

منشأ و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های گرانیتی و دایک‌های دلریتی توده نفوذی نصرند جنوب شرق اردستان

علی کنعانیان^{۱*}، زهرا حمزه‌ای^۱، فاطمه سرجوقیان^۲ و جمشید احمدیان^۳
^۱ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۲ گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران
^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، تهران، ایران

چکیده

توده نفوذی نصرند واقع در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق اردستان، پس از انوسن به درون سنگ‌های آتشفشانی انوسن پهنه ماگمایی ارومیه-دختر تزریق شده و از لحاظ سنگ‌شناسی عمدتاً شامل: گرانیت و گرانودیوریت است. سنگ‌های این توده ماهیت متالومین تا جزبی پرآلومین دارد و ویژگی‌های گرانیت‌های کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم‌دار نوع I را نشان می‌دهد. توده گرانیتی نصرند توسط دایک‌های متعدد دلریتی با روند شمال غربی-جنوب شرقی قطع شده‌اند. دایک‌های دلریتی علاوه بر توده گرانیتی، سنگ‌های آتشفشانی میزبان توده را نیز قطع کرده‌اند. شواهد ژئوشیمیایی چون: غنی‌شدگی نمونه‌های گرانیتی و دایک‌ها از LREE و LILE، تهی‌شدگی از HREE و HFSE، وجود ناهنجاری منفی Nb و Ti، مؤید شکل‌گیری گرانیتوئیدها و دایک‌های درون آن در حاشیه فعال قاره‌ای است. غنی‌شدگی از K، Rb، Th، U و تهی‌شدگی از Ba، Eu، Nb، Sr و Ti به همراه بالا بودن نسبت‌های Ba/Nb (۴۶ تا ۱۳۹) و Ba/La (۱۷ تا ۷۷) در سنگ‌های بررسی شده نشانه مشارکت پوسته قاره‌ای در تشکیل سنگ‌های مورد نظر است.

واژه‌های کلیدی: دایک دلریتی، گرانیت نوع I، حاشیه فعال قاره، اردستان، پهنه ماگمایی ارومیه-دختر

مقدمه

پوسته‌ای و گوشته‌ای. در عین حال برای تشکیل ماگماهای گرانیتی پُر پتاسیم نیز دو مدل خاص ارائه شده است: الف) مذب پوسته‌ای حاصل از ذوب بخشی پوسته مافیک پایینی در فشار بالا (Liu et al., 2003؛ Girardi et al., 2012) و ب) ترکیب ماگماهای پوسته‌ای و گوشته‌ای

Barbarin (۱۹۹۹) به طور کلی سه منشأ مختلف برای گرانیت‌های موجود در پوسته قاره‌ای معرفی نموده است: الف) گرانیت‌های با منشأ گوشته‌ای، ب) گرانیت‌های مشتق شده از پوسته، ج) گرانیت‌های حاصل از اختلاط ماگماهای

ماگما در نظر گرفته است. به طور کلی، فعالیت آتشفشانی جنوب شرق اردستان در ائوسن زیرین شروع شده و در ائوسن میانی و فوقانی به اوج خود رسیده است (Mohamadi, 1995). سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به سری ماگمایی کالک‌آلکان گرایش داشته و ویژگی‌های سنگ‌های مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهد (Yeganehfar, 2007). منشأ ماگماهای بازیک این منطقه را گوشته‌ای غنی از عناصر نادر خاکی سبک تا متوسط با ترکیب نزدیک به گوشته اولیه معرفی نموده‌اند (Ahmadvand, 2009) و دو عامل تفریق ماگمایی از یک ماگمای بازیک‌تر و ذوب بخشی پوسته را از عوامل مهم در تشکیل سنگ‌های آتشفشانی فلسیک منطقه ذکر نموده‌اند (Amoozad-Khalili, 2009). Mohajel (2005) معتقد است فعالیت‌های تکتونیکی برشی همراه با فرآیند فرورانش در مزوزوئیک پایانی منجر به ایجاد فضاهای کششی لازم برای خروج مواد مذاب شده است در حالی که Ghasemi و Talbot (2006) محیط تکتونیکی پس از برخورد را لازمه شکل‌گیری سنگ‌های آذرین بعد از ائوسن میانی قلمداد می‌کنند.

در این پژوهش سعی بر آن است تا با استفاده از نتایج حاصل از بررسی روابط صحرائی حاکم بر بخش‌های مختلف توده نفوذی نصرند، داده‌های پتروگرافی و نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتی و دایک‌های دلریتی موجود در این توده، به بررسی ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف توده، منشأ ماگمای سازنده و محیط زمین‌ساختاری توده نفوذی بررسی شده پرداخته شود.

زمین‌شناسی منطقه

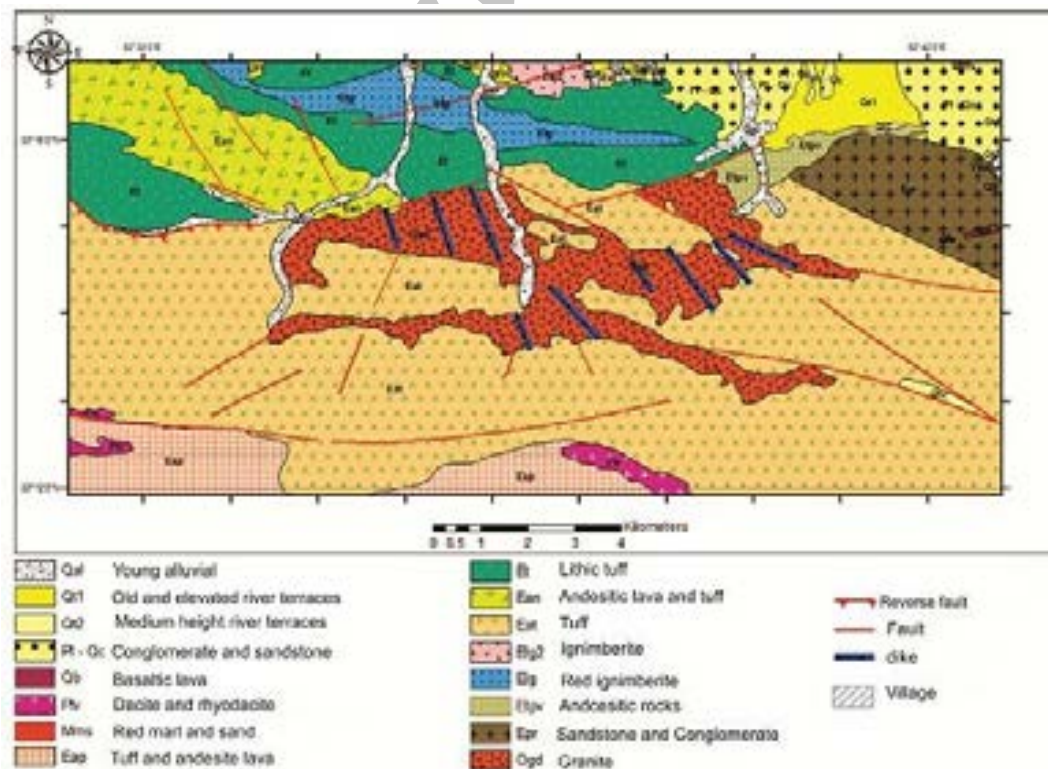
توده نفوذی نصرند در جنوب غربی نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهراب (Bahroodi,

Yang et al., 2000; Barbarin, 1999; Chappell et al., 2006). اولین رده‌بندی شیمیایی را White (۱۹۷۴) برای سنگ‌های گرانیتی به کار بردند و بر اساس پارامترهای ژئوشیمیایی دو نوع گرانیتوئید مجزا را در نوار چین خورده لاخلان استرالیا شناسایی نمودند. در این رده‌بندی گرانیت‌های نوع I، متاآلمین تا کمی پرآلمین، از منشأ سنگ‌های آذرین مافیک دگرگون شده و نوع S به شدت غنی از آلمین با منشأ سنگ‌های رسوبی دگرگون شده معرفی شده‌اند. گرانیت‌های نوع I بیشتر در حاشیه‌های فعال قاره‌ای به وجود می‌آید، در حالی که نوع S بیشتر مربوط به پوسته قاره‌ای قدیمی است (Miller and Bradfish, 1980).

