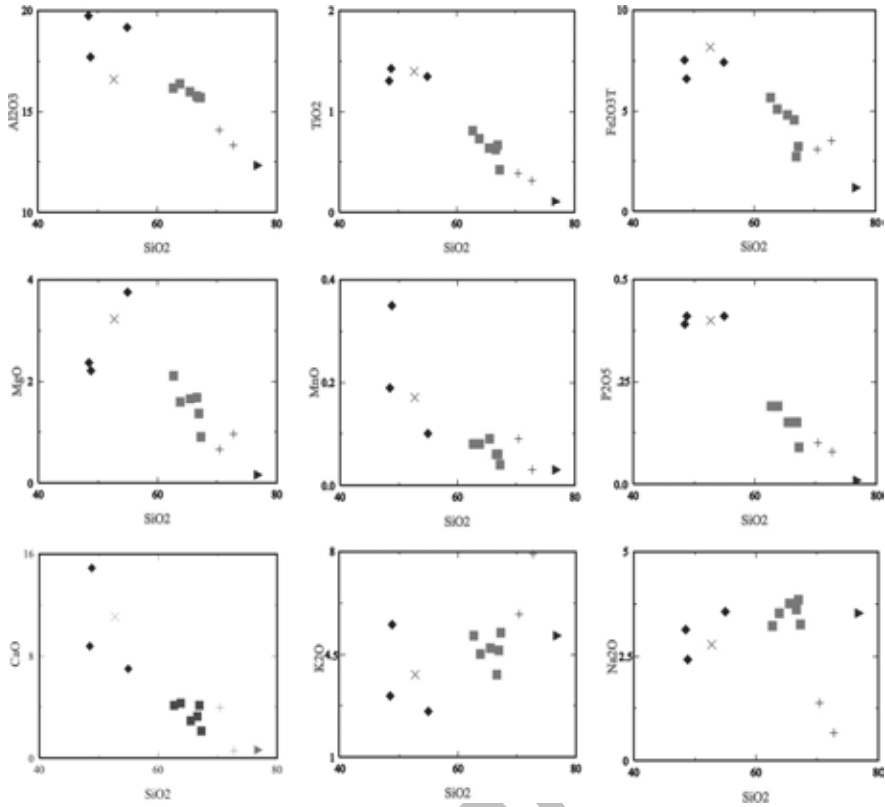
هورنبلند تشکیل شده‌اند. کوارتزها، دارای خاموشی موجی، حاشیه مضرس و شکستگی‌های فراوان هستند. ارتوکلازها اکثراً ماکل کارلسباد و پلاژیوکلازها ماکل پلی سنتتیک و در برخی موارد زونینگ نشان می‌دهند. در برخی از نمونه‌ها ارتوز به صورت هاله‌ای پلاژیوکلازها را احاطه کرده و بافت آنتی‌راپاکی‌ویک ایجاد نموده است. کانی‌های 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 میکروولیتی است و آپلیت‌ها بافت میکروگرانولار دارند. از لحاظ کانی‌شناسی فنوکریست‌های موجود در دایک‌های گرانیت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز و بیوتیت می‌شود. کوارتز پورفیرها از لحاظ کانی‌شناسی و بافتی مشابه گرانیت پورفیرها 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.

