

## ژئوشیمی و پتروژنز توده‌های نفوذی منطقه مهرآباد، شرق اردستان

علی کنعانیان<sup>۱\*</sup>، حامد علی اشرف زاده<sup>۲</sup>، فاطمه سرجوقیان<sup>۳</sup>، جمشید احمدیان<sup>۴</sup>

- ۱- استاد دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران
- ۲- کارشناسی ارشد دانشکده علوم زمین، پردیس علوم، دانشگاه تهران
- ۳- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان
- ۴- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۱۲/۱۸

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۴/۳/۲۵

### چکیده

توده‌های نفوذی مهرآباد واقع در جنوب شرق اردستان، با سن تقریبی الیگوسن-میوسن، در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه - دختر جای گرفته‌اند. این توده‌ها با ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت و کوارتز مونزودیوریت، در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه تزریق شده‌اند. توده‌های نفوذی مورد مطالعه با ماهیت کالک آلکالن و متا آلومین تا جزئی پرآلومین، جزو سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع I محسوب می‌شوند. الگوی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه بیانگر غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE و وجود آنومالی منفی Nb، Ti، Eu در نمونه‌های مورد مطالعه است. 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. شواهد ژئوشیمیایی مانند مقادیر بالای SiO<sub>2</sub>، مقادیر کم Mg# و عناصر انتقالی و همچنین میانگین نسبت‌های Nb/La، Nb/Ce، Ti/Zr، Nb/Ta و (La/Sm)<sub>n</sub> و نمودارهای تفکیک کننده خاستگاه ماگمایی، گویای آن است که پوسته زیرین با ترکیب متابازالتی، متاتونالیتی و آمفیبولیتی نقش مهمی در تشکیل توده گرانیتی مهرآباد بازی کرده است که در اثر گرمای ایجاد شده ناشی از ذوب بخشی گوشته در زون فرورانش، حاصل شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** ارومیه- دختر، ژئوشیمی، فرورانش، منشاء پوسته‌ای، مهرآباد.

**مقدمه**

پاکوه، گلشکنان و حاجی‌آباد قابل تقسیم هستند. مطالعات پیشین که در منطقه صورت گرفته به صورت بسیار کلی بوده و عمدتاً در ارتباط با پترولوژی توده‌های نفوذی سهیل پاکوه و گلشکنان می‌باشد (اکبری، ۱۳۷۸؛ برکت، ۱۳۸۷) و بررسی توده نفوذی حاجی‌آباد از نظر دور مانده است. از مطالعات دیگری که در منطقه اردستان انجام شده، می‌توان به مواردی چون حمزه‌ای (۱۳۹۱) بر توده نفوذی نصرند، قهرمانی (۱۳۹۱) بر توده نفوذی فشارک، قفاری (۱۳۸۹) بر توده نفوذی ظفرقند و سرجوقیان (۱۳۹۱) بر توده نفوذی کوهدم اشاره نمود.

در این پژوهش سعی خواهد شد با اتکا به مطالعات صحرایی و نتایج پتروگرافی و همچنین با بهره‌گیری از داده‌های ژئوشیمیایی، به بررسی جایگاه تکتونیکی توده‌های نفوذی منطقه مهرآباد پرداخته و در نهایت با بررسی کلیه اطلاعات به هدف اصلی خود در این پژوهش که مطالعه پتروژنز توده‌های نفوذی منطقه مهرآباد است، دست یابیم.

**مواد و روش‌ها**

قبل از انجام بازدید صحرایی اطلاعات قبلی موجود از منطقه، مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. سپس مطالعات صحرایی انجام گرفت که شامل شناسایی واحدهای سنگی مختلف موجود در منطقه، بررسی ارتباط آنها با یکدیگر و در نهایت نمونه‌گیری از واحدهای سنگی مختلف بوده است. در مرحله بعد حدود ۷۰ مقطع نازک تهیه و مطالعات پتروگرافی از آنها به عمل آمده و ۱۳ نمونه از سالم‌ترین نمونه‌ها جهت انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی انتخاب و با استفاده از دستگاه‌های خرد کننده و آسیاب آزمایشگاه دانشکده زمین شناسی دانشگاه تهران پودر شدند. نمونه‌های آماده شده به منظور انجام آنالیزهای عناصر اصلی به روش XRF به آزمایشگاه

گرانیتوئیدها، سنگ‌هایی با محدوده ترکیبی دیوریت تا گرانیت، فراوانترین سنگ‌های پلوتونیک در پوسته قاره‌ای بالایی هستند؛ به خصوص در مناطقی که تحت‌تاثیر فعالیت‌های کوهزایی شدیدتری قرار گرفته است. این ماگماها بوسیله فرآیندهای متنوعی از ذوب بخشی مذاب پلیتی، شیسست‌ها و گنیس‌های پلیتی در پوسته قاره‌ای تا تبلور تفریقی ماگمای بازالتی با هیپرستن نرماتیو مشتق شده از گوشته تولید شده‌اند (چاپل و وایت، ۱۹۷۴؛ پیچر، ۱۹۹۳؛ فراست و همکاران، ۲۰۰۱).

بر این اساس آنالیزهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی، ایزوتوپ‌های پایدار و رادیوژنیک، نقش مهمی را در بنا نهادن طرحی برای طبقه‌بندی این سنگ‌ها ایفا می‌کند (به عنوان مثال دلارش و همکاران، ۱۹۸۰؛ پیرس و همکاران، ۱۹۸۴؛ بتچلور و بودن، ۱۹۸۵؛ فراست و همکاران ۲۰۰۱). جایگیری گرانیتوئیدها در پوسته قاره‌ای نیازمند مقادیری اختلالات حرارتی است که اغلب با دینامیک پوسته در ارتباطند. اطلاعات ژئوشیمیایی و طبقه‌بندی گرانیتوئیدها برای شناسایی محیط‌های تکتونیکی به کار می‌رود (به عنوان مثال پیرس و همکاران، ۱۹۸۴؛ مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹؛ پیچر، ۱۹۹۳) تا راهنمایی برای تفسیر مناطقی چون حواشی قاره‌ای (به عنوان مثال آرمسترانگ، ۱۹۸۸؛ کیستلر، ۱۹۹۰؛ میلر و بارتون، ۱۹۹۰)، برای تعیین شرایط جایگیری ماگما، چه در شرایط کشتی و چه در شرایط فشارشی، یا مراحل مابین چرخه‌های کوهزایی باشد (به عنوان مثال بتچلور و بودن، ۱۹۸۵؛ پیچر، ۱۹۹۳).

توده‌های نفوذی مهرآباد در ۶۸ کیلومتری جنوب شرقی شهرآب، غرب زون ایران مرکزی و قسمت مرکزی نوار ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است و بر اساس موقعیت جغرافیایی به ۳ منطقه سهیل

هیدورژن ۵ درصد حل شده و برای آنالیز ICP مورد استفاده قرار گرفته است. حد اندازه‌گیری عناصر فرعی ۰/۱ تا ۱۰ ppm و عناصر نادر خاکی ۰/۱ تا ۰/۵ ppm است (جدول ۱).

Naruto ژاپن و به منظور انجام آنالیز عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP به آزمایشگاه ALS chemex کانادا ارسال شدند در این عمل حدود ۰/۲ گرم از پودر سنگ با ۱/۵ گرم  $LiBO_2$  مخلوط شده و در مرحله بعد با ۱۰۰ میلی گرم محلول نیترات

جدول ۱: نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه مهرآباد.