توده نفوذی پس از ائوسن نصرند واقع در جنوب شرق اردستان و در شمال شرق استان اصفهان، بیشتر ترکیب گرانیتی داشته و به سمت حاشیه غربی به گرانودیوریت تبدیل می‌شود. این توده با وسعت تقریبی ۲۸ کیلومتر مربع بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش انارک و ۱:۱۰۰۰۰۰ شهراب در حد فاصل بین طول‌های جغرافیایی ۳۳' ۵۲" تا ۳۴' ۵۲" شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۱۳' ۳۳" تا ۱۵' ۳۳" شمالی را تشکیل داده است. روند کلی توده شمال غربی-جنوب شرقی است و بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری-رسوبی ایران در پهنه ساختاری ارومیه-دختر واقع شده است (Aghanabati, 2004). Jafari Khalatbari (۱۹۹۲) پلوتونیسیم ترسیری منطقه اردستان را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد ارزیابی قرار داد. وی با طرح نظریه ریفت درون قاره‌ای، منشأ سنگ‌های فلسیک این ناحیه را در ارتباط با ذوب پوسته، سنگ‌های بازیک را مرتبط با ذوب گوشته دانسته و گسترش سنگ‌های حدواسط کالک‌آلکان در این ناحیه را حاصل اختلاط این دو

ترکیب گرانیت و گرانودیوریت درشت‌دانه، با رنگ سفید مایل به صورتی و دگرسانی در حد اپیدوتی شدن و کلریتی شدن به درون واحدهای آتشفشانی منطقه با ترکیب آندزیت، ریولیت و داسیت نفوذ کرده است و خود میزبان دایک‌های دلریتی تقریباً شمال‌غربی-جنوب‌شرقی، به نسبت دانه‌ریز، به رنگ خاکستری تا سیاه و به ضخامت‌های بین ۰/۵ تا ۱ متر است. بر روی این توده تعیین سن ایزوتوپی انجام نشده است؛ اما بر روی توده‌های مشابه در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر در نقاط همجوار محدوده بررسی شده، سن‌سنجی‌هایی به عمل آمده که از آن میان می‌توان به سن توده نفوذی ظفرقند، بین اوایل تا اواسط میوسن (Ghafari and Sadeghianm, 2010) اشاره نمود. از آنجا که توده نفوذی نصرند به درون واحدهای آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده است در روی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شهراب سن آن را بعد از ائوسن (شاید الیگومیوسن) در نظر گرفته‌اند (Bahroodi, 1999).

(1999) واقع شده است. نیمه شمالی ورقه شهراب به صورت یک دشت بزرگ آبرفتی از رسوبات کواترنری و پادگانه‌های رودخانه‌ای پوشیده شده است اما نیمه جنوبی آن حاوی واحدهای مختلف رسوبی و آذرین مزوزوئیک تا سنوزوئیک است (شکل ۱). در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شهراب سنگ‌های پرکامبرین و پالئوزوئیک گزارش نشده است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی این ناحیه رخنمون‌هایی از آهک، رادیولاریت و گدازه‌های بالشی ژوراسیک و کرتاسه در جنوب‌غرب و غرب اردستان است که توسط گسل بزرگ قم-زفره از سنگ‌های ائوسن جدا شده است. پالئوسن با نبود چینه‌شناسی و ائوسن با سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی با ترکیب آندزیت بازالتی، آندزیت، داسیت، ریوداسیت، ریولیت و گاهی به صورت نهشته‌های ایگنمبریتی مشخص می‌شود (Mohamadi, 1995). توده نفوذی نصرند با روند شرقی-غربی با



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی جنوب‌شرق اردستان، اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شهراب (Bahroodi, 1999).

روش انجام پژوهش

به منظور بررسی‌های پتروژئولوژی و ژئوشیمیایی بر روی سنگ‌های توده نفوذی تعداد ۸۰ نمونه از رخنمون‌های سطحی و دگرسان نشده جمع‌آوری و با توجه به تنوع سنگ‌شناسی، از این تعداد ۶۰ عدد مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. سپس با در نظر گرفتن طیف سنگ‌شناسی مجموعه نصرند و ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی مقاطع، از بین سالم‌ترین آن‌ها تعداد ۱۵ نمونه شامل: ۸ نمونه دایک و ۷ نمونه از سنگ‌های توده نفوذی انتخاب و برای سنجش میزان عناصر اصلی و تعدادی از عناصر کمیاب به روش XRF به آزمایشگاه Naruto ژاپن ارسال شد. در ضمن، از بین این ۱۵ نمونه، فراوانی عناصر کمیاب تعداد ۱۱ نمونه نیز با روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS-chemex کانادا تحلیل شد (جدول ۱).

روابط صحرایی

توده گرانیتی نصرند به داخل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده است و در اطراف خود دگرسانی‌های نسبتاً وسیع در حد رخساره شیبست سبز ایجاد نموده است. ترکیب این توده غالباً گرانیتی است و در بخش‌هایی به گرانودیوریت متحول می‌شود. مرز بین بخش‌های گرانیتی و گرانودیوریتی کاملاً تدریجی است. توده گرانیتوئیدی و سنگ‌های آتشفشانی میزبان آن توسط دایک‌های دلریتی با

روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی قطع شده (شکل ۲-۱). در جوار دایک‌ها تا حدی کلریتی و اپیدوتی شده‌اند. گرانیت‌ها به عنوان مهم‌ترین قسمت توده نفوذی نصرند، معمولاً در بخش مرکزی توده رخنمون دارد. این سنگ‌ها در مشاهدات صحرایی به رنگ سفید مایل به صورتی دیده می‌شود و معمولاً دانه‌متوسط است. دایک‌های دلریتی موجود در توده، ابعاد مختلفی دارد. ضخامت آنها از چندین سانتی‌متر تا چند متر متغیر است و طول آنها بالغ بر ده‌ها متر است (شکل ۲-۲). این دایک‌ها علاوه بر سنگ‌های فلسیک توده نفوذی در داخل سنگ‌های آتشفشانی میزبان توده نیز یافت می‌شود. از ویژگی‌های بارز این دایک‌ها می‌توان به رنگ سیاه، سبز تیره یا خاکستری مایل به سبز اشاره کرد. این دایک‌ها فاقد حاشیه انجماد سریع و در طول مسیر با تغییر ضخامت همراه است. دایک‌های مورد نظر غالباً به موازات یکدیگر با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی رخنمون دارد.

پتروگرافی

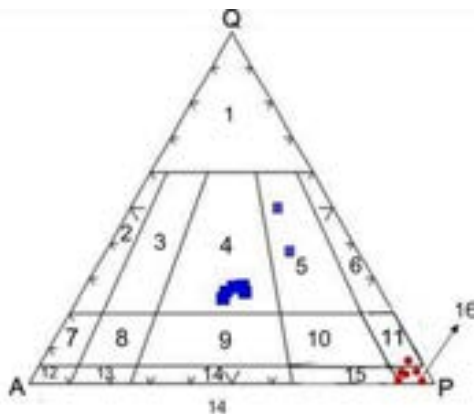
بر اساس نتایج به دست آمده از تحلیل مدال کانی‌ها، ترکیب توده نفوذی در محدوده گرانیت و گرانودیوریت و ترکیب دایک‌ها در محدوده دیوریت و گابرو قرار گرفته است (شکل ۳). در این بخش به تشریح ویژگی‌های پتروگرافی هر یک از این واحدها پرداخته می‌شود.