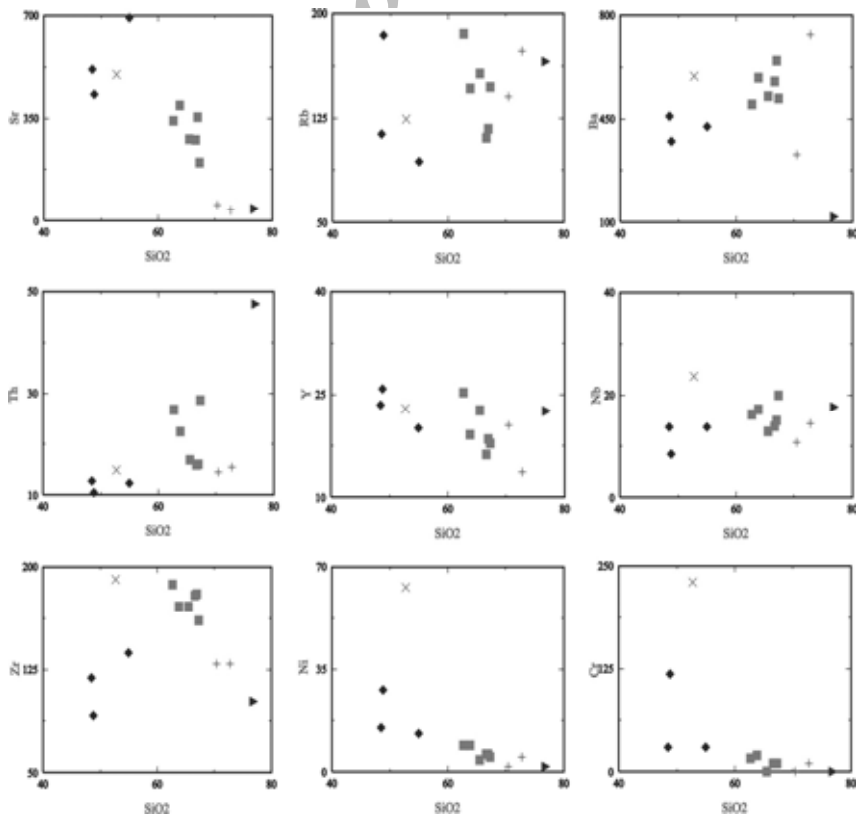
بافت دلریت‌ها، پورفیریک و ندرتاً گلومروپورفیریک است و از لحاظ کانی‌شناسی عمدتاً از فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها ماکل پلی سنتتیک و زونینگ نشان می‌دهند و پیروکسن‌ها به شدت دگرسان شده‌اند. بافت‌هایی چون منطقه‌بندی معکوس (کنعانیان و همکاران ۱۳۸۷) و غربالی و حاشیه انحلالی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

۴- ژئوشیمی

جهت تفسیر تحولات ماگمایی از دیگرام‌های 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، MgO، TiO₂، Fe₂O₃، Al₂O₃، P₂O₅ و CaO با افزایش سیلیس کاهش می‌یابد، در حالی که اکسیدهای K₂O و Na₂O سیر صعودی دارند. عناصر Rb، Th و Ba با افزایش سیلیس روند افزایشی نشان می‌دهند، ولی Sr و Y برخلاف آن‌ها، کاهش می‌یابند. Zr در طول مسیرتغییر جهت داده و با افزایش سیلیس از روند صعودی به نزولی تغییر می‌کند و عنصر Nb روندی تقریباً ثابت را دنبال می‌کند. Ni و Cr نیز کاهش چشم‌گیری را نشان می‌دهد و در دایک‌های دیوریتی از فراوانی بالایی برخوردار است.

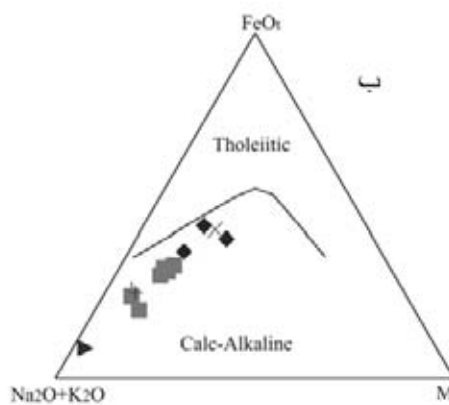
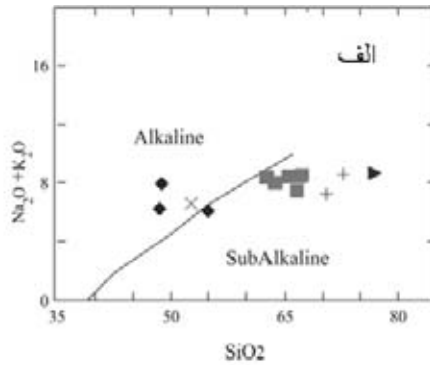


شکل ۳: موقعیت نمونه‌های مجموعه نفوذی کوه دم بر روی نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس (Harker 1909). فراوانی اکسیدها بر حسب درصد وزنی گزارش شده است. علائم مشابه شکل ۲ است.