sample	sohy1 Pakuh intrusion					Haji Abad intrusion						Geleshkenan intrusion	
	G17	G21	G24	G33	G15	G42	G35	GM36	G39	G40	G43	GM25	GM27
SiO <sub>2</sub>	59.79	56.69	61.56	63.30	62.78	70.55	61.31	68.4	70.21	69.50	71.46	59.97	61.13
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.85	0.75	0.72	0.77	0.4	0.67	0.47	0.33	0.44	0.3	0.89	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.59	16.63	15.81	15.74	16.06	15.38	15.68	15.56	14.67	15.89	14.27	15.94	15.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.79	3.00	2.60	2.46	2.35	0.66	3.12	1.07	1.37	0.51	1.47	3.30	2.86
FeO	4.50	5.37	4.19	3.67	3.77	0.79	3.84	1.74	1.58	0.72	1.54	4.49	4.24
MnO	0.14	0.14	0.11	0.10	0.11	0.06	0.35	0.06	0.04	0.04	0.04	0.13	0.13
MgO	2.93	4.11	2.84	2.29	2.55	1.55	2.49	1.98	0.98	1.89	0.82	3.29	3
CaO	6.49	7.74	6.22	5.25	5.73	3.09	4.24	5.64	2.79	4.83	1.32	4.36	5.36
Na <sub>2</sub> O	3.47	2.98	3.34	3.82	3.58	6.41	4.15	4.04	3.00	5.12	3.36	3.88	3.29
K <sub>2</sub> O	1.88	1.68	1.92	2.03	1.64	0.92	3.5	0.71	4.74	0.86	5.17	2.96	2.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.17	0.17	0.19	0.22	0.1	0.19	0.12	0.08	0.12	0.07	0.22	0.17
Total	99.46	99.36	99.50	99.57	99.56	99.90	99.54	99.79	99.80	99.91	99.81	99.44	99.48
Ba	419	347	428	466	283.3	132.4	751	150.5	765	250	783	695	588
Ce	26.2	22.8	27.3	31.2	31.6	27.2	21.1	36	32	19.1	37.3	29	29.2
Cr	10	30	20	20	*	*	10	10	5	5	10	20	20
Nb	3.8	3.5	3.9	5.1	4.3	3.8	2.7	6	4.5	4.9	5.5	5.1	4
Ni	4.4	12.8	9.1	4.9	3	1.1	7.6	0.1	0.2	2.3		9	8.8
Sr	310	341	302	307	439.6	483.7	257	619	338	678	279	317	348
Rb	41	41	42.6	50.4	50.5	27.2	89.3	31.4	114.5	26.2	133	83.9	73.5
Cs	1.75	1.41	1.52	1.63	*	*	0.97	0.37	0.76	1.3	1.41	1.04	1.04
Dy	5.08	4.21	4.58	5.19	*	*	3.99	3.73	2.46	2.72	2.52	5.34	4.79
Er	3.17	2.64	2.96	3.26	*	*	2.49	2.3	1.54	1.74	1.62	3.22	2.93
Eu	1.04	0.96	0.98	1.16	*	*	0.91	0.93	0.63	0.52	0.54	0.86	1.01
Ga	17.8	17.5	16.8	17.7	*	*	19.2	15.1	13.7	13.7	13.3	16	17.1
Gd	4.75	4.13	4.35	4.82	*	*	3.8	3.83	2.42	2.55	2.48	5	4.55
Hf	3.7	2.7	3.8	4	*	*	2.8	4.7	4.4	4.7	5	4.2	4.1
Ho	1.1	0.92	1	1.12	*	*	0.87	0.8	0.54	0.59	0.55	1.14	1.02
La	11.2	10	12.4	14	*	*	9.3	13.1	17.7	8	20.3	12.6	13.1
Lu	0.52	0.42	0.49	0.53	*	*	0.41	0.42	0.3	0.31	0.33	0.49	0.46
Th	3.59	2.78	3.79	3.72	8.7	8.9	2.09	16.4	9.08	8.72	13.25	4.14	4.45
Nd	15.8	13.6	15.6	17.8	*	*	13.2	20.1	12.7	10.5	14.1	17	16.5
Pr	3.59	3.01	3.62	4.09	*	*	2.93	5.2	3.65	2.65	4.15	4.04	4.01
Sm	4.16	3.59	3.92	4.35	*	*	3.42	4.13	2.59	2.47	2.86	4.53	4.22
Y	30.6	24.9	28.3	31.4	22.3	16.3	24.1	23.5	15.8	17.9	17	32.1	29.7
Ta	0.3	0.3	0.3	0.4	*	*	0.2	0.7	0.5	0.5	0.6	0.4	0.3
Tb	0.82	0.7	0.76	0.85	*	*	0.65	0.59	0.39	0.43	0.41	0.84	0.76
Yb	3.07	2.52	2.96	3.18	*	*	2.47	2.5	1.77	1.91	1.9	3.14	2.95
Tm	0.48	0.39	0.44	0.5	*	*	0.39	0.37	0.26	0.28	0.27	0.48	0.46
U	1.16	0.76	0.9	1.04	*	*	0.61	3	2.56	1.52	3.14	1.12	1.2
V	180	265	190	146	*	*	185	100	62	99	51	244	178
Zr	130	90	140	140	122.6	146.7	100	150	160	180	190	150	150
Pb	6.7	5.6	6.4	8.5	6.4	7	9.1	5.2	5.6	4.7	8.1	17.5	8.3

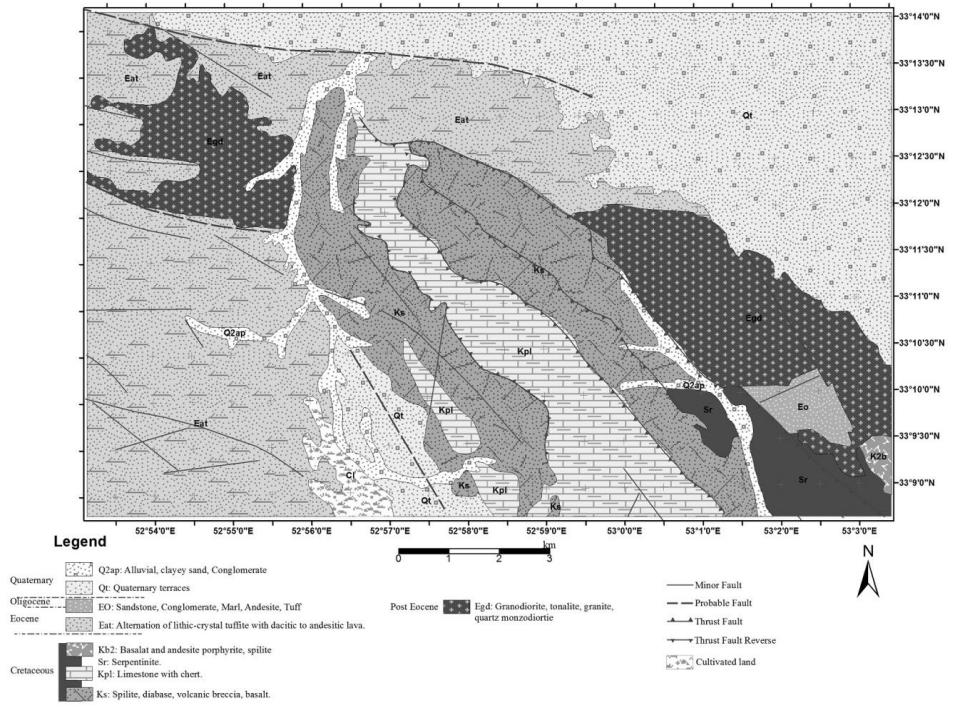
## نتایج

زمین‌شناسی: توده‌های نفوذی مهرآباد در جنوب شرق شهرستان اردستان و شمال غرب زون افیولیتی نائین، در محدوده بین طول جغرافیایی  $52^{\circ}53'00''$  تا  $53^{\circ}33'30''$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $33^{\circ}09'10''$  تا  $33^{\circ}13'45''$  شمالی، در جنوب غربی نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ انارک، منتهی‌الیه جنوب شرق نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرآب و منتهی‌الیه جنوب غرب نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ عشین قرار گرفته است. این توده‌های نفوذی متعلق به نوار ماگمایی ارومیه - دختر بوده و در شمال غرب زون افیولیتی نائین، سنگ‌های آتشفشانی منطقه را قطع نموده‌اند و بر این اساس سن احتمالی این توده‌های نفوذی را الیگوسن-میوسن گزارش کرده‌اند (عمیدی، ۱۹۷۷). این توده‌های نفوذی با وسعت تقریبی ۸۲ کیلومتر مربع، بخشی از کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر می‌باشند که در راستای شمال غرب - جنوب شرق می‌باشند (شکل ۱).

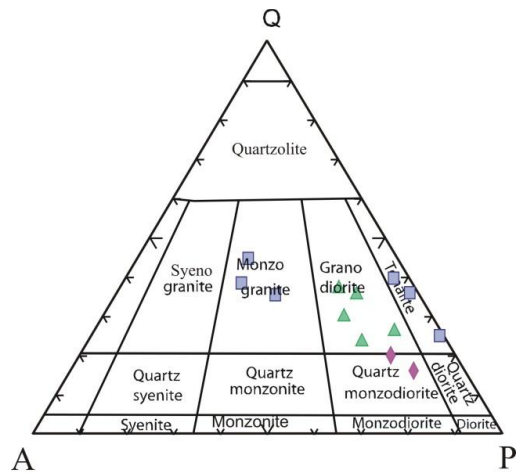
توده‌های نفوذی مهرآباد در سنگ‌های آتشفشانی-آذرآوری مربوط به ائوسن نفوذ نموده و تاثیرات حرارتی محسوسی را بر روی این سنگ‌ها گذارده‌اند. در اثر نفوذ توده‌های یاد شده و تاثیر شار حرارتی ناشی از آن، فرآیند دگرگونی مجاورتی باعث گردیده تا سنگ‌های مذکور دچار دگرگونی درجه پائین تا خیلی پائین گردند. به نظر می‌رسد دمای ماگمای تشکیل دهنده با ترکیب اسیدی آن، در حدی نبوده که منجر به دگرگونی درجه بالا در منطقه گردد. این توده‌های نفوذی دارای شکل غیر هم بعد بوده و امتداد آنها شمال غرب- جنوب شرق است. چنین به نظر می‌رسد که توده‌های نفوذی این ناحیه در طول گسله اصلی منطقه جاگیر شده‌اند. از دیگر

ویژگی‌های این توده‌های نفوذی حضور آپوفیزهای گسترده است که به صورت باریک و کشیده دیده می‌شوند. ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ها عمدتاً گرانودیوریت است که به همراه کوارتز مونزودیوریت، مونزوگرانیت و تونالیت رخمون دارد. بیشترین حجم توده‌های مشاهده شده شامل توده‌هایی با ترکیب گرانودیوریتی می‌باشد که رخمون اصلی آن‌ها سهیل پاکوه می‌باشد و در کنار آن می‌توان سنگ‌هایی با ترکیب کوارتز مونزودیوریت نیز مشاهده کرد. توده مونزوگرانیتی حاجی‌آباد در غرب محدوده مورد مطالعه به صورت یک توده بزرگ قابل مشاهده است که به در حواشی غربی به تونالیت تغییر ترکیب داده است و درون اسپلیت‌ها و دیابازهای یال جنوبی کوه زرد نفوذ کرده است. با توجه به شواهد صحرایی و سنگ‌شناسی، یک روند تفریقی از سمت جنوب شرق منطقه به سمت شمال غرب و تغییر لیتولوژی از کوارتز مونزودیوریت به سمت گرانیت قابل مشاهده است. به نظر می‌رسد عبور یکی از شاخه‌های اصلی گسل شهرآب از میان توده‌های نفوذی این منطقه باعث قطع شدن توالی این توده‌ها از گرانودیوریت به گرانیت شده است.