شکل ۲-۱ (A) دایک‌های دلریتی موجود در توده نفوذی؛ (B) مرز بین توده نفوذی و دایک دلریتی

جدول ۱- نتایج تحلیل‌های شیمیایی سنگ‌های گرانیتی و دایک‌های دلریتی با روش‌های XRF و ICP-MS. (-) به معنی عدم تعیین میزان عنصر و (*) به تحلیل ICP-MS اشاره دارد.

	Granodiorite		Granite					Diabasic dike							
	N10*	N14*	N31*	N12*	N17	N18	N35*	N33*	N15	A7*	N27	N45*	N32*	N38*	N34*
SiO ₂	70.08	70.42	71.22	71.89	74.07	77.32	77.88	48.18	49.84	49.95	51.76	53.96	54.49	54.93	55.77
TiO ₂	0.43	0.36	0.34	0.28	0.27	0.12	0.16	0.94	1.11	1.38	1.08	0.87	0.96	0.95	0.69
Al ₂ O ₃	14.52	14.31	14.64	13.46	13.92	12.08	12.53	17.49	17.28	17.91	17.37	18.39	16.72	17.99	17.97
FeO	3.08	2.95	1.68	2.47	1.00	1.09	0.70	11.50	10.00	9.70	9.80	8.20	8.57	9.00	6.99
MgO	0.91	0.83	0.7	0.03	0.36	0.11	0.19	9.31	6.63	5.36	5.78	5.02	4.48	3.72	5.4
MnO	0.07	0.05	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.25	0.2	0.16	0.24	0.16	0.2	0.17	0.14
CaO	2.21	2.31	2.39	5.48	1.23	0.73	1.08	8.74	10.35	9.43	7.11	7.75	5.91	6.93	8.38
Na ₂ O	3.74	3.38	3.55	2.97	4.03	2.68	3.64	2.17	2.17	3.74	3.83	3.78	4.73	4.11	3.25
K ₂ O	4.5	4.97	5.18	3.04	4.94	5.74	3.74	1.08	1.2	1.24	1.84	0.78	2.71	1.07	0.48
P ₂ O ₅	0.1	0.09	0.08	0.06	0.05	0.01	0.01	0.18	0.37	0.45	0.23	0.17	0.25	0.22	0.14
Ni	0.5	0.5	0.4	-	-	-	-	103	57.8	42.2	20.9	37.5	29.4	2.5	57.6
Cr	10	10	10	10	-	-	<10	290	-	80	-	50	70	<10	100
Pb	9.3	8.7	6.4	6.7	3.7	5.6	3.3	5.8	5.8	6	10.4	6.1	4.3	7.1	9
Ga	16.7	16.4	15.6	13.7	-	-	14.2	18.3	-	19	-	18.3	18.1	19.8	17.8
Ba	808	822	956	151	-	-	666	446	-	357	-	344	1110	381	234
Rb	165	161	148	253	-	-	119.5	34.4	-	24.6	-	19.9	7.72	30.8	24.6
Th	23.2	28.9	31.4	54.6	-	-	35.3	1.54	-	2.35	-	1.17	9.54	1.54	2.35
Nb	16.3	14.3	14.6	20.4	-	-	15.5	3.4	-	11.1	-	3.7	8.3	4.5	3.5
Ta	1.5	1.3	1.2	2.4	-	-	2.2	0.2	-	0.7	-	0.3	0.6	0.3	0.7
Sr	194	194	234	47.5	-	-	178	378	-	559	-	387	262	437	559
Zr	290	260	210	150	-	-	130	60	-	140	-	90	140	100	60
Hf	7.8	7.1	5.7	5.5	-	-	4.6	1.7	-	3.1	-	2.3	3.4	2.6	1.7
Cs	2.06	1.53	1.95	-	-	0.98	0.76	0.28	0.48	0.33	-	0.77	0.22	-	0.35
U	6.46	8.22	5.37	12.5	-	-	5.28	0.31	-	0.61	-	0.35	2.3	0.43	0.26
V	47	44	37	<5	-	-	5	294	-	264	-	220	240	228	192
Y	32.8	29.1	25.9	43.2	-	-	23	18.8	-	26	-	19.4	23.2	22	16.2
La	36.4	47.5	20.6	40.1	-	-	8.6	10.4	-	20.5	-	9.7	27.6	13	8.9
Ce	72.23	80.8	52.7	82.2	-	-	23.4	22.7	-	44	-	21.2	55.3	27.6	19
Pr	7.72	7.99	6.22	8.57	-	-	3.27	2.9	-	5.35	-	2.79	6.24	3.67	2.35
Nd	26.9	27.5	22	29.3	-	-	13.7	12.9	-	22.2	-	11.6	23.1	14.8	9.8
Sm	5.11	4.98	4.26	5.91	-	-	3.29	3.15	-	4.64	-	3.07	4.71	3.62	4.64
Eu	0.75	0.71	0.75	0.16	-	-	0.23	1.04	-	1.54	-	0.99	1.3	1.19	0.82
Gd	4.85	4.47	3.81	5.35	-	-	3.2	3.45	-	5.01	-	3.26	4.46	3.77	2.65
Tb	0.86	0.77	0.66	1	-	-	0.58	0.59	-	0.81	-	0.54	0.71	0.61	0.81
Dy	5.09	4.56	3.89	6.33	-	-	3.59	3.4	-	4.69	-	3.27	4.02	3.71	2.76
Ho	1.12	0.99	0.86	1.41	-	-	0.79	0.7	-	0.94	-	0.68	0.84	0.79	0.58
Er	3.41	3.06	2.59	4.37	-	-	2.47	1.99	-	2.57	-	1.87	2.28	2.18	1.64
Tm	0.54	0.48	0.41	0.71	-	-	0.39	0.28	-	0.37	-	0.29	0.34	0.33	0.25
Yb	3.66	3.29	2.75	4.86	-	-	2.75	1.72	-	2.35	-	1.89	2.18	2.1	1.62
Lu	0.61	0.57	0.46	0.83	-	-	0.45	0.29	-	0.37	-	0.3	0.36	0.35	0.27
Ba/Ta	538.6	632.3	821.6	63.12	-	-	302.7	2230	-	510	-	1146.6	185	1270	780
Th/Yb	.44	8.78	11.41	11.23	-	-	12.8	0.89	-	1	-	0.61	4.37	0.34	0.51
La/Yb	9.94	14.43	7.49	8.25	-	-	3.12	6.04	-	8.72	-	5.13	12.6	6.19	5.49
Ba/La	22.19	17.30	47.86	3.77	-	-	77.44	42.88	-	17.41	-	35.46	40.21	29.30	26.92
Nb/Y	0.49	0.49	0.56	0.4	-	-	0.67	0.18	-	0.42	-	0.19	0.35	0.20	0.21
Rb/Y	5.03	5.53	5.71	5.98	-	-	5.19	1.82	-	0.94	-	1.02	3.11	1.4	0.75



شکل ۳- در نمودار طبقه‌بندی مدال AQP سنگ‌های بررسی شده در محدوده‌های گرانیت-گرانودیوریت و دیوریت-گابرو قرار می‌گیرد. علامت ● معرف دایک‌ها و علامت ■ نشان‌دهنده سنگ‌های نفوذی است. شماره‌های موجود در شکل نشان‌دهنده قلمرو گرانیت (۴)، گرانودیوریت (۵)، دیوریت و گابرو (۱۶) است (Streckeisen, 1974).

واحد گرانیتی و گرانودیوریتی

بافت اصلی در سنگ‌های گرانیتی گرانولار است اما بافت‌های گرانوفیری، پویبلیکلیتیک و پرتیتی نیز در نمونه‌ها دیده می‌شود. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها کوارتز و ارتوکلاز است و در کنار آنها بیوتیت، اسفن، زیرکن و پلاژیوکلاز نیز دیده می‌شود. درصد کانی‌ها در مقاطع متفاوت است. کوارتز در حدود ۲۷ تا ۵۵ درصد، ارتوکلاز بین ۳۲ تا ۶۰ درصد، پلاژیوکلاز ۱۲ تا ۲۵ درصد، هورنبلند سبز در حدود ۱۰ درصد و کانی‌های فرعی بیوتیت، آپاتیت، اسفن و زیرکن به میزان کمتر از ۵ درصد مشخص می‌شود.