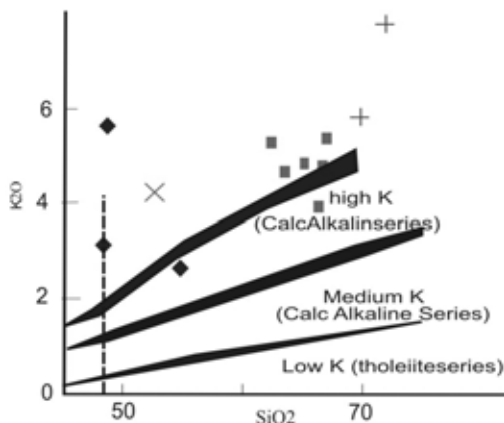


شکل ۴: موقعیت نمونه‌های مجموعه نفوذی کوه دم بر روی نمودار تغییرات عناصر فرعی در برابر سیلیس (Harker 1909). فراوانی عناصر کمیاب بر حسب ppm گزارش شده است. علائم مشابه شکل ۲ است.

$Ti/Ti^*=0.15-0.25$ ، $Nb/Nb^*=0.22-0.24$ ، $P/P^*=0.27-0.53$ و $Sr/Sr^*=0.37-0.85$ و $Ba/Ba^*=0.26-49$ و دیوریت‌ها آنومالی منفی Ba ، Nb و Ti ($Nb/Nb^*=0.3$ ، $Ti/Ti^*=0.5$ و $Ba/Ba^*=0.4$) نشان می‌دهند. علاوه بر این دایک‌های اسیدی و دلریتی اکثراً دارای آنومالی منفی Sr ، Ba ، P ، Nb و Ti هستند.

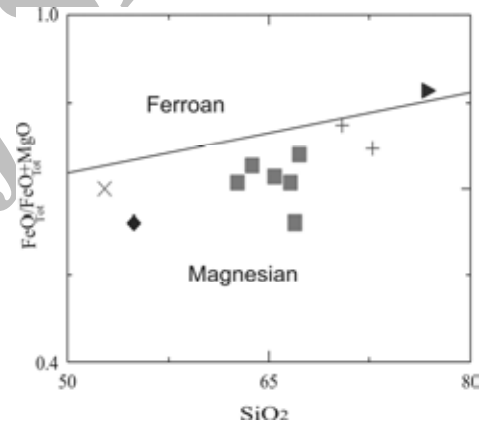


شکل ۶: الف- نمودار تفکیک سری آلکان از ساب‌آلکان ب- نمودار مثلثی جهت تفکیک سری‌های تولییتی و کالک‌آلکان (Irvin & Barragar 1971). علائم مشابه شکل ۲ است.



شکل ۷: موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه بر روی نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Rickwood 1989). علائم مشابه شکل ۲ است.

سنگ‌های توده نفوذی کوه دم بر اساس رده بندی فراست و همکاران (Frost *et al.*, 2001) در محدوده گرانیت‌های مانیزین قرار می‌گیرند (شکل ۵). در نمودار تغییرات آلکالی در مقابل سیلیس (شکل ۶-الف)، در قلمرو ساب‌آلکان تا آلکان و در نمودار مثلثی AFM (Irvine & Baragar 1971) نیز علاوه بر نمایش روند خطی در محدوده کالک‌آلکان واقع می‌شوند (شکل ۶-ب). همچنین در نمودار تغییرات SiO_2 در برابر K_2O (Rickwood 1989) در قلمرو سنگ‌های پتاسیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۷). سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات نسبت‌های ملکولی Al_2O_3/Na_2O+K_2O در برابر Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO (A/CNK vs. A/NK) اکثراً در قلمرو سنگ‌های متاآلمینیوم واقع می‌شوند (شکل ۸) و برخی از نمونه‌ها به خط اشباع از آلومینیوم نزدیک شده و حتی به محدوده پرآلمین وارد شده‌اند (Maniar & Piccoli 1989, Shand 1947).