**پتروگرافی:** توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مهرآباد بر اساس شواهد کانی‌شناسی و بافتی مورد مطالعه و بررسی قرار گرفتند و با در نظر گرفتن مقادیر کانی‌های مدال برای نامگذاری سنگ‌های نفوذی از رده‌بندی مدال اشتریکایزن (۱۹۷۶) استفاده گردید. بر اساس این رده بندی، سنگ‌های رخمون یافته در منطقه سهیل پاکوه و گلشکنان در محدوده گرانودیوریت و کوارتز مونزودیوریت و سنگ‌های منطقه حاجی‌آباد در محدوده مونزوگرانیت و تونالیت واقع شده‌اند.



شکل ۱: نقشه زمین شناسی منطقه مهرآباد (اقتباس از نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ عشین و شهرآب)



شکل ۲: طبقه‌بندی نمونه‌های توده نفوذی مورد مطالعه بر اساس طبقه‌بندی مودال اشترکاینز (۱۹۷۶). علامت مثلث معرف توده نفوذی سهیل پاکوه، لوزی نماینده توده نفوذی گلشکنان و مربع بیانگر توده نفوذی حاجی‌آباد است.

هورنبلند و بیوتیت می‌باشند به طوری که سنگ‌های کوارتز مونزودایوریتی حاوی کانی‌های مافیک بیشتری نسبت به گرانودایوریت‌ها هستند. بلورهای کوارتز بر اساس شکل و شفافیت بر دو نوع می‌باشند؛ بلورهایی که دارای خاموشی موجی‌اند که دارای فراوانی بیشتری هستند و بلورهایی که به

واحد گرانودایوریتی - کوارتز مونزودایوریت (توده نفوذی سهیل پاکوه - گلشکنان): بافت غالب در این سنگ‌ها گرانولار متوسط تا درشت دانه است. البته می‌توان بافت‌های پوئی‌کلیتیک، گرانوفیری و غربالی را نیز مشاهده نمود. این سنگ‌ها عمدتاً شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز،

درشت تا دانه متوسط است و بافت‌های چون گرانوفیری، پوئی‌کلیتیک و غربالی نیز قابل مشاهده هستند. علاوه بر آن‌ها در برخی موارد حضور درشت بلورهای ارتوکلاز، بافت پورفیروئیدی را به نمایش گذاشته است. این سنگ‌ها شامل کانی‌های اصلی ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت می‌باشند. بلورهای فلدسپار فراوان‌ترین کانی در این سنگ‌ها به شمار می‌آیند به نحوی که فراوانی پلاژیوکلاز در تونالیت‌ها نسبت به مونزوگرانیت‌ها فزونی دارد. پلاژیوکلازها به صورت خود شکل تا نیمه‌شکل دار دارای ساختمان منطقه‌ای و یا ماکل پلی‌سنتتیک هستند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز از نظر مورفولوژی با بلورهای زمینه بسیار متفاوتند و به نظر می‌رسد در اثر واکنش و ذوب‌بخشی در حواشی، بافت شبه‌غربالی ایجاد کرده‌اند. این بافت در پلاژیوکلازها بر اثر انحلال پلاژیوکلاز صورت گرفته که به شرایط غیر تعادلی ماگما نظیر کاهش فشار بخار آب و یا اختلاط ماگمایی (تسوچياما، ۱۹۸۵؛ شلی، ۱۹۹۳) نسبت داده شده است. ارتوکلازها دارای بلورهای نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل هستند و غالباً دارای ماکل کارلسباد هستند و به طور جزئی بافت پرتیتی نشان می‌دهند. این بلورها معمولاً حاوی اذخال‌هایی از سایر کانی‌ها بوده و بافت پوئی‌کلیتیک را تشکیل می‌دهند. کانی کوارتز به صورت بلورهای نسبتاً درشت و شفاف از کانی‌های اصلی به شمار می‌رود و یا به صورت بلورهای دانه ریز فضای خالی بین بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم را پر کرده است و در برخی موارد همراه با بلورهای فلدسپار پتاسیم بافت گرانوفیری را به وجود آورده‌اند. آمفیبول و بیوتیت از سازندگان کانی‌های ماژیک در این سنگ‌ها محسوب می‌شوند که نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل بوده و در بین کانی‌های دیگر قرار گرفته‌اند. آپاتیت،

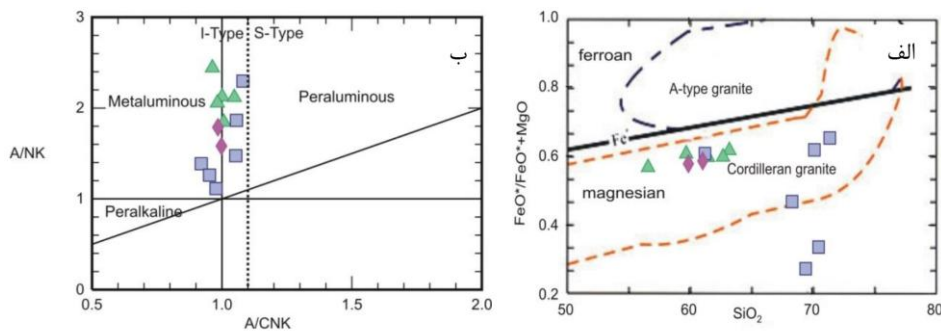
صورت پرشدگی در فضاهای خالی بین کانی‌های دیگر قرار گرفته‌اند و دارای حاشیه‌های مضرس می‌باشند. در برخی مناطق بلورهای کوارتز با فلدسپار پتاسیم بافت گرانوفیری را شکل داده است. بلورهای پلاژیوکلاز نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و منطقه بندی نشان می‌دهند و در برخی موارد بافت غربالی را به نمایش گذاشته‌اند. ظهور بافت غربالی ناشی از تغییر شرایط تبلور مذاب در حین رشد بلور بوده که منجر به ذوب و انحلال بخش‌هایی از بلور و ناپایداری آن می‌شود. در مرحله بعد تبلور دوباره پلاژیوکلاز صورت می‌گیرد به طوری که بخشی از مذاب توسط پلاژیوکلاز دربرگرفته می‌شود (ورنون، ۲۰۰۴). در برخی موارد شاهد دربرگرفتنی بلورهای کوچک پلاژیوکلاز توسط بلورهای بزرگتر می‌باشیم. حضور دو نوع پلاژیوکلاز با ابعاد متفاوت، ریز بلور و درشت بلور را می‌توان مربوط به دو فاز جداگانه و ناشی از تغییرات شرایط موجود در آشیانه ماگمایی، حوادث در طول بالآمدگی ماگما و یا شاهدهی بر اختلاط ماگمایی دانست. اکثر بلورهای ارتوکلاز بی‌شکل بوده و شامل اذخال‌هایی از کانی‌های دیگر موجود در زمینه از قبیل پلاژیوکلاز، بیوتیت و سایر کانی‌های فرعی است و بافت پوئی‌کلیتیک را نشان می‌دهد. در برخی موارد نیز مشاهده می‌شود که بلورهای پلاژیوکلاز توسط فلدسپار پتاسیم احاطه شده و بافت آنتی‌راپاکیوی را به نمایش گذاشته است. بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هورنبلند در برخی موارد ماکل دوتایی نشان می‌دهند. بلورهای بیوتیت نسبت به بلورهای آمفیبول فراوانی کمتری داشته، خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند و دارای اذخال‌هایی از زیرکن می‌باشند. از دیگر کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به آپاتیت، اسفن و کانی‌های اپک اشاره نمود.

**واحد مونزوگرانیتی - تونالیتی (توده نفوذی حاجی آباد):** بافت غالب در این سنگ‌ها گرانولار دانه

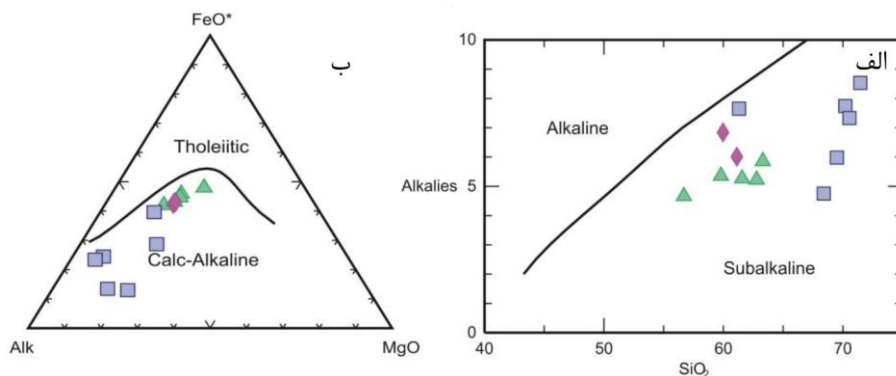
می‌رسد نمونه‌های تکامل‌یافته‌تر به محدوده پراآلومین وارد شده‌اند (مانیاری و پیکولی، ۱۹۸۹) و به عقیده زن (۱۹۸۶) ماهیت پراآلومین بودن این نمونه‌ها را می‌توان به تفریق هورنبلند نسبت داد. همچنین چنانچه در نمودار ملاحظه می‌شود مقادیر A/CNK در نمودار مورد نظر کمتر از ۱/۱ بوده و در محدوده گرانیته نوع I قرار گرفته است. بر اساس نمودار  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف) و به منظور تمایز سری کالک-آلکالن از تولییتی از نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) استفاده نموده و بیانگر آن است که ماگمای سازنده سنگهای منطقه از نوع کالک-آلکالن می‌باشد (شکل ۴ ب).