ارتوکلاز از عمده‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها است که غالباً به صورت بی‌شکل، در اندازه متوسط تا درشت حضور دارد و در برخی موارد بر اثر همراهی با تیغه‌های آلبیت بافت پرتیتی نشان می‌دهد.

کوارتز در گرانیت‌ها، اغلب به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌های متفاوت دیده می‌شود. از هم‌رشدی این کانی با ارتوکلاز گاهی بافت گرانوفیری تشکیل شده است (شکل ۴-A). بافت گرانوفیری بیانگر تبلور همزمان کوارتز و آلکالی فلدسپار از مذاب گرانیتی کم آب در اعماق کم است (Clarke, 1992; Barker, 1983)

پلاژیوکلازها عموماً به صورت شکل‌دار تا نیمه

شکل‌دار در اندازه‌های متوسط تا درشت با ماکل پلی‌سنتتیک یا منطقه‌بندی دیده می‌شود. منطقه‌بندی ترکیبی در این بلورها (شکل ۴-B) می‌تواند بیانگر تغییر ترکیب ماگما در اثر تزریق پی در پی ماگما به مخزن ماگمایی یا تغییر شرایط فیزیکی در حین تبلور پلاژیوکلاز باشد (Holton *et al.*, 2000) در برخی از نمونه‌های گرانیتی، پلاژیوکلازهای کوچک‌تر به صورت ادخال در درون انواع درشت‌تر محصور شده‌اند (شکل ۴-C) که این پدیده می‌تواند نشانه ورود ماگمای جدید به درون مخزن ماگمایی در حال تبلور باشد. در بلورهای منطقه‌ای دگرسان شده، هسته بلور در مقایسه با حاشیه بیشتر به کلسیت تبدیل شده است (شکل ۴-D) که این امر می‌تواند ناشی از کلسیم‌داتر بودن هسته پلاژیوکلازها نسبت به حاشیه آنها باشد.

هورنبلند فراوان‌ترین کانی مافیک موجود در نمونه‌ها است که غالباً به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار دیده می‌شود و در برخی موارد به دلیل دارا بودن ادخال‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های اپاک، بافت پویبلیکلیتیک نشان می‌دهد. بیوتیت به صورت ریزبلور و بی‌شکل با فراوانی کم یافت می‌شود. حضور اسفن اولیه شکل‌دار در بین کانی‌های دیگر شاهدهی بر بالا بودن میزان تیتانیم در ماگمای سازنده سنگ‌ها و یکی از ویژگی‌های گرانیت‌های تیپ I است. زیرکن و آپاتیت نیز از

دیگر قرار گرفته‌اند. از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به اسفن، آپاتیت و کانی‌های اپاک اشاره نمود.

اسفن به دو صورت بلورهای شکل‌دار اولیه یا بی‌شکل ثانویه، محصول دگرسانی کانی‌های مافیک در این سنگ‌ها حضور دارد.

آپاتیت اکثراً به صورت سوزنی درون کانی‌های دیگر جای گرفته است. در برخی از نمونه‌ها، دگرسانی هورنبلند سبز به کلریت و همچنین، دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت و کلسیت مشاهده می‌شود.

بحث

ویژگی‌های ژئوشیمیایی

قبل از بررسی تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه ابتدا به نامگذاری نمونه‌های مورد نظر اقدام و نمونه‌های مربوط به توده نفوذی در محدوده ترکیبی گرانیت و گرانودیوریت و دایک‌ها در محدوده دیوریت و گابرو قرار گرفته‌اند. گرانیت‌های توده نصرند بر اساس طبقه‌بندی Frost و همکاران (۲۰۰۱) در محدوده گرانیت‌های آهن‌دار قرار گرفته‌اند (شکل ۵). در نمودار تغییرات SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (Frost et al, 2001) همگی در محدوده گرانیت‌های نوع I و سنگ‌های کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرد (شکل ۶). اما سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی در مقایسه با دایک‌ها از میزان پتاسیم بالاتری برخوردار است. علاوه بر آن، این سنگ‌ها در نمودار نسبت‌های مولکولی $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (A/NK) در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ (A/CNK) که توسط Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) ارایه شده در محدوده مت‌آلومین تا کمی پرآلومین قرار گرفته است (شکل ۷).

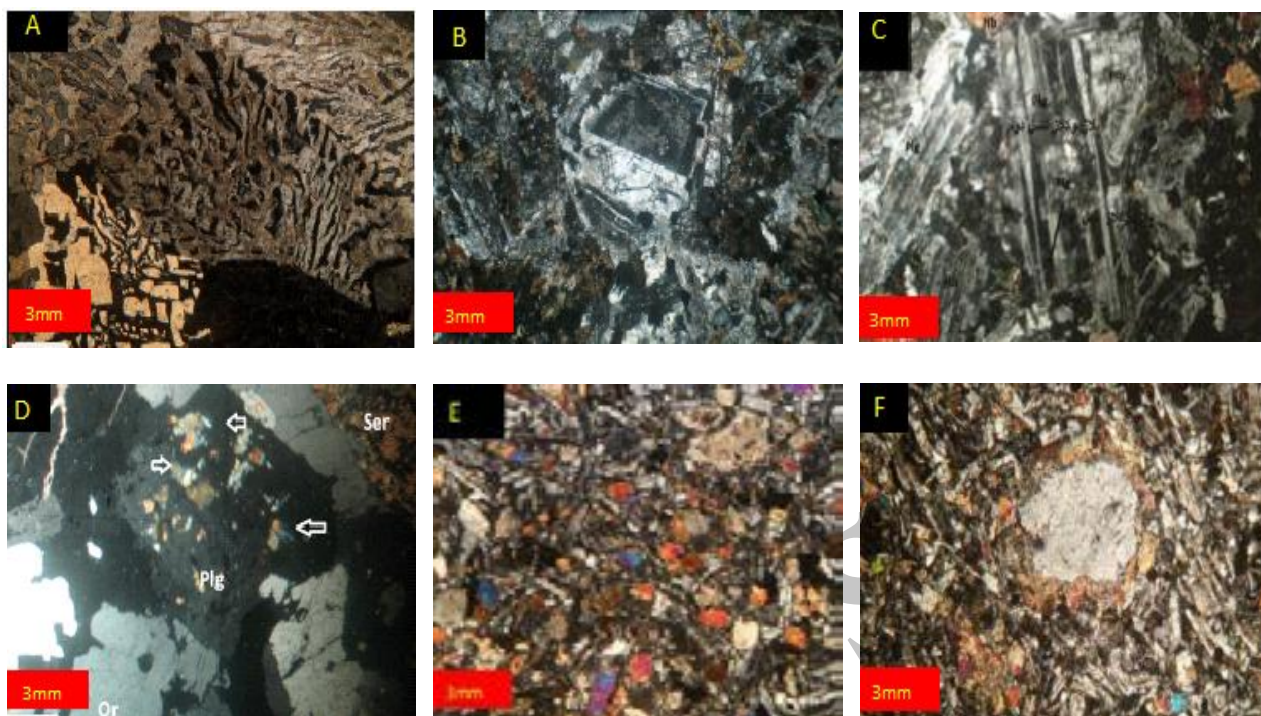
دیگر کانی‌های فرعی موجود در سنگ‌های نفوذی منطقه‌اند که به صورت ادخال در درون کانی‌های دیگر یافت می‌شود.