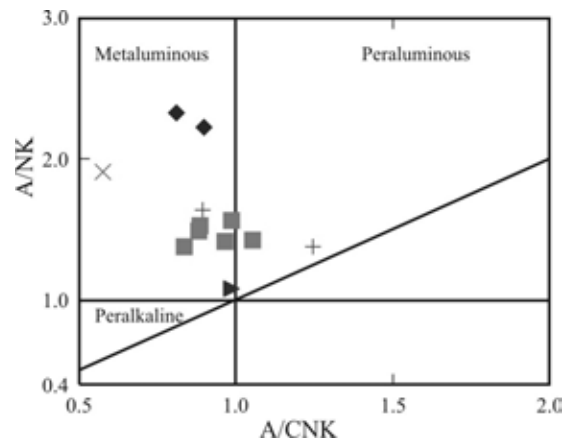


شکل ۸: نمودار تفکیک سنگ‌های Mg دار و Fe دار (Frost 2001). علائم مشابه شکل ۲ است.

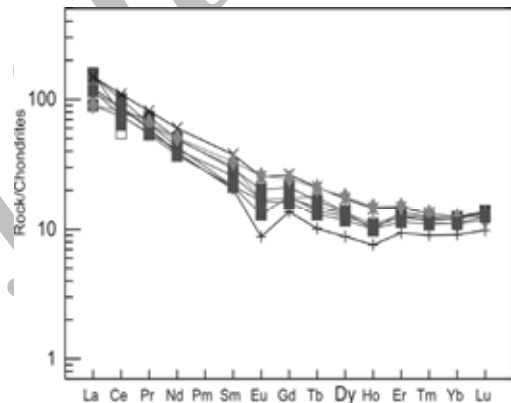
در شکل ۹ نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت نرمالیز شده‌اند (Sun & McDonough 1989)، نمایش داده شده است. الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی در دیوریت‌ها، گرانودیوریت‌ها و دایک‌ها با یکدیگر موازی بوده و از عناصر LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند ($(La/Yb)_n=7.1-12.6$). الگوی HREE مسطح است و در الگوی عناصر نادر خاکی تقعر جزئی دیده می‌شود. علاوه بر این در الگوهای مذکور شاهد آنومالی منفی Eu هستیم ($Eu/Eu^*=0.5-0.9$)، به طوری که طی تکامل ماگما و افزایش میزان اسیدیته ماگما، آنومالی Eu افزایش می‌یابد. در نمودارهای عنکبوتی که نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough 1989) نرمالیز شده‌اند، فراوانی عناصر کمیاب توده گرانیتوئیدی و دایک‌های آن مشابه بوده و این سنگ‌ها از عناصر LILE نسبت به HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹). گرانودیوریت‌ها آنومالی منفی Sr ، Ba ، P ، Nb و Ti

می‌یابد. Y نیز به علت جایگزینی در کانی‌های 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 SiO_2 غنی‌شدگی 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 می‌شود. Ni و Cr به صورت عنصر سازگار عمل کرده و اکثراً در مراحل اولیه تبلور ماگما در شبکه کانی‌های فرومنیزین قرار می‌گیرند. 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 می‌تواند 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 آل بیت در این سنگ‌ها مطابقت دارد. البته پراکندگی‌های موجود در برخی عناصر ناشی از وجود آلتراسیون 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. تمرکز پایین HREE نسبت به LREE بر اثر عواملی چون: درجه پایین ذوب بخشی، وجود گارنت باقیمانده در سنگ منشا و آلودگی ماگما به وجود می‌آید. الگوی HREE مسطح در گرانیت‌های پتاسیک با $0.9 < (\text{Gd}/\text{Yb})_n < 1.9$ 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 تهی‌شدگی عناصر HREE می‌شود. بنا بر نظریه‌ای دیگر الگوی HREE مسطح احتمالاً بیانگر فاز برجمانده آمفیبول در طی ذوب بخشی پوسته زیرین مافیک است (Zhao *et al.*, 2007). رومیک و همکاران (Romick *et al.*, 1992) و هاسکین و همکاران (Hoskin *et al.*, 2000) تقعر جزئی در الگوهای عناصر نادر خاکی که ناشی از تهی‌شدگی MREE است را به تفریق هورنبلند و یا اسفن نسبت داده‌اند. Eu 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 H_2O پایین است، ایجاد می‌شود (Tepper *et al.*, 1993). بنا بر پیشنهاد تانکوت (1998) غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به MREE و HREE، همراه با آنومالی منفی Eu