زیرکن، کانی‌های اپک و به مقدار بسیار ناچیز اسفن نیز در این سنگ‌ها قابل مشاهده است.

ژئوشیمی: داده‌های حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی ICP در جدول ۱ ارائه شده است. برای تعیین ماهیت توده نفوذی مهرآباد از تقسیم‌بندی فراست و همکاران (۲۰۰۱) استفاده شده است. چنانچه در این نمودار ملاحظه می‌شود، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیته‌های منیزین (کردیلرانی) قرار گرفته است (شکل ۳ الف). همچنین بر اساس شاخص اشباع از آلومین نمونه‌های مورد مطالعه، در محدوده متاآلومین تا پراآلومین واقع شده است ( $Na_2O+K_2O + CaO > Al_2O_3 > ASI < 1$ ) که این امر در نمودار A/NK در برابر A/CNK قابل مشاهده است (شکل ۳ ب). به نظر



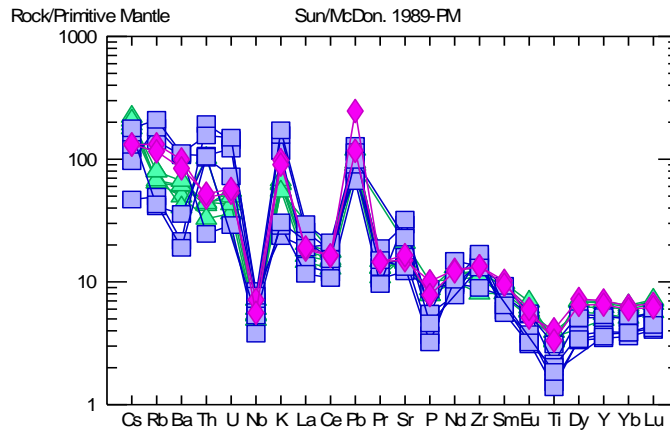
شکل ۳: الف) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار  $FeO^*/(FeO^*+MgO)$  در مقابل  $SiO_2$  (فراست و همکاران، ۲۰۰۱) و ب) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار A/NK در برابر A/CNK (مانیاری و پیکولی، ۱۹۸۹) علائم مشابه شکل ۲ است.



شکل ۴: الف) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار آلکالی در برابر سیلیس و ب) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱). علائم مشابه شکل ۲ است.

نسبت به عناصر HFSE غنی شده‌اند. می‌توان گفت این سنگ‌ها غنی شدگی از عناصر Rb, Cs, Pb و K و تهی شدگی از عناصر P, Nb, Ti دارند  
 $P/P^* = 0/24-0/93$ ,  $Ti/Ti^* = 0/14-0/82$ ,  
 $(Nb/Nb^* = 0/06-0/39)$ .

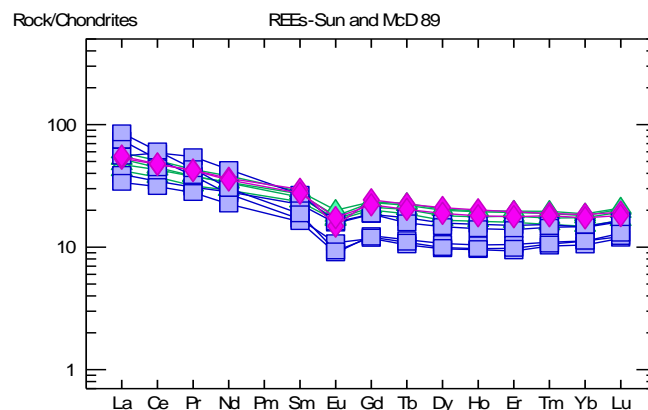
الگوی بهنجار شده عناصر نادر و نادر خاکی نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدوناف، ۱۹۸۹) در شکل ۵ نشان داده شده است. نمونه‌های منطقه سهیل پاکوه، گلشکنان و حاجی‌آباد روندی تقریباً یکسان را نشان می‌دهند. همه نمونه‌ها از عناصر LILE



شکل ۵: نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدوناف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه، علائم مشابه شکل ۲ است.

HREE غنی شدگی نشان می‌دهند. غنی شدگی REE ها ۱۰ تا ۱۰۰ برابر مقادیر کندریت‌ها بوده و در الگوهای مذکور شاهد آنومالی منفی (Eu)  $(Eu/Eu^* = 0/۷۷)$  هستیم.

همچنین الگوی بهنجار شده REE نسبت به کندریت (سان و مکدوناف، ۱۹۸۹) در شکل ۶ نمایش داده شده است. روند نمونه‌های مورد مطالعه تقریباً به موازات یکدیگر بوده و از LREE نسبت به



شکل ۶: نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (سان و مکدوناف، ۱۹۸۹). علائم مشابه شکل ۲ است.

(۱۹۸۸)، درجات پایین ذوب بخشی از منشا گوشته‌ای و یا نشان دهنده مذاب مشتق شده از پوسته و یا انعکاسی از غنی شدگی گوشته قبل از ذوب بخشی باشد (روتورا، ۱۹۹۸). آنومالی منفی Ti

### بحث

غنی شدگی LILE نسبت به HFSE می‌تواند بیانگر آلودگی با پوسته پایینی (هیلدرت و موردبات،



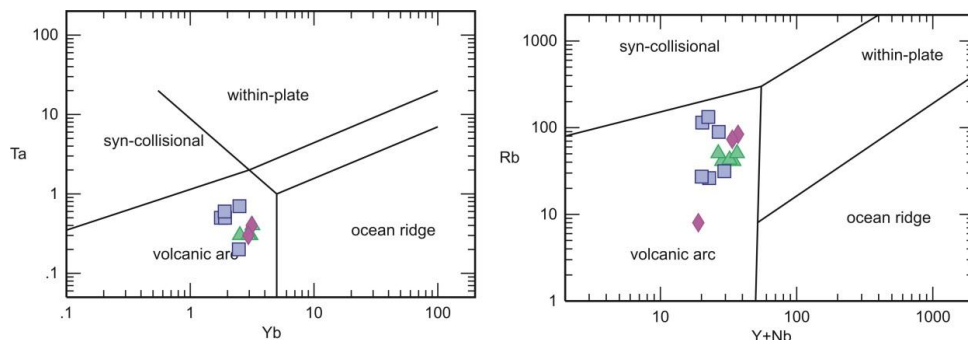
گوشته‌ای از عناصر ناسازگار و کمیاب می‌شوند. در نمودار نرمالیز شده REE نسبت به کندریت، تمرکز پایین HREE نسبت به LREE بر اثر عواملی چون: درجه پایین ذوب بخشی، وجود گارنت باقی مانده در سنگ منشأ و آلودگی ماگما بوجود می‌آید. الگوی مسطح HREE با  $(Gd/Yb)_n < 1/36$  و  $1/08$  و محتوای بالای Y و Yb بیانگر فقدان گارنت در سنگ منشأ آن‌ها است (کامپونزا و همکاران، ۲۰۰۳). چرا که عناصر Y و Yb وارد شبکه گارنت شده و حضور گارنت و تفریق آن باعث تهی شدن عناصر HREE می‌شود. تقعر جزئی در بسیاری از نمونه‌ها برای MREEها (Er-Gd)، به وسیله تفریق هورنبلند که میزبان اصلی MREEها است، قابل توجیه است (کاپروباسی و آلدانماز، ۲۰۰۴). یوروپیم عنصری سازگار در فلدسپارها است و آنومالی آن بر اثر تفریق فلدسپار در حین تبلور ماگما و یا بر اثر باقی ماندن فلدسپار در منشأ در حین ذوب بخشی در شرایطی که اکتیویته  $H_2O$  پایین است، ایجاد می‌شود (تپر و همکاران، ۱۹۹۳). غنی شدن عناصر LREE نسبت به MREE و HREE، همراه با آنومالی منفی Eu بیانگر اهمیت نقش تفریق آمفیبول و پلاژیوکلاز در فرآیند تکامل گرانیتوئیدها است.