دایک‌های دلریتی

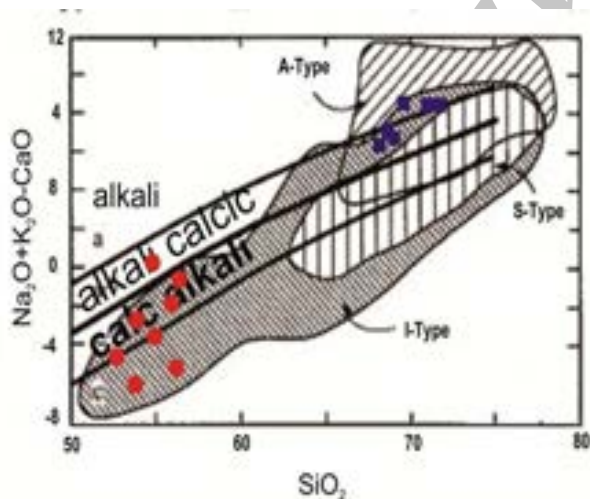
بافت غالب در دایک‌های منطقه بافت دلریتی است؛ اما در کنار آن بافت‌های پویی‌کلیتیک، افیتیک و ساب‌افیتیک نیز دیده می‌شود. کانی اصلی در این نمونه‌ها پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن و به مقدار کم حاوی بیوتیت، آپاتیت و اسفن نیز است. پیروکسن در حدود ۲۶ درصد، پلاژیوکلاز حدود ۴۲ درصد، هورنبلند سبز تا حدود ۲۲ درصد و کانی‌های فرعی شامل: اسفن، آپاتیت، بیوتیت حداکثر ۱۰ درصد دایک‌ها را تشکیل می‌دهد.

پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار از فراوانی قابل ملاحظه‌ای نسبت به کانی‌های دیگر برخوردار است و معمولاً دارای ماکل پلی‌سنتیک یا منطقه‌بندی‌اند.

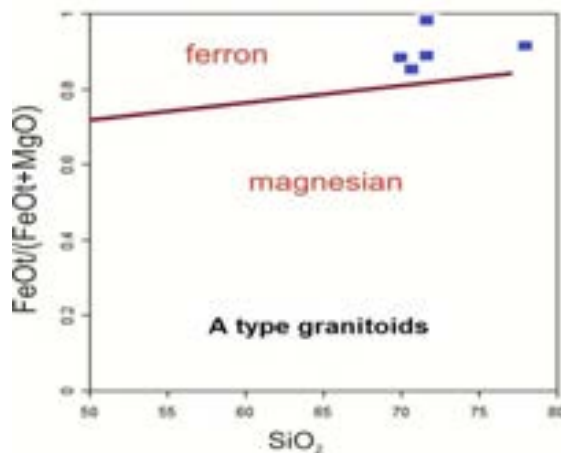
پیروکسن در این سنگ‌ها عموماً نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار است. در برخی موارد به صورت درشت‌دانه ظاهر شده و گاهی نیز به صورت ریزدانه در تماس با پلاژیوکلازها بافت اینترگرانولار ایجاد کرده‌اند (شکل ۴-E). در برخی نمونه‌ها بلورهای پیروکسن به صورت غلافی در اطراف زون کریست‌هایی از جنس کوارتز تشکیل شده‌اند (شکل ۴-F). ظهور زون کریست‌های کوارتز می‌تواند ناشی از هضم ناقص سنگ میزبان گرانیتی در داخل ماگمای مافیک سازنده دایک‌ها باشد. در اثر واکنش سیلیس موجود در کوارتز با آهن و منیزیم موجود در ماگمای مافیک، بلورهای پیروکسن در اطراف بلورهای گرد شده کوارتز تشکیل شده‌اند. آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند سبز و عمدتاً نیمه‌شکل‌دار است. ارتوکلاز و کوارتز معمولاً بی‌شکل و با حجم اندک در فضای بین کانی‌های



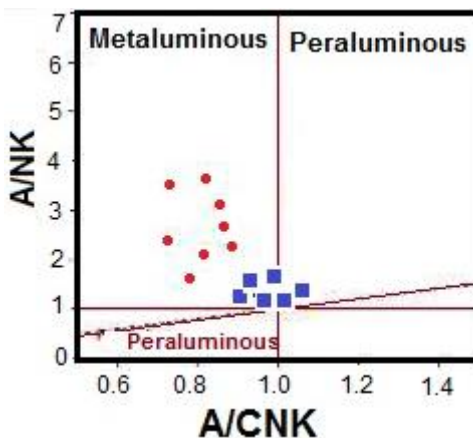
شکل ۴- A بافت گرانوفیری در گرانیته‌ها؛ B منطقه‌بندی ترکیبی در پلاژیوکلازها؛ C پلاژیوکلاز نسل اول به صورت ادخال در درون پلاژیوکلاز نسل دوم؛ D دگرسانی هسته پلاژیوکلاز به کلسیت و اپیدوت؛ E بافت اینترگرانولار در دلریت‌ها؛ F زونکریست کوارتز با غلاف کلینوپیروکسن. همه عکس‌ها در نور XPL تهیه شده‌اند.



شکل ۶- نمودار Na_2O+K_2O-CaO در برابر SiO_2 (Frost et al., 2001). قرار گیری نمونه‌ها در محدوده گرانیته‌های نوع I کالک‌آلکان و آلكالی‌کلسیک. علائم مشابه شکل ۳ است.



شکل ۵- موقعیت نمونه‌های گرانیته‌ی نصرند بر روی نمودار تفکیک گرانیته‌های Mg دار از انواع Fe دار (Frost et al., 2001).



شکل ۷- نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989). قرارگیری نمونه‌ها در محدوده متآلومین. علایم مشابه شکل ۳ است.

گرانیت و گرانودیوریت

در این نمونه‌ها روند تغییرات عناصر اصلی TiO_2 و FeO_t ، Al_2O_3 و CaO در برابر SiO_2 کاهشی است (شکل ۸) که روندی مطابق با فرآیند تفریق ماگمایی است. ظهور روندهای کم‌وبیش خطی اما همراه با پراکندگی در برخی عناصر مانند: Ca ، K_2O و Na_2O شاید ناشی از عملکرد فرآیند دگرسانی بوده است.

در بررسی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت، مشاهده می‌شود که نمونه‌های گرانیتی نصرند نظیر بسیاری از توده‌های نفوذی نوار ماگمایی ارومیه-دختر (Honarmand *et al.*, 2010)؛ (Torkain, 2011) از LILE و LREE غنی‌شدگی و از HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل ۹). غنی‌شدگی از LILE در کنار آنومالی منفی Ba ، Ti و P ، Nb می‌تواند ناشی از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای در کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش (Gou *et al.*, 2012؛ Kolb *et al.*, 2013) یا ذوب گوه گوشته‌ای غنی‌شده توسط سیالات متاسوماتیسم کننده باشد (Girardi *et al.*, 2012) همچنین، بالا بودن میزان Ba در نمونه‌ها انعکاسی از فراوانی زیاد Ba در پوسته قاره‌ای است (Rollinson, 1993). ناهنجاری مثبت در نمونه‌ها نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای یا

متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو است (Atherton and Ghani, 2002). وجود آنومالی منفی Eu در نمونه‌ها می‌تواند نشان‌دهنده تفریق پلاژیوکلازها از ماگمای گرانیتی یا باقی ماندن آنها در سنگ منشأ گرانیت‌ها باشد (Girardi *et al.*, 2012).