شکل ۸: نمودار تغییرات $(\text{A}/\text{NK}) \text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر $(\text{A}/\text{NK}) \text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ برای سنگ‌های منطقه (Maniar & Piccoli 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

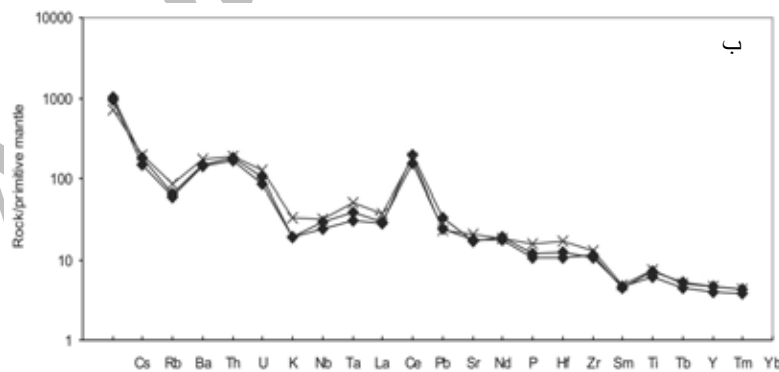
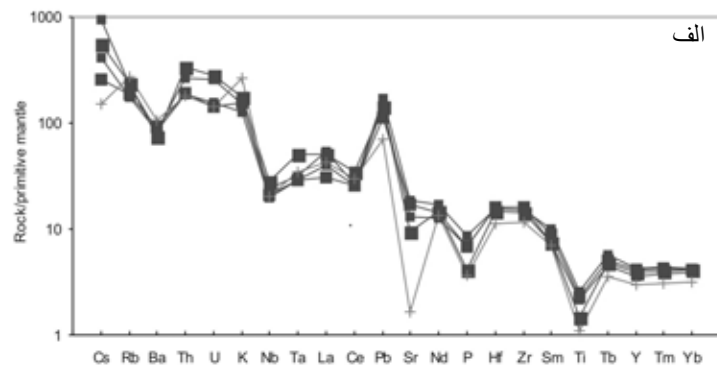
۵-۱- تغییرات عناصر اصلی و کمیاب

کاهش میزان اکسیدهای MgO ، MnO ، TiO_2 و Fe_2O_3 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 CaO و Al_2O_3 به خاطر مشارکت در ساختمان پلاژیوکلاز سیر نزولی نشان می‌دهند. به واسطه تبلور ارتوز و پلاژیوکلاز آل‌بیتی در مراحل انتهایی تکامل ماگمایی، با افزایش K_2O و Na_2O روبرو هستیم. فسفر به صورت عنصر سازگار عمل کرده و در جهت تشکیل آپاتیت مصرف شده و با افزایش درجه تبلور ماگما از میزان P_2O_5 کاسته شده است. Rb 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

Ba نیز به خاطر جانمایی 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 توأم عامل مهمی در تحول ماگمایی محسوب می‌شوند. بارنز و همکاران (Barnes *et al.*, 2001) نیز معتقد است که تفریق 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).

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

غنی‌شدگی 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 (Saunders *et al.*, 1980, Kuster & Harms 1998). ۲- وجه مشخصه سنگ‌های پوسته فاره‌ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (Kuster & Harms 1998, Rollinson 1993). ۳- نشانه فقر این عناصر در منشأ، پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آن‌ها در طی فرآیند تفریق است (Wu *et al.*, 2003). تپه‌شدگی Sr در برخی نمونه‌ها ناشی از کاهش فراوانی فلدسپار در حین تفریق بلورین است چرا که Sr به جای کلسیم و پتاسیم، در شبکه فلدسپار وارد می‌شود.