**جایگاه تکتونیکی:** توده‌های نفوذی مهرآباد در کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر قرار گرفته‌اند. این توده مورد نظر همانند اکثر توده‌های کمربند مزبور، دارای ترکیب کالک آلکالن بوده و از گرانیتوئیدهای نوع I می‌باشند. شواهدی چون ماهیت کالک آلکالن، کانه‌سازی مس پورفیری، حجم زیاد آندزیت‌ها، حضور سنگ‌های شوشونیتی، شکل‌گیری استراتوولکان‌های بزرگ، وجود افیولیت‌ها، دگرگونی‌های نوار سندنج- سیرجان و وجود گسل‌های راستگرد امتدادلغز در این زون که بر اثر چرخش صفحه عربی در خلاف عقربه‌های ساعت در

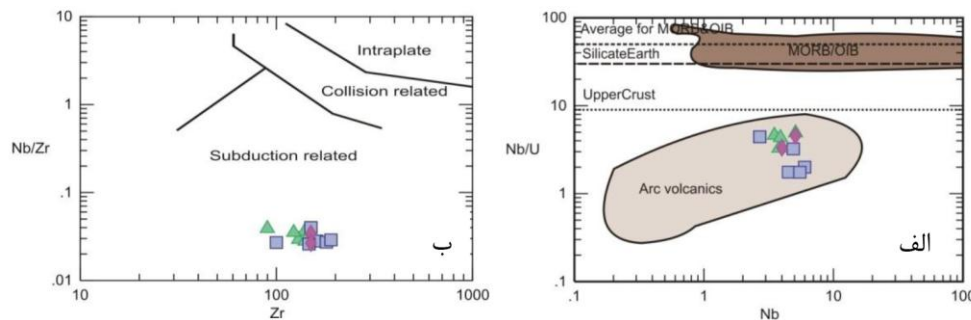
توسط کانی‌های تیتان‌دار مانند اسفن، ایلمنیت، روتیل و بعضی از آمفیبول‌ها کنترل می‌شود. به عقیده گلن (۲۰۰۴) با افزایش فشار، حلالیت کانی‌های تیتان‌دار در سیالات آبدار کاهش می‌یابد و کانی‌های مذکور که غنی از عناصر HFSE هستند، طی فرآیندهای ذوب بخشی در اعماق بیش از ۳۰ کیلومتر به صورت فازهای بر جا باقی می‌مانند و باعث پیدایش آنومالی منفی در مذاب می‌شوند. با توجه به فراوانی آمفیبول و اسفن در نمونه‌های مورد مطالعه، به نظر می‌رسد تفریق این کانی‌ها منجر به تهی شدن نمونه‌ها از Ti شده است. آنومالی منفی Ti و Nb به عوامل گوناگونی نسبت داده می‌شود که فهرست‌وار عبارتند از: ۱- مشخصه ماگماتیسم مرتبط با فرآیند فرورانش است (ساندرس و همکاران، ۱۹۸۰؛ کاستر و هارمز، ۱۹۹۸)؛ ۲- وجه مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (رولینسون، ۱۹۹۳؛ کاستر و هارمز، ۱۹۹۸)؛ 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 (وو و همکاران، ۲۰۰۳). فسفر به علت تشکیل آپاتیت و تفریق این کانی، آنومالی منفی نشان می‌دهد. در گرانیت‌های نوع I، فسفر به صورت یک عنصر سازگار عمل می‌کند و با جداشدن در مراحل اولیه تفریق ماگما باعث ایجاد آنومالی منفی در این سنگ‌ها می‌گردد. آنومالی منفی Ba می‌تواند در اثر جانمایی با پتاسیم در ارتوکلاز باشد. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، از عناصر LILE و LREE نسبت به HREE غنی شدن نشان می‌دهند که این امر به همراه آنومالی منفی Ti و Nb و آنومالی مثبت Sr و Pb، از شواهد تشکیل ماگما در مناطق فرورانش می‌باشد؛ چون در مناطق فرورانش رسوبات و سیالات موجود در پوسته اقیانوسی فرورو باعث غنی شدن گوه

۳- تبلور آمفیبول که جذب کننده این عناصر است، می‌باشد. اما در گرانیت‌های برخوردی علت غنی شدن Rb بخاطر نقش پوسته قاره‌ای یا رسوبات قاره‌ای در گوشته است. این عمل به وسیله ذوب و تبلور بخشی و سیالات آبگین تشدید می‌شود. همین عامل باعث تنوع ترکیبی گرانیت می‌شود. همچنین فرورانش باعث عمل ذوب و افزایش Rb می‌شود و بنابراین ترکیبات مشابهی با محیط مرتبط با برخورد دارند. همچنین با توجه به تغییرات Nb/U در برابر Nb (هافمن و همکاران، ۱۹۸۶) و Zr در برابر Nb/Zr (تیه‌بلمنت و تگیه، ۱۹۹۴) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده قوس‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند و از محیط‌های برخوردی و درون قاره‌ای متمایز شده‌اند (شکل ۸ الف و ب).

طول بازشدگی دریای سرخ حاصل شده‌اند، مؤید مدل فرورانش است (پورحسینی، ۱۹۸۳). از طرف دیگر ویژگی‌های ژئوشیمیایی از قبیل غنی شدگی از عناصر LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE بیانگر شباهت با ماگماتیسزم فرورانشی است (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴). بر اساس نمودارهای پیرس و همکاران (۱۹۸۴) (شکل ۷)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند. گرانیت‌های قوس آتشفشانی دارای Rb بالا و میزان پایین تا متوسط Y+Nb و Ta هستند. علت غنی شدن Rb ناشی از آلودگی ماگمای گوشته‌ای با ترکیبات پوسته و یا سیالات فرورانشی است و عامل تهی شدگی Y+Nb و Ta به عوامل مختلفی چون: ۱- طبیعت تهی شده گوشته؛ ۲- ناسازگار بودن آنها و



شکل ۷: موقعیت نمونه‌های منطقه مهرآباد بر روی نمودارهای تفکیک کننده محیط‌های تکتونیکی (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴). علائم مشابه شکل ۲ است.



شکل ۸: الف- نمودار تغییرات Nb/U در مقابل Nb جهت تعیین موقعیت تکتونیکی نمونه‌های مهرآباد. نسبت‌های MORB/OIB از (هافمن و همکاران، ۱۹۸۶)، ترکیب کلی پوسته سیلیسی زمین از (سان و مک دوناف، ۱۹۸۹) و پوسته قاره‌ای از (رودنیک و فونتین، ۱۹۹۵) اقتباس شده است و ب) نمودار تغییرات Zr در برابر Nb/Zr (تیه‌بلمنت و تگیه، ۱۹۹۴) برای تمایز محیط تکتونیکی مرتبط با فرورانش و یا برخورد، علائم مشابه شکل ۲ است.

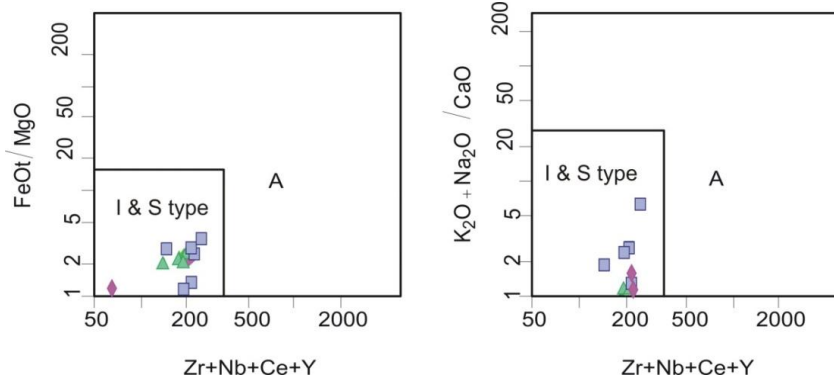
سنگ‌های مورد مطالعه ۹/۲ تا ۲۳/۴ متغیر است و تایید کننده محیط فرورانشی می‌باشد. به طور کلی مطالعات صحرایی، پتروگرافی و اطلاعات ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی منطقه مهرآباد، همگی دارای مشخصات تکتونیکی مناطق فرورانش هستند. نتایج به دست آمده با مدل فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای که توسط محققین متعددی (اشتوکلین، ۱۹۷۷؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۳؛ سنگور، ۱۹۹۰؛ علوی، ۱۹۹۴) برای کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر مطرح شده، مطابقت دارد. منشاء: بر اساس تغییرات Nb در برابر  $SiO_2$  (کلمن و تویست، ۱۹۸۹)، همچنین بر اساس نمودار تغییرات  $Zr+Nb+Ce+Y$  در برابر  $(K_2O+Na_2O/CaO)$  و  $FeO/MgO$  (والن و همکاران، ۱۹۸۷) نمونه‌های مورد مطالعه در خارج از محدوده گرانیتوئیدهای نوع A قرار می‌گیرند (شکل ۹) و شواهدی چون تنوع سنگ شناسی گسترده؛ وجود کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، اسفن، مگنتیت و آپاتیت و نبود موسکوویت، کردیریت، گارنت و نبود کربنم نورماتیو در نرم؛ تنوع ترکیب شیمیایی نمونه‌ها از لحاظ مقدار سیلیس؛ روند صعودی Th (چاپل و وایت، ۱۹۹۸) و روند نزولی  $P_2O_5$  در برابر  $SiO_2$  (چاپل و وایت، ۱۹۹۲) (شکل ۱۰)؛ دارا بودن ماهیت متاآلومین (چاپل و وایت، ۱۹۷۴) و سیر صعودی اندیس اشباع آلومینیوم (ASI) با افزایش سیلیس (فودن و همکاران، ۲۰۰۲) همگی موید این مسئله است که توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع I می‌باشند.

از مجموعه شواهد زیر نیز می‌توان برای تعیین محیط تکتونیکی تشکیل توده‌های نفوذی مهرآباد استفاده نمود:

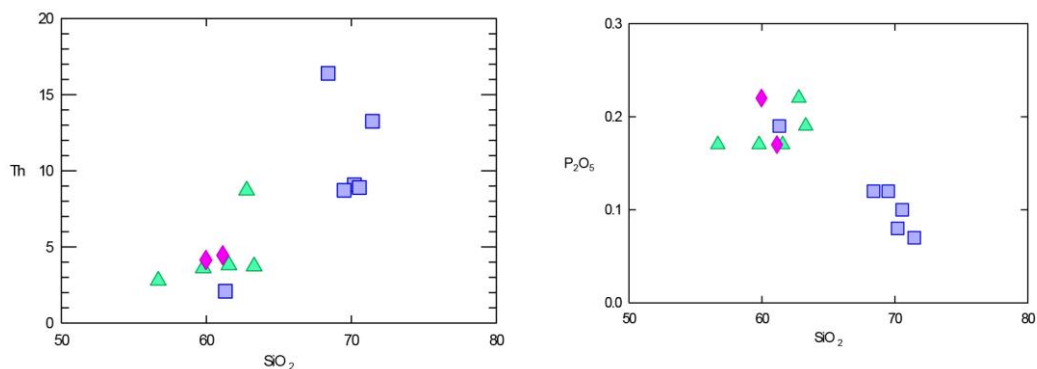
۱- نسبت‌های پایین Nb/Y (۰/۱۱-۰/۳۲) و تهی شدگی از عناصر HFSE، از ویژگی سنگ‌های تشکیل شده در قوس‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش می‌باشد (پیرس، ۱۹۸۳).