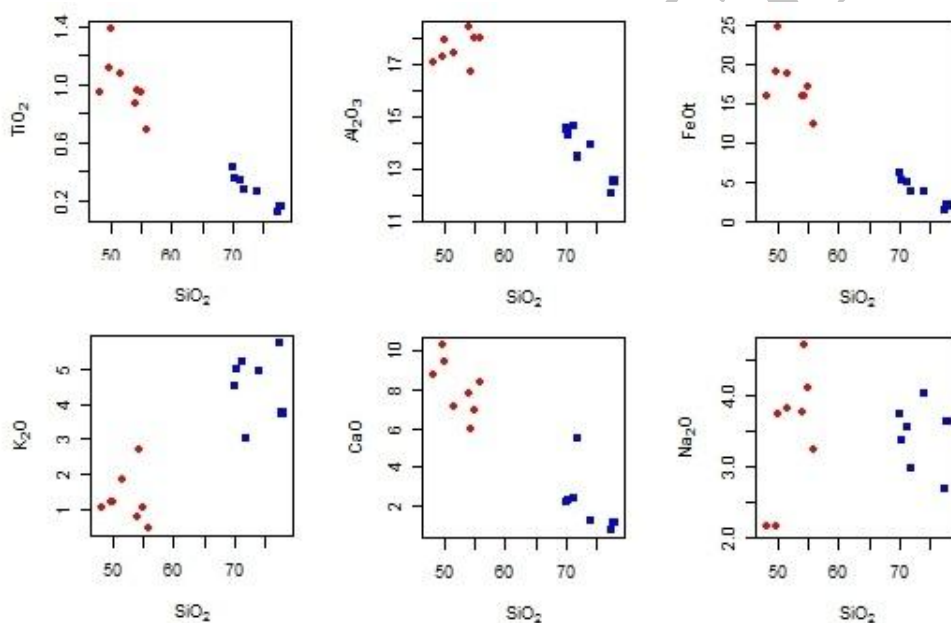
اگر چه تغییر میزان Eu علاوه بر تفریق پلاژیوکلاز توسط فوگاسیته اکسیژن هم کنترل می‌شود، اما با توجه به کاهش فراوانی پلاژیوکلاز در نمونه‌های پُر سیلیس‌تر، به نظر می‌رسد تفریق پلاژیوکلاز در نمونه‌های بررسی‌شده عامل کنترل کننده آنومالی Eu بوده است. تمرکز پایین HREE نسبت به LREE و الگوی سطح HREE نیز می‌تواند نشان‌دهنده فقدان گارنت در سنگ منشأ (Kampunzu *et al.*, 2003) یا بیانگر فاز برجای مانده آمفیبول طی ذوب بخشی پوسته زیرین باشد (Zhao *et al.*, 2007؛ Kolb *et al.*, 2013).

دایک‌های دلریتی

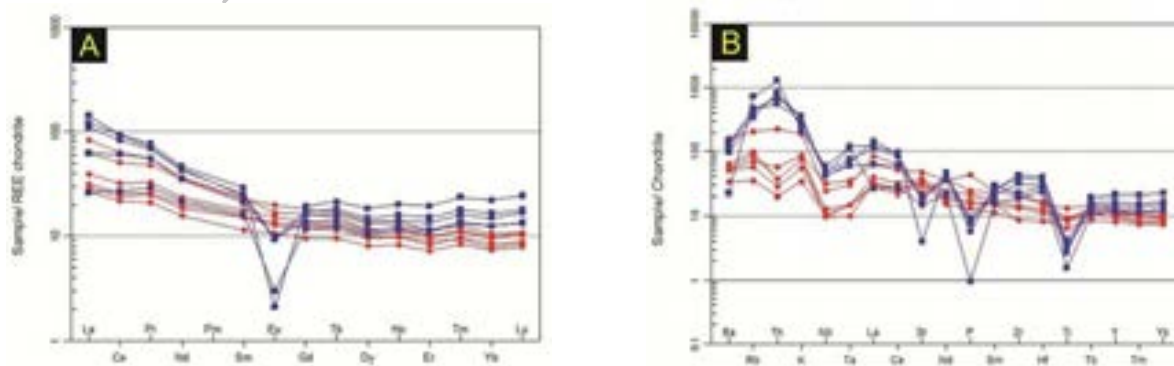
در این نمونه‌ها روند تغییرات عناصر اصلی CaO ، FeO و TiO_2 در برابر سیلیس، هماهنگ با روند تفریق ماگمایی، کاهشی اما روند تغییرات Al_2O_3 افزایشی است (شکل ۸). با توجه به این که نمونه‌های بررسی‌شده عمدتاً از دو کانی پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده‌اند و از بین

LILE غنی‌شدگی‌شدگی و از HREE و HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهد. با این تفاوت که در دایک‌ها هیچ گونه آنومالی منفی یا مثبت Eu دیده نمی‌شود. به طور کلی، ناهنجاری منفی Ti و Nb در دایک‌ها می‌تواند ناشی از مشارکت پوسته قاره‌ای در شکل‌گیری نمونه‌ها، ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش یا متاسوماتیسیم گوه‌گوشته‌ای در اثر ورود سیالات مشتق از لیتوسفر فرورونده باشد (Kuster and Etemadi, 2000; Harms, 1998; Chappell *et al.*, 2000; Leuthold *et al.*, 2013; *et al.*, 2012).

این دو کانی، Al_2O_3 بیشتر وارد ساختمان پلاژیوکلاز می‌شود تا پیروکسن، بنابراین، می‌توان روند صعودی Al_2O_3 در نمودار هارکر را به برتری تبلور پیروکسن در مراحل ابتدایی تبلور ماگما و بر عکس به برتری تبلور پلاژیوکلاز (Ebrahimiyan *et al.*, 2011) با افزایش تحول ماگما نسبت داد. در روند این نمودارها پراکنده‌گی‌هایی دیده می‌شود که می‌تواند به دلیل دگرسانی باشد. در بررسی نمودارهای عنکبوتی (شکل ۹) دایک‌های دلریتی نیز مانند گرانیت‌ها از LREE و



شکل ۸- روند تغییرات عناصر اصلی نمونه‌های گرانیتی و دایک‌های دلریتی در برابر سیلیس (Harker, 1909). علایم مشابه شکل ۳ است.



شکل ۹- (A) نمودار بهنجار شده عناصر نادر خاکی گرانیت‌ها و دایک‌ها نسبت به عناصر کمیاب در کندریت‌ها (Nakamura, 1974); (B) نمودار بهنجار شده عناصر کمیاب نمونه‌های گرانیتی و دلریتی نسبت به کندریت (Thompson, 1982). علایم مشابه شکل ۳ است.

جایگاه تکتونیکی

سیلیس (Chappell and White, 1992) نسبت مولار $(Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO) A/CNK$ کمتر از ۱/۱ و به عبارتی متالومین بودن بیشتر نمونه‌ها همگی دلالت بر نوع I بودن این توده گرانیتی دارد. همانطور که قبلاً بیان شد، این توده نفوذی در یک محیط تکتونیکی وابسته به فرورانش در حاشیه فعال قاره تشکیل شده است. بالا بودن نسبت $Th/Yb > 5$ در نمونه‌ها (۴/۳۴ تا ۱۲/۸۳) همراه با بالا بودن نسبت‌های La/Yb (۱۰ تا ۱۰۰) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این توده از نوع ماگمای فلسیک قوس قاره‌ای است (Condie, 1989). در مورد تشکیل ماگمای فلسیک قوس قاره‌ای ۲ الگو پیشنهاد شده است: الف) فرآیند تفریق بلوری همراه با آلودگی (Grove and AFC, 1986)؛ ب) ذوب پوسته زیرین بر اثر تزریق ماگمای بازالتی مشتق از گوشته که گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم می‌کند (Bullen and Clyne, 1990؛ Roberts and Clemens, 1993؛ Tepper, 1993؛ Nasr Esfahani and Shojaei, et al., 2012). با توجه به بالا بودن میزان پتاسیم و همچنین، کم بودن عدد منیزیمی نمونه‌ها (۶ تا ۲۵ $Mg\#$)، ماگمای سازنده آنها را نمی‌توان مذب گوشته‌ای اولیه در نظر گرفت (Karsli et al., 2012). این نوع ماگماها معمولاً در اثر ذوب بخشی پوسته زیرین توسط گرمای رسیده از ماگمای بازالتی در شرایط کوهزایی به وجود می‌آید (Roberts and Clemens 1993). در عین حال غنی‌شدگی از K, Rb, Th, U و تهی‌شدگی از Ba, Eu, Nb, Sr و Ti بیشتر با مذاب‌های به وجود آمده از ذوب پوسته زیرین سازگار است (Harris et al., 1986). بالا بودن نسبت Ba/La در سنگ‌های نصرند ($Ba/La > 15$) نیز می‌تواند نشانه مشارکت پوسته