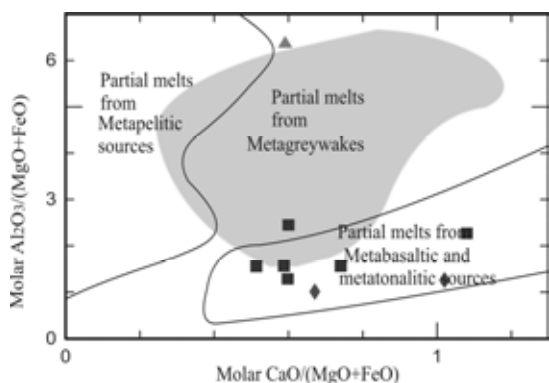
شکل ۱۰: فراوانی عناصر فرعی و نادر خاکی در نمونه‌های الف) گرانودیوریت و دایک اسیدی ب) دیوریت و دایک دلریتی که نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough 1989) نرمالایز شده است. علائم مشابه شکل ۲ است.

وجود سنگ‌های دگرگونی حرارتی درجه بالا در مجاورت توده ۲) وجود مجموعه سنگ‌شناختی متنوع شامل دیوریت، کوارتز دیوریت، مونوزودیوریت، کوارتز مونوزودیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و

۵-۲- منشأ

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 مافییک و حدواسطی که در شرایط آبدار دگرگون شده باشند، ایجاد می‌شوند. در این شرایط استقرار ماگمای گوشته‌ای در زیر پوسته، می‌تواند گرمای لازم برای ذوب بخشی پوسته را فراهم کند (Thuy *et al.*, 2004).



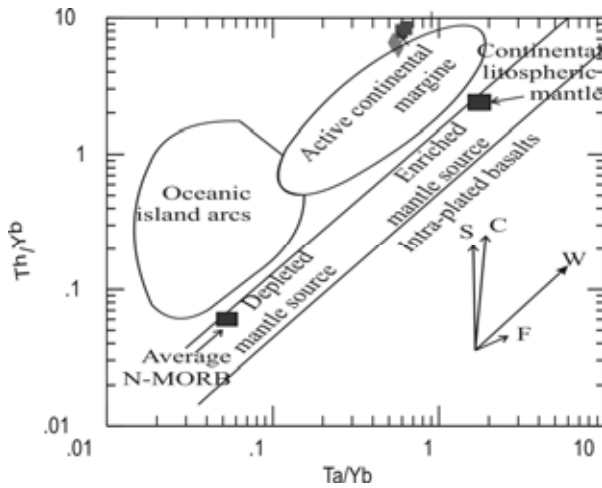
شکل ۱۱: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تفکیک کننده منشأ سنگ‌ها (Wolf & Wyllie 1994). علائم مشابه شکل ۲ است.

همچنین برای تمایز منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای می‌توان از نسبت عناصر کمیاب در نمونه‌ها استفاده نمود. به این صورت که نسبت‌های Nb/La، Nb/Ce، و (La/Sm)n در گوشته حدود ۰/۳۹، ۱/۰۱ و ۱ (Sun & McDonough 1989) و در پوسته حدود ۰/۴۶، ۰/۲۳ و ۴/۲۵ (Weaver & Tarney 1984) در نظر گرفته شده است. میانگین نسبت‌های Nb/La، Nb/Ce، و (La/Sm)n در توده گرانیتوئیدی کوه دم به ترتیب برابر ۰/۷۸، ۰/۲۹ و ۴/۵۳ محاسبه شده است. این نسبت‌ها بیانگر آن است که پوسته زیرین عامل مهمی در شکل‌گیری این توده نفوذی است. شاید بتوان چنین تعبیر کرد که ماگمای بازالتی حاصل از ذوب گوشته در زیر پوسته زیرین جایگزین شده و منشأ 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 تیغه‌های گرمایی زیر پلیت ایران مرکزی مرتبط می‌دانند (Sabzehei 1981، Emami 1975، Amidi 1974). در حالی که اکثر محققان منشأ آن را به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پلیت ایران مرکزی نسبت می‌دهند (Berberian & King 1981، Mohajjel *et al.*, 2003).