۲- به عقیده فیتون و همکاران (۱۹۸۸) مقادیر بالای  $Ba/Nb$  ( $Ba/Nb > 28$ )، شاخص سنگ‌های تشکیل شده در قوس‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش است. چرا که عناصر HSFE مانند Nb، Ta و Ti در قطعه فرورانده نگه داشته شده و این در حالی است که عناصر LILE مانند Rb، Sr، Ba و K به آسانی به بخش فوقانی مذاب گوشته‌ای وارد می‌شوند (پیرس، ۱۹۸۳؛ بریکوئیو و همکاران، ۱۹۸۶). میانگین این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه حدود ۱۱۸ بوده و بیش از عدد مذکور می‌باشد.

۳- دو عنصر Th و Ta به خاطر رفتار مشابه طی فرآیندهای ذوب و تبلور، می‌توانند ابزار مفید دیگری برای تعیین محیط تکتونیکی و منشا باشند (جورون و تریول، ۱۹۷۷). مقادیر پایین Th/Ta (حدود ۱/۲) حاکی از محیط تکتونیکی کششی مانند ریفت‌های گسترش کف بستر اقیانوسی و یا ماگماتیسم درون صفحه‌ای است و مقادیر Th/Ta بالا (بیش از ۶) بیانگر محیط تکتونیکی حاشیه همگرا و محیط فرورانشی می‌باشد. این نسبت در



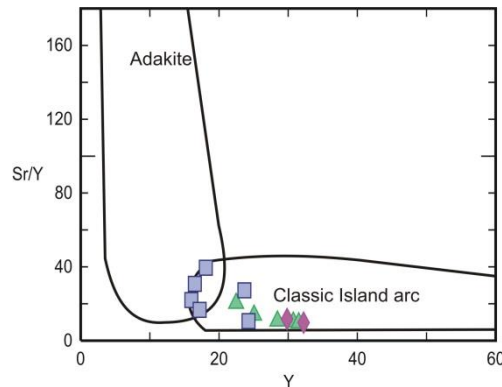
شکل ۹: نمودار تغییرات Zr+Nb+Ce+Y در برابر (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O/CaO) و FeO<sub>t</sub>/MgO (والن و همکارن، ۱۹۸۷) برای تمایز گرانیته A از I و S. علائم مشابه شکل ۲ است.



شکل ۱۰: روند نزولی نمودار تغییرات P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در برابر سیلیس و روند صعودی نمودار تغییرات Th در برابر سیلیس بیانگر ماهیت I توده نفوذی مهرآباد است. علائم مشابه شکل ۲ است.

بوده و میانگین مقادیر Sr/Y و (La/Yb)<sub>N</sub> برای این توده‌ها به ترتیب برابر با ۱۷/۵ و ۳/۸ می‌باشد. بنابراین با وجود تفاوت‌های فوق نمی‌توان منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های مهرآباد را ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده در نظر گرفت. با استفاده از نمودار تغییرات Sr/Y در برابر Y (دفانت و دروموند، ۱۹۹۰)، نیز مشاهده می‌شود که نمونه‌های منطقه مهرآباد همگی در خارج از محدوده سنگ‌های آداکیتی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱).

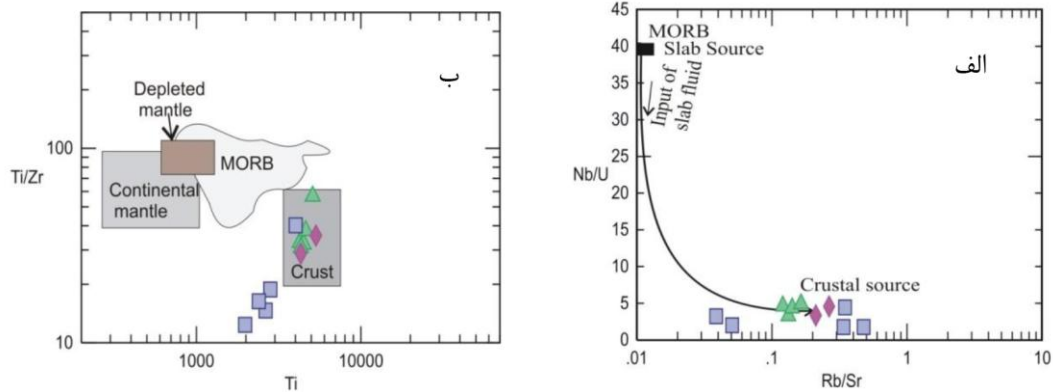
ماگماهای تولید شده در نواحی فرورانش در نتیجه عواملی از قبیل (۱) ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده؛ (۲) ذوب پوسته قاره‌ای؛ (۳) ذوب گوه گوشته‌ای آستنسفر و (۴) ذوب گوشته زیر قاره‌ای تشکیل می‌شوند (ویلسون، ۱۹۸۹). ماگماهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانده شده، دارای مشخصه‌هایی از قبیل Ba/La بالا، Sr/Y > 40 و (La/Yb)<sub>N</sub> > 12 بوده و عموماً تحت عنوان آداکیت‌ها نام‌گذاری می‌شوند (استرن و کیلیان، ۱۹۹۶). مقادیر Ba/La در توده‌های نفوذی مهرآباد پایین



شکل ۱۱: نمودار Sr/Y در برابر Y برای تفکیک سنگ‌های آداکیتی از دیگر سنگ‌های کالک آلکالن (دفانت و دروموند، ۱۹۹۰)، علائم مشابه شکل ۲ است.

می‌شوند (ارمرود و همکاران، ۱۹۸۸). این مقادیر در توده‌های نفوذی منطقه مهرآباد برای Nb/Sr برابر ۰/۰۰۷ تا ۰/۰۰۲ و برای Nb/Ba برابر ۰/۰۰۴ تا ۰/۰۴ می‌باشد. این مقادیر بیانگر اهمیت ناچیز سیالات در تولید این ماگما است و لذا نقش گوشته متاسوماتیزم شده، کم رنگ می‌شود. همچنین نسبت‌های Nb/Ce، Zr/Nb، Nb/Ta، Nb/La و (La/Sm)<sub>N</sub> در گوشته به ترتیب حدود ۱۷/۵، ۶، ۰/۳۹ و ۱ (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹) و در پوسته حدود ۱۱، ۲۵، ۰/۲۳ و ۴/۲۵ در نظر گرفته شده است (وور و تارنی، ۱۹۸۴). میانگین این نسبت‌ها در توده‌های نفوذی مهرآباد به ترتیب برابر ۱۱/۴۷، ۳۲، ۰/۱۶ و ۲/۴ محاسبه شده است. لذا شکل‌گیری ماگمای سازنده این توده‌های نفوذی را از پوسته تایید می‌کند. علاوه بر آن به منظور شناسایی منشأ ماگمای سازنده توده نفوذی مهرآباد از نمودارهای Rb/Sr در برابر Nb/U (هو و همکاران، ۲۰۰۴) و Ti در برابر Ti/Zr (لیبورن و همکاران، ۱۹۹۹) استفاده نموده‌ایم (شکل ۱۲). چنانچه در این نمودارها ملاحظه می‌شود توده‌های نفوذی مهرآباد از منشأ پوسته‌ای حاصل شده‌اند.

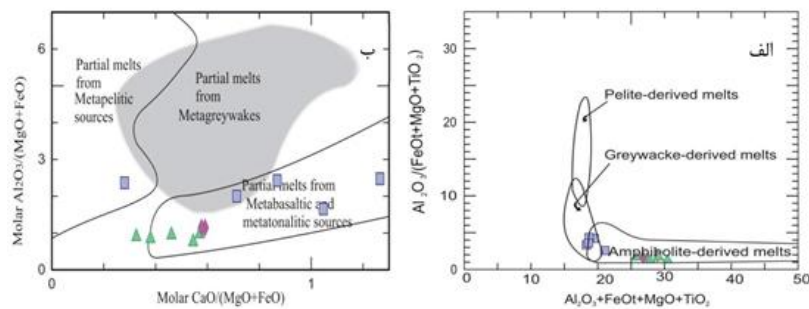
ماگماهای اولیه مشتق شده از پریدوتیت گوشته، میزان Mg\* بالا (بیش از ۷۰)، نیکل بالا (۴۵۰-۲۰۰)، کروم بیش از ۱۰۰۰ ppm و میزان Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> کمتر از ۱۵ درصد وزنی دارند. مقادیر Mg\*، Ni و Cr برای توده‌های نفوذی مهرآباد به طور میانگین به ترتیب ۴۷/۳، ۴/۹ و ۱۵/۵ می‌باشد. میزان Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> نیز برای این نمونه‌ها مقادیر بالای ۱۵ را نشان می‌دهد که با مذاب‌های حاصل از منشأ گوشته‌ای مطابقت ندارد. همچنین مقادیر بالایی از Nb/La (روجرز و همکاران، ۱۹۹۵) و Ti/Zr (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳) برای ماگماهای مشتق شده از گوشته لیتوسفری ارائه شده است (به ترتیب ۴ و ۱۰۰). میانگین مقادیر Nb/La و Ti/Zr برای سنگ‌های منطقه مهرآباد به ترتیب برابر ۰/۳۶ و ۲۸ می‌باشد. بنابراین منشأ این سنگ‌ها، با منشأ گوشته‌ای محض مغایرت دارند. سیالات آزاد شده، مقادیر LILE و LREE بالاتری نسبت به HFSE دارند. این سیالات متاسوماتیزم کننده پریدوتیت گوشته، منجر به کاهش نسبت‌های Nb/Sr (۰/۰۱۲ - ۰/۰۰۴) و Nb/Ba (۰/۰۰۵-۰/۰۱۲) در ماگما



شکل ۱۲: نمودار تغییرات الف- Rb/Sr در برابر Nb/U (هو و همکاران، ۲۰۰۴) و ب) Ti در برابر Ti/Zr (لیبورن و همکاران، ۱۹۹۹) برای شناسایی منشأ نمونه‌های مورد مطالعه، علائم مشابه شکل ۲ است.