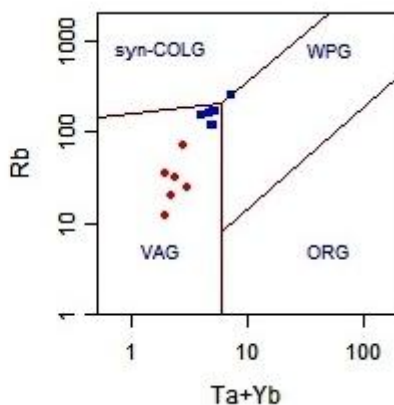
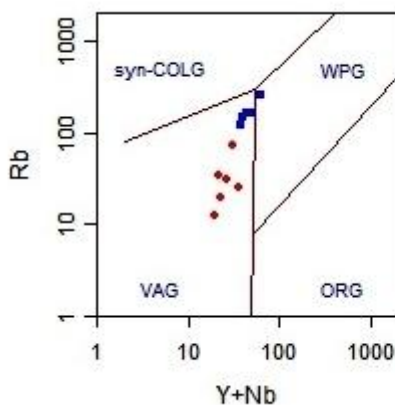
توده نفوذی نصرند بخش کوچکی از نوار ماگمایی ارومیه-دختر در غرب پهنه ایران مرکزی است. برای ارزیابی محیط تکتونیکی این توده از نمودارهایی که بر اساس فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک در برابر فرآیندهای دگرسانی و هوازگی طراحی شده‌اند (Pearce et al., 1984) استفاده شده است. همانطور که در شکل ۱۰ مشاهده می‌شود همه نمونه‌های بررسی شده در محدوده VAG یا گرانیت‌های قوس آتشفشانی قرار گرفته‌اند. محتوای بالای K_2O (۳/۰۴ تا ۵/۷۴) و کالک‌آلکان بودن سنگ‌های توده مؤید شکل‌گیری نمونه‌ها در یک محیط فرورانشی است (Fitton et al., 1988). در این گونه مناطق، سیالات مشتق از ورقه فرورونده که حاوی مقادیر زیادی LILE است (Leuthold et al., 2013؛ Ranjbar et al., 2012) به درون گوه گوشته‌ای منتقل و در اعماق زیاد موجب متاسوماتیسم گوشته می‌شود (Gill, 1981؛ Kushiro, 1990؛ Elliott et al., 1997؛ Pirmohammadi Alishah et al., 2012؛ Kolb et al., 2013). از این رو نسبت $Ba/Ta > 450$ یکی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگمای کمان قاره‌ای به شمار می‌رود (Mac Donald et al., 2001) که این میزان در نمونه‌های بررسی شده ۵۱۰ تا ۱۱۴۶ بوده است.

منشأ

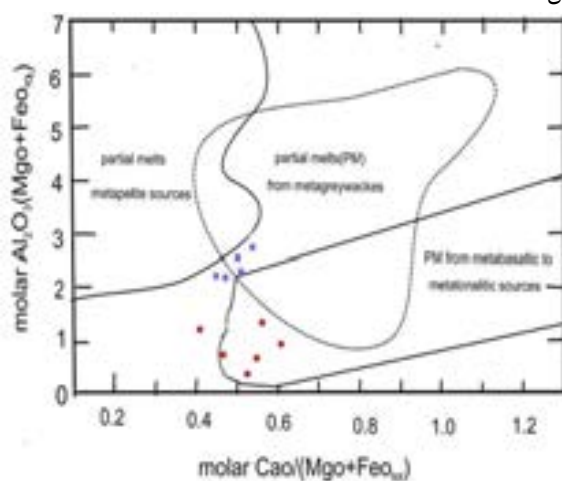
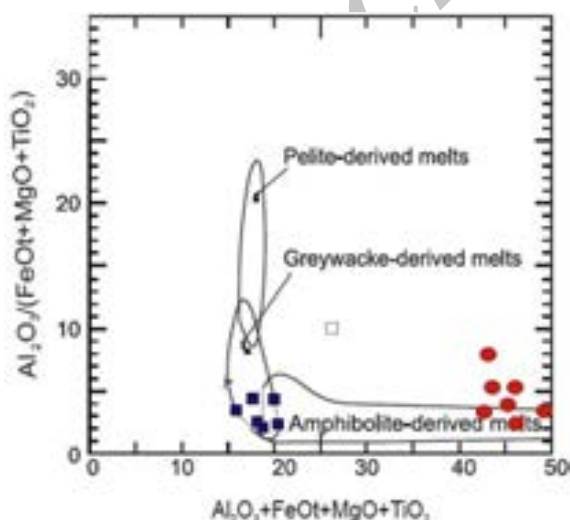
وجود شواهد صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی متعدد از قبیل همراهی سنگ‌های گرانیتی با سنگ‌های آتشفشانی، وجود کانی‌هایی همچون: هورنبلند، پیروکسن و بیوتیت در نمونه‌ها و در عین حال عدم وجود کانی‌های آلومینوسیلیکات و کانی‌های دگرگونی، روند نزولی P_2O_5 در برابر سیلیس و روند صعودی Th در برابر

فراوانی اکسیدهای اصلی، در قلمرو مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها (بازالتی) قرار می‌گیرد. گرایش گرانیته‌ها به منشأ گیری از گریوک‌ها و غنی بودن این سنگ‌ها از K_2O ، Na_2O و LILE نشان می‌دهد که مذاب‌های پوسته‌ای نقش مؤثری در تشکیل و تحول آنها داشته است. مافیک‌تر بودن دایک‌ها نیز با منشأ گیری آنها از یک منبع مافیک مانند متابازالت‌ها سازگار است.

در تشکیل سنگ‌های مورد نظر باشد (Hole *et al.*, 1984) بر اساس نتایج تحقیقات تجربی، ماگمای گرانیتوئیدی کالک‌آلکان پتاسیم بالا از نوع I می‌تواند از ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی مافیک تا حد واسط آبدار پوسته‌ای به وجود آید (Chappel and White, Harris *et al.*, 1986). همانطور که در شکل ۱۱ ملاحظه می‌شود گرانیته‌ها از ذوب بخشی متاگریوک‌ها ناشی شده‌اند و بر اساس شکل ۱۲، دایک‌ها از لحاظ



شکل ۱۰- نمودارهای $Rb/(Y+Nb)$ و $Rb/(Ta+Yb)$ برای تفکیک انواع گرانیته‌های پشته‌های میان اقیانوسی (ORG)، گرانیته‌های کمان آتشفشانی (VAG)، گرانیته‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیته‌های همزمان با برخورد (syn-COLG) (Pearce *et al.*, 1984). علایم مشابه شکل ۳ است.



شکل ۱۲- قرارگیری نمونه‌های توده نفوذی در محدوده ذوب گریوک‌ها و قرارگیری نمونه‌های دایک‌ها در محدوده ذوب آمفیبولیت‌ها (Patino Douce, 1999). علایم مشابه شکل ۳ است.

شکل ۱۱- نمودار نسبت مولار $CaO/(MgO+FeO)$ در برابر نسبت مولار $Al_2O_3/(MgO+FeO)$ (Wolf and Wyllie, 1994). نشان‌دهنده منشأ متاگریوک برای گرانیته‌ها. علایم مشابه شکل ۳ است.

نتیجه‌گیری

روی نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی بیانگر شکل‌گیری توده نفوذی مورد نظر در حاشیه فعال قاره است. غنی‌شدگی نمونه‌ها از K، Rb، Th و U همراه با آنومالی منفی در عناصر Sr، Nb، Eu، Ba و Ti و همچنین، موقعیت قرارگیری این نمونه‌ها در نمودار مولی $Al_2O_3+MgO+FeO+TiO_2$ در برابر $Al_2O_3/MgO+FeO+TiO_2$ ، به نظر می‌رسد دایک‌ها از یک منبع متابازالتی و توده نفوذی از یک منشأ فلسیک‌تر مشتق شده باشد.