موزوگرانیت 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 کربنوم در نورم. ۴) تنوع ترکیب شیمیایی نمونه‌ها از لحاظ میزان SiO₂، روند صعودی Th/Th (Chappel *et al.*, 1998) و روند نزولی P₂O₅ در مقابل سیلیس (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 می‌پردازیم. میزان SiO₂ بالا و Mg# کمتر از ۶۰ درصد (Kuster *et al.*, 1998) و میزان پایین عناصر انتقالی Ni، Cr، Co و V (Wilson 1989) در نمونه‌های مورد مطالعه، احتمال منشاءگیری مستقیم آن‌ها را از گوشته منتفی می‌سازد. همچنین نسبت بالایی از عناصر Nb/La، (Hawkesworth *et al.*, 1995، Rogers 1995، Woodhead *et al.*, 1993) Ti/Zr و (Woodhead *et al.*, 1993) 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 کوه دم به ترتیب برابر ۱/82 و ۲۵/۰۹ است، بنا بر این با منشأ گوشته‌ای محض مغایرت دارد. برای بررسی منشأ توده نفوذی دم می‌توان از نمودار شکل ۱۱ استفاده نمود. این نمودار که براساس نسبت مولکولی مقادیر CaO، Al₂O₃، MgO و FeO ترسیم شده است (Wolf & Wyllie 1994)، بخش اعظم نمونه‌ها در محدوده مذاب‌های مشتق شده از ذوب بخشی متابازالت‌ها و متاتونالیت‌ها قرار گرفته‌اند. بنا بر پیشنهاد چاپل و وایت (Chappel & White 1992) غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار K، Th، Rb، La و آنومالی منفی عناصر Sr، Nb، Ti و Ba بیانگر مذاب حاصل از منشأ پوسته‌ای است (Thuy *et al.*, 2004). تیلور و مک‌لنا (Taylor & McLennan 1985) نیز فراوانی عناصر LILE از قبیل Rb، Th، U، K و La به همراه Pb و تهی‌شدگی عناصر Nb، Ti و Ta را به مذابی با منشأ پوسته قاره‌ای نسبت داده‌اند. براساس کارهای تجربی صورت گرفته بر روی گرانیت‌های پتاسیم‌دار با La بیشتر از ۲۴ PPM (high La) به این نتیجه رسیده‌اند که این گرانیت‌ها می‌توانند بر اثر ذوب بخشی سنگ‌های تونالیتی در پوسته میانی و زیرین تشکیل شوند (Rutter & Wyllie 1988، Whalen *et al.*, 2004) و از سوی دیگر کارول و وایلی (Carroll & Wyllie 1989) نشان دادند که از ذوب بخشی سنگ‌های تونالیتی، گرانیت‌های پتاسیم‌دار ایجاد می‌شود (Kampunzu *et al.*, 2003). به عقیده رابرت و کلمنز (Roberts & Clemens 1993) ذوب بخشی آندزیت و آندزیت‌بازالت کالک آلکالن آبدار منشأ مناسبی برای گرانیت‌های پتاسیم‌دار 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 می‌یابد (Gorton & Schandl 2000) و نسبت Th/Ta در سنگ‌های مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ها در محدوده ۶-۲۰ متغیر است (Schandl & Gorton 2002). این نسبت در سنگ‌های مورد مطالعه بین ۱۰ تا ۱۷/۳ تغییر می‌کند که با محیط مذکور مطابقت دارد.

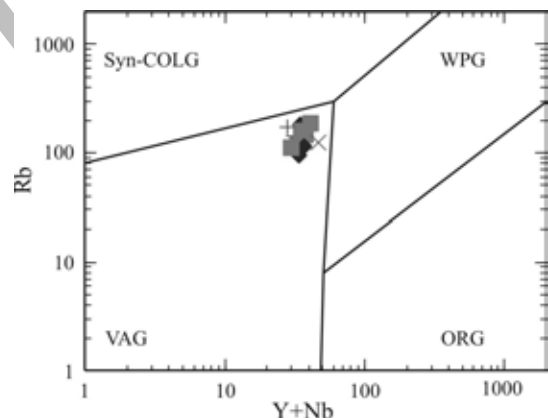
۲- سنگ‌های توده نفوذی مورد مطالعه از عناصر HFSE تهی بوده و نسبت عناصر Nb/Y در آنها پایین است (۰/۳۳ تا ۱/۱). نسبتهای پایین Nb/Y (۰/۳۲ تا ۱/۷۲) از ویژگی سنگ‌هایی است که در قوس‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش تشکیل می‌شوند (Pearce 1983, Temel et al., 1998).