(۱<). به همین جهت، منشأ آمفیبولیتی تولییتی نمی‌تواند مناسب سنگ‌های پناسیم‌دار باشد. سیسون و همکاران (۲۰۰۵) به این نتیجه رسیدند که مذاب‌های با K بالا که  $Na_2O/K_2O < 1$  و مقدار  $SiO_2$  آن‌ها بالاتر از ۶۵ درصد می‌باشد، می‌توانند از ترکیبات بازالتی با پتاسیم متوسط تا بالا (به عنوان مواد اولیه برای تشکیل) به وجود آیند. لذا اکثر نمونه‌های مورد مطالعه با  $K_2O$  بالا و  $Na_2O/K_2O < 1$  می‌توانند از ترکیبات بازالتی حاصل شوند. البته توانلیت‌ها با میزان پتاسیم پایین می‌تواند ناشی از تاثیر محلول‌های آبگین بر آن باشد. به منظور تعیین خاستگاه ماگمای سازنده توده‌های نفوذی منطقه مهرآباد از نمودار تفکیک منشأ گرانیتوئیدها که بر اساس مقادیر  $Al_2O_3 + MgO + TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3 + FeOt$  استفاده نمودیم (جانگ و همکاران، ۲۰۰۹). همچنین از نمودار مقادیر مولار  $Al_2O_3 / (MgO + FeOt)$  در برابر  $CaO / (MgO + FeOt)$  بهره برده‌ایم (آلتر و همکاران، ۲۰۰۲). چنانچه ملاحظه می‌کنیم این دو نمودار به یک خاستگاه مافیک با ترکیب آمفیبولیتی، متابازالتی و متاتونالییتی که حکایت از منشأ پوسته‌ای زیرین دارد، اشاره دارد (شکل ۱۳ الف و ب).

تشکیل ماگماهای گرانودیوریتی تا گرانیتی، در محیط‌های همگرا به دو فرآیند نهایی نسبت داده می‌شود: (۱) در مدل اول ماگماهای فلسیک تا حدواسط در نتیجه فعل و انفعالات ماگماهای مادر بازالتی مافیک (احتمالاً با منشأ گوشته‌ای) با پوسته قاره‌ای تشکیل می‌شوند که با پدیده‌های هضم و تبلور تفریقی (AFC) (هیلدرت و موردبات، ۱۹۸۸؛ بکن و درویت، ۱۹۸۸؛ گرو و دنلی-نولان، ۱۹۸۶) و یا اختلاط فیزیکی و شیمیایی همراه هستند؛ (۲) در مدل دوم نقش ماگماهای بازالتی فقط در فراهم کردن گرمای لازم جهت ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای است (رابرت و کلمنز، ۱۹۹۳) و پیشنهاد می‌دهد که ماگماهای با سیلیس بالا ممکن است به وسیله ذوب در اثر آبزدایی پوسته پایینی و ذوب بلورهای تفریق یافته بازمانده بعدی تولید شده باشند (چاپل و وایت، ۱۹۹۲؛ کولینز و همکاران، ۱۹۸۲). مطالعات تجربی نشان می‌دهد که ذوب در حضور محتوای آب پایین آمفیبولیت‌های بازالتی، ممکن است مذاب‌هایی با ترکیب حدواسط تا اسیدی تولید کند؛ در حالی که تفاله‌های اکلوزیت را در فشارهای ۱۲-۳۲ کیلو بار و پسماندهای گرانولیت را در فشارهای ۸-۱۲ کیلو بار را بر جای می‌گذارد (راشمر، ۱۹۹۱). این مذاب‌ها معمولاً دارای  $K_2O$  پایین و  $Na_2O/K_2O$  بالای می‌باشند



شکل ۱۳: الف) نمودار  $Al_2O_3/FeO + MgO + TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2$  (جانگ و همکاران، ۲۰۰۹) بر اساس کارهای تجربی (پاتینودایوس، ۱۹۹۹) و ب) نمودار  $Molar Al_2O_3/(MgO + FeO)$  در برابر  $Molar CaO/(MgO + FeO)$  (آلتر و همکاران، ۲۰۰۲) جهت تعیین منشا مذاب‌های گرانیتوئیدی، علائم مشابه شکل ۲ می‌باشد.

### نتیجه‌گیری

در تولید سنگ‌های منطقه باشد. در نمودار عنکبوتی نرمالیز شده به کندریت، الگوی سطح HREE و محتوای بالای Y و Yb بیانگر فقدان گارنت در سنگ منشاء آن‌ها است. تقعر جزئی در بسیاری از نمونه‌ها برای MREEها به تفریق هورنبلند و تیتانیت نسبت داده می‌شود. ویژگی‌های ژئوشیمیایی از قبیل غنی‌شدگی از عناصر LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE و نسبت‌های پایین Nb/Y و مقادیر بالای Ba/Nb و Th/Ta بیانگر شباهت با ماگماتیسیم فرورانشی است که توسط نمودارهای تفکیک‌کننده محیط تکتونیکی قابل تایید است. میانگین نسبت‌های Nb/La، Nb/Ce و  $(La/Sm)_N$  در نمونه‌های مرتبط با توده‌های نفوذی مهرآباد، همراه با نمودارهای شناسایی‌کننده خاستگاه ماگمایی از جمله نمودارهای Rb/Sr در برابر  $Ti, Nb/U$  در برابر  $Al_2O_3/FeO + Ti/Zr$ ،  $MgO + TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2$  و مقادیر مولار  $Al_2O_3/(MgO + FeO)$  در برابر  $CaO/(MgO + FeO)$  می‌توان نتیجه گرفت که توده‌های نفوذی مورد بررسی در نتیجه ذوب بخش‌های زیرین پوسته قاره‌ای، با ترکیب متابازالتی، متاتونالیتی و آمفیبولیتی و در اثر گرمای

براساس مطالعات انجام شده و نیز اطلاعات به دست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های نفوذی مهرآباد، نتایج زیر حاصل گردیده است: توده‌های نفوذی مهرآباد، در شرق شهرستان اردستان متعلق به نوار آتشفشانی ارومیه-دختر است که در شمال غربی زون افیولیتی نائین، ولکانیسم‌های ائوسن منطقه را قطع نموده و سن احتمالی این توده‌های نفوذی را الیگوسن-میوسن گزارش نموده‌اند. سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی مهرآباد شامل گرانودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، مونزوگرانیت و تونالیت است. توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه دارای ماهیت کالک‌آلکان، منیزین، متآلومین و از نوع گرانیتوئیدهای نوع I هستند. در نمودار عنکبوتی نرمالیز شده به گوشته اولیه، همه نمونه‌ها از عناصر LILE نسبت به عناصر HFSE غنی شده‌اند که این امر به همراه آنومالی منفی Ti و Nb و آنومالی مثبت Pb، از شواهد تشکیل ماگما در مناطق فرورانشی است. غنی‌شدگی از LILE می‌تواند در نتیجه درجات پایین ذوب بخشی از منشأ گوشته‌ای، نقش گوشته متاسوماتیزه، تحرک عناصر طی دگرسانی، آلودگی به وسیله مواد پوسته‌ای و یا دخالت پوسته

ایجاد شده ناشی از ذوب بخشی گوشته در زون  
فرورانش ایجاد گشته است.

### منابع

-سرجوقیان، ف.، ۱۳۹۱. ماهیت پلوتونیسیم کوه‌دم  
(شمال شرق اردستان)، سرگذشت زمین‌شناسی و  
تحولات ماگمایی آن، رساله دکتری دانشگاه تهران.  
-قفاری، م.، ۱۳۸۹. پتروگرافی و ژئوشیمی توده  
گرانیتوئیدی ظفرقند (جنوب شرق اردستان)،  
پایان‌نامه کارشناسی دانشگاه شاهرود.  
-قهرمانی، ف.، ۱۳۹۱. پتروژنز و ژئوشیمی  
آنکلاوهای توده نفوذی فشارک (شمال شرق  
اصفهان) پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد دانشگاه تهران.  
-عمیدی، م.، ۱۹۷۷. بررسی ماگماتیسیم در منطقه  
نطنز- نائین- سورک، پایان‌نامه دکتری و گزارش  
شماره ۴۲ سازمان زمین‌شناسی کشور.

-اکبری، ک.، ۱۳۷۸. مطالعه پتروگرافی و پترولوژی  
توده‌های نفوذی سهیل- پاکو و گلشکنان، پایان‌نامه  
کارشناسی‌ارشد، دانشگاه اصفهان.  
-برکت، م.، ۱۳۸۷. مطالعه پترولوژی گرانیتوئیدهای  
واقع در شمال اردستان (شهرآب)، پایان‌نامه  
کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد  
خوراسگان.  
-حمزه‌ای، ز.، ۱۳۹۱. پتروژنز توده نفوذی نصرند در  
جنوب شرق اردستان، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد  
دانشگاه تهران.