سپاسگزاری

نگارندگان لازم می‌دانند از حوزه معاونت پژوهشی پردیس علوم دانشگاه تهران به خاطر تأمین بخشی از نیازهای مالی این پژوهش سپاسگزاری نمایند.

توده گرانیتوئیدی نصرند با ترکیب گرانیت و گرانودیوریت پس از ائوسن به درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه نفوذ کرده و توسط دایک‌های دیوریتی و گابرویی متعدد قطع شده است. سنگ‌های این توده دارای ماهیت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم‌بالا، مت‌آلومین تا جزیی پرآلومین است. ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نمونه‌ها از جمله: روند منفی P_2O_5 در برابر SiO_2 و روند مثبت Th در برابر SiO_2 بیانگر نوع I بودن گرانیت‌های توده نفوذی نصرند است. نمودارهای تغییرات عناصر نادر و نادر خاکی نرمالایز شده به کندریت و گوشته اولیه بیانگر غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HREE همراه با آنومالی منفی Nb و Ti است. نسبت Ba/Nb و موقعیت نمونه‌های نصرند

منابع

- Aghanabati, A. (2004) *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran Publication, Tehran (in Persian).
- Ahmadvand, A. (2009) *Geochemistry and petrology of the basic volcanic rocks from southwest Shahrab (Ardestan)*. MSc thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- Amoozad-Khalili, D. (2009) *Geochemistry and petrology of the intermediate-felsic volcanic rocks from southwest Shahrab (Ardestan)*. MSc thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- Atherton, M. P. and Ghani, A. A. (2002) Slab breakoff: a model for Caledonian, late granite syncollisional magmatism in the orthotectonic metamorphic zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos* 62(3): 65-85.
- Bahroodi, A. (1999) *Explanatory text of Shahrab*. Geological Quadrangle Map 1/100000, No. E15, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationship between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46(3): 605-646.
- Barker, D. S. (1983) *Igneous rocks*. Prentice-Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Bullen, T. D. and Clyne, M. (1990) Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center, California. *Journal of Geophysical Research* 95: 19671-19691.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-

174.

- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences* 83(1-2): 1-26.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., Williams, I. S., Wyborn, D. and Wy-born, L. A. (2000) Lachlan fold belt granites revisited: high- and low-temperature granites and their implications. *Australian Journal of Earth Sciences* 47: 123-138.
- Chen, B., Jahn, B. M., Wilde, S. and Xu, B. (2000) Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: petrogenesis and tectonic implications. *Tectonophysics* 328: 157-182.
- Clarke, D. B. (1992) *Granitoid rocks*. Chapman and Hall, London.
- Condie, K. C. (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos* 23: 1-18.
- Ebrahimiyan, Z., Torabi, G., Ahmadian, J. and Baharzadeh, H. (2011) Petrology of Mesr granitoid complex (NE of Isfahan province). *Petrology* 2 (6): 1-16 (in Persian).
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. and Bourdon, B. (1997) Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research* 102: 14991-15019.
- 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, Special Lithosphere Issue (Lherzloite Volume)*: 331-349.
- Etemadi, B., Taghipour, B., Ghobadi, A., Eslami, A. and Salimi Darani, M. (2012) Petrography and tectonic setting investigation of Tertiary igneous rocks in the Nodoushan area (SW of Sadough, Yazd province). *Petrology* 3(10): 13-26 (in Persian).
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. G. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology* 42: 2033-2048.
- Ghafari, M. and Sadeghianm, M. (2010) Zafarghand granitoid petrogenesis (South east Ardestan). *Petrology* 2(6): 47-70 (in Persian).
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin.
- Girardi, J. D., Patchett, P. J., Ducea, M. N., Gehrels, G. E., Cecil, M. R., Rusmore, M. E., Woodsworth, G. J., Pearson, D. M., Manthei, C. and Wetmore, P. (2012) Elemental and isotopic evidence for granitoid genesis from deep-seated sources in the Coast mountains batholith, British Columbia. *Journal of Petrology* 53:1505-1536.
- Gou, L. Zhang, L., Tao, R. and Du, J. (2012) A geochemical study of syn-subduction and post-collisional granitoids at Muzhaerte River in the Southwest Tianshan UHP belt, NW China. *Lithos* 136-139: 201-224.
- Grove, T. L. and Donnelly-Nolan, J. M. (1986) The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake volcano, California: Implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92: 281-302.
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methven, London.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) *Geochemical characteristics of*

- collision-zone magmatism. In: Collision tectonics (Eds. Coward, M. P. and Ries, A. C.) Special Publication 19: 67-81. Geological Society, London.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F. and Tarney, J. (1984) Subduction of pelagic sediments: implication for the origin of Ceanomalous basalts from Alexander Islands. *Journal of Geological Society of London* 141: 453-472.
- Holton, T., Jamtveit, B. and Meakin, P. (2000) Noise and oscillatory zoning of minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 1893-1904.
- Honarmand, M., Moayyed, M., Jahangiri, A., Ahmadian, J. and Bahadoran, N. (2010) The study of geochemical characteristics of Natanz plutonic complex, North of Isfahan. *Petrology* 1(3): 65-88 (in Persian).
- Jafari khalatbari, M. (1992) Tertiary plutonism in Ardestan area. MSc thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (inpersian).
- 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* 71(2-4): 431-460.
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, A., Aydin, F., Chen, B., Kandemir, R. and Wijbrans, J. (2012) Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harsit pluton, Eastern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160: 467-487.
- Kolb, M., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Heinrich, C. A., Fowler, S. J. and Cvetković, V. (2013) Adakite-like and normal arc magmas: distinct fractionation paths in the east Serbian segment of the Balkan–Carpathian arc. *Journal of Petrology* 54: 421-451.
- Kushiro, I. (1990) Partial melting of mantle wedge and evolution of island arc crust. *Journal of Geophysical Research* 95: 15929-15939.
- 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* 45: 177-195.
- Leuthold, J., Müntener, O., Baumgartner, L. P., Putlitz, B. and Chiaradia, M. (2013) A detailed geochemical study of a shallow arc-related laccolith, the Torres del Paine mafic complex (Patagonia). *Journal of Petrology* 54: 273-303.
- Liu, S. F., Heller, P. L. and Zhang, G. W. (2003) Mesozoic basin development and tectonic evolution of the Dabieshan orogenic belt, central China. *Tectonics* 22(4): 1038-1050.
- Mac Donald, L. A., Barr, S. M., White, C. E. and Ketchum, J. W. F. (2001) Petrology, age and tectonic setting of the White rock formation, Meguma terrane, Nova Scotia: evidence for Silurian continental rifting. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39: 1-19.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Miller, CF. and Bradfish, LJ. (1980) An inner Cordilleran belt of muscovite-bearing plutons. *Geology* 8: 412-416.
- Mohajel, M. (2005) Geometry and kinematics of the Qom-Zefreh fault system and its significance in transpression tectonics. *Geosciences* 56: 72-83 (in Persian).
- Mohamadi, S. (1995) Evaluation of the Tertiary volcanism in Ardestan (Central Iran). MSc

- thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Nasr Esfahani, A. and Shojaei, B. (2012) Petrology and genesis of Vash granitoid NW Natanz (Isfahan). *Petrology* 2(8): 99-114 (in Persian).
- Patino 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* (Eds. Castro, A., Fernandez, C. and Vigneresse, J. E.) special publication 158: 55-75. Geological Society, London.
- Pearce, J. A., Harris, B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology* 25: 956-983.
- Pirmohammadi Alishah, F., Ameri, A., Jahangiri, A., Mojtahedi, M. and Keskin, M. (2012) Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