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.

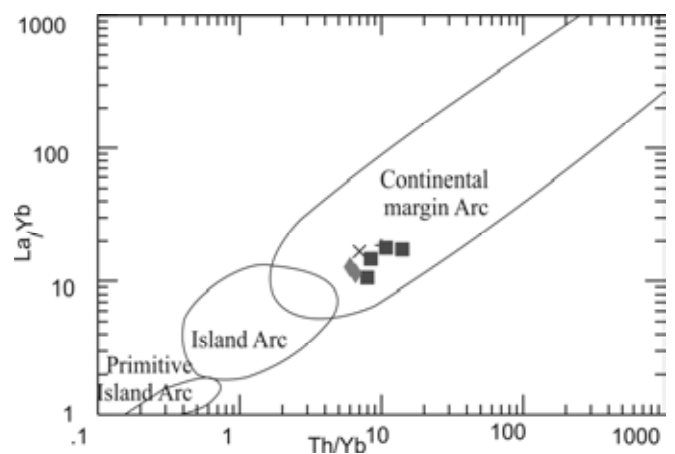
۴- نسبت Nb/U در سنگ‌های پوسته قاره ای برابر ۶/۲ (Rudnick & Fountain 1995) و در بازالت‌های قوس اقیانوسی و پشته‌های میان اقیانوسی برابر ۴۷ (Hofmann et al., 1986) است. نمونه‌های مورد مطالعه با نسبت پایین Nb/U (متوسط ۴/۲۸) با سنگ‌های پوسته قاره‌ای مشابهت داشته و امکان وجود این سنگ‌ها را از محیطی مرتبط با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

۴- گرانیتوئیدهای توده نفوذی دم طبق رده‌بندی باربارین (Barbarin 1999)، با داشتن اختصاصات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی بارزی همچون

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 می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده VAG قرار می‌گیرند. 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 می‌شود در نمودار لگاریتمی Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce 1983)، 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.



شکل ۱۳: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات La/Yb در برابر Th/Yb (Condie 1998). علائم مشابه شکل ۲ است.

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

۴- نمودارهای تفکیک کننده محیط تکتونیکی، نسبت Th/Ta در محدوده ۲۰-۶، پایین بودن نسبت Nb/Y و Nb/U و مقادیر بالای نسبت Ba/Nb بیانگر محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای است. 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/ک۶/۰۳" است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران انجام شده است. لذا بدینوسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌گردد.

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_1/FeO_1+MgO (کمتر از ۰/۸)، در گروه ACG (گرانیت‌های کالک آلکالن غنی از آمفیبول) قرار می‌گیرند. از نظر محیط تکتونیکی جزء گرانیتوئیدهای حاصل از فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای تلقی می‌شوند.

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، مونزوگرانیت و کوارتز مونزونیت است که به درون سنگ‌های حدواسط دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزو دیوریت و کوارتز مونزو دیوریت 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، متآلومین و از نوع I محسوب می‌شوند.

۳- حضور گرانیت‌های پتاسیم‌دار با La بیشتر از ۲۴ PPM (high La)، فراوانی عناصر LILE از قبیل Th, Rb, U و K به همراه Pb و تهی شدگی عناصر Ti, P, Ta, Nb, Sr 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

منابع:

- تکنوا اسپورت ۱۹۷۹: نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه دم، انتشارات سازمان زمین شناسی. 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: ۴۹-۶۶.
- 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. *Pacific 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: Identifying 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 Neoproterozoic 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, Nantwich. 230-249.
- Rickwood P.C. 1989: Boundary 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: evaluation, 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. Pub.* **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.
- Technoport. 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.

Archive of SID