-Alavi, M., 1994. Tectonic of the Zagros  
orogenic belt of Iran: Tectonophy, v.  
299, p. 211-238.  
-Altherr, R., Holl, A., Hegner, E.,  
Langer, C. and Kreuzer, H., 2002. High-  
potassium, calc-alkaline plutonism in the  
European Variscides: northern Vosges  
parameters: Chemical Geology, v. 48, p.  
43-55.  
-Berberian, M. and King, G.C.P., 1981.  
Towards a paleogeography and tectonic  
evolution of Iran: Canadian Journal of  
Sciences, v. 20, p. 163-183.  
-Briqueu, L., Javoy, M., Lancelot, J.R.  
and Tatsumoto, M., 1986. Isotope  
geochemistry of recent magmatism in  
the Aegean arc: Sr, Nd, Hf, and O  
isotopic ratios in the lavas of Milos and  
santorini-geodynamic implication: Earth  
and Planetary Science Letters, v. 80, p.  
41-54.

(France) and northern Schwarzwald  
(Germany): Lithos, v. 50, p. 51-73.  
-Amidi, S. M., 1977. Etude geologique  
de la region de Natanz-Surk (Central Iran)  
stratigraphie et. pétrologie", Geology  
Survey of Iran, Rep, v. 42, 316 p.  
-Armstrong, R.L., 1988. Geochronology  
and geology of the Eastern Great Basin:  
Ph.D. thesis, New Haven, CT, Yale  
University.  
-Bacon, C.R. and Druitt, T.H., 1998.  
Compositional evolution of the zoned  
calc-alkaline magma chamber of Mt.  
Mazama, Crater Lake, Oregon:  
Contribution to Mineralogy and  
Petrology, v. 98, p. 244-256.  
-Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985.  
Petrogenetic interpretation of  
granitoid rock series using multicationic



- Glenn, A.G., 2004. The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus: *Contributions of Mineralogy and Petrology*, v. 147, p. 511-527.
- Grove, T.L. and Donnelly-Nolan, J., 1986. The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: Implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline lava series: *Contributions of Mineralogy and Petrology*, v. 92, p. 281-302.
- Hildreth, W. and Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455-489.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution: *Earth Planetary Sciences Letters*, v. 79, p. 33-45.
- Hou, Z.-Q., Gao, Y.-F., Qu, X.-M., Rui, Z.-Y. and Mo, X.-X., 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 220, p. 139-155.
- Irvine, T.N. and Barager, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-545.
- Joron, J.L. and Treuil, M., 1977. Utilisation des proprietes des elements fortement hygromagmatophiles pour l'etude de la composition chimique et de l'eterogeneite du manteau: *Bulletin de La Society Geolque France*, v. 19, p. 1197-1205.
- Jung, S., Masberg, P., Mihm, D. and Hoernes, S., 2009. Partial melting of diverse crustal sources – constraints from Sr–Nd–O isotope compositions of quartz diorite-granodiorite leucogranite associations (Kaoko Belt, Namibia): *Lithos*, v. 111, p. 236–51.
- Chappell, B. W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite type: *Pacific Geology*, v. 8, p. 173-174.
- Chappell, B.W., 1998. Tectonic evolution of the eastern Australian fold belts from a granite-based perspective: 1998 Mawson Lecture: *The Australian Geologist*, v. 109, p. 24-30.
- 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*, v. 83, p. 1– 26.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 80, p. 189-200.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses its relationship and current nomenclature: *Chemical Geology*, v. 29, p. 183-210.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere, *Nature*, v. 347, p. 662– 665.
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S. and Leeman, W.P., 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the Western United States: *Journal of Petrology*, v. 1, p. 331-349.
- Foden, J.D., Elburg, M.A., Turner, S.P., Sandiford, M., O'Callaghan, J. and Mitchell, S., 2002. Granite production in the Delamerian Orogen, South Australia: *Journal of the Geological Society*, v. 159, p. 557-575.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Fillis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks: *Journal of Petrology*, v. 42, p. 2033-2048.

- S.M. and Rapela, C.W., (eds.), Plutonism from Antarctica to Alaska: Geological Society of America Special Paper, v. 241, p. 213–232.
- Ormerod, D.S., Hawkesworth, C.J., Rogers, N.W., Leeman, W.P. and Menzies, M.A., 1988. Tectonic and magmatic transitions in the Western Great Basin, U.S.A.: *Nature*, v. 333, p. 349-353.
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: *Understanding granites. Integrating New and Classical Techniques*, in: Castro, A. Fernandez C. and Vigneresse, J.L. (eds.), Geological Society, London, Special Publication, v. 158, p. 55-75.
- Pearce, J.A., 1983. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in: Thorpe, R.S., (eds.), *Andesites*, Wiley, New York, p. 525–548.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956- 983.
- Pitcher, W.S., 1993. *The nature and origin of granite*: London, Blackie Academic and Professional Publications, 321 p.
- Pourhosseini, F., 1983. Petrogenesis of Iranian plutons, A study of the Natanz and Bazman intrusive complexes, Ph.D these. *G. S. I.*, v. 53, p. 325.
- Roberts, M.P. and Clemens, J.D., 1993. The origin of high-K, calcalkaline, I-type granitoid magmas: *Geology*, v. 21, p. 825–828.
- Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J. and Ormerod, D.S., 1995. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin California and Nevada: *Journal of Geophysics Research*, v. 100, p. 10287-10301.
- Kampunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. and 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*, v. 71, p. 431-460.
- Kistler, R.W., 1990. Two different lithosphere types in the Sierra Nevada, California, in Anderson, J.L., (eds.), *The nature and origin of Cordilleran magmatism*, Geological Society of America, *Memoir*, v. 174, p. 271–281.
- Kleeman, G.J. and Twist, d., 1989. The compositionally-zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld complex: Evidence bearing on the nature of A-type magmatism, *Journal of Petrology*, v. 30, p. 1383-1414.
- Koprobası, N. and Aldanmaz, E., 2004. Geochemical Constraints on the Petrogenesis of Cenozoic I-Type Granitoids in Northwest Anatolia, Turkey: Evidence for Magma Generation by Lithospheric Delamination in a Post-Collisional Setting: *International Geology Review*, v. 46, p. 705-729.
- Kuster, D. and Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review: *Lithos*, v. 4, p. 177-195.
- Leybourne, M., Wangoner, N.V. and Ayres, L., 1999. Partial melting of a refractory subducted slab in a Paleoproterozoic island arc: implications for global chemical cycles: *Geology*, v. 27 (8), p. 731–734.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids: *Geology Society American Bulltion*, v. 101, p. 635-643.
- Miller, C.F. and Barton, M.D., 1990. Phanerozoic plutonism in the Cordilleran interior, U.S.A., in: Kay,

- Mineralogy and Petrology, v. 123, p. 263-281.
- Stöcklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia: Memoire Hors Serie - Société Géologique de France, v. 8, p. 333-353.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name, Earth: science review, v. 12, p. 1-33.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A.D., Norry, M.J., (eds.), Magmatism in oceanic basins, Geological Society of London, Special Publication, v. 42, p. 313-345.
- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and 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, Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 113, p. 333-351.
- Thieblemont, D. and Tegye, M., 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de la situation tectonique des magmas, Comptes Rendus de l'Académie des sciences, Paris, v. 319, p. 87-94.
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside - albite - anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesite, Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 89, p. 1-16.
- Vernon, R.H., 2004. A practical guide to rock microstructural, Cambridge, 594p.
- Weaver, B.L. and Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust, Nature, v. 310, p. 575-577.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites, geochemical characteristics,
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation: Longman scientific and technical, 252 p.
- Rottura, A., Bargossi, G.M., Caggianelli, A., Del Moro, A., Visona, D. and Tranne, C.A., 1998. Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy: Lithos, v. 45, p. 329-348.
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust, a lower crustal perspective, Review of Geophysics, v. 33, p. 267-309.
- Rushmer, T., 1991. Partial melting of 2 amphibolitea - contrasting experimental results under fluid-absent conditions, Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 107(1), p. 41-59.
- Saunders, A.D., Tarney, J. and Weaver, S.D., 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula, implication for the genesis of calc-alkaline magmas, Earth and planetary science Letters, v. 46, p. 344-360.
- Sengor, A.M.C., 1990. A new model for the late paleozoic-mesozoic tectonic evolution of Iran and implication for Oman: Geological Society Special, v. 49, p. 797-831.
- Shelly, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope, Chapman and Hall, 445p.
- Sisson, T.W., Ratajeski, K., Hankins, W.B. and Glazner, A.F., 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 148, p. 635-661.
- Stern, C.R. and Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral volcanic zone, Contributions to

-Wu, F.Y., Jahn, B.m., Wilde, S.A., Lo, C-H., Yui, T-F., Lin, Q., Ge, W-c. and Sun, D-y., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE Chine (I): geochronology and petrogenesis: *Lithos*, v. 66, p. 241-273.

-Zen, E.A., 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization, some mineralogical and petrographic constraints, *Journal of Petrology*, v. 27, p. 1095–1118.

discrimination and petrogenesis, *Contrib, Mineral, Petrology*, v. 95, p. 407-419.

-Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*, Unwin Hyman Ltd., London, 466p.

-Woodhead, J.D. and Johnson, R.W., 1993. Isotop and trace element profile across the new Britain Island arc Papua new guines, *Contribution to Mineralalogy and Petrology*, v. 113, p. 479-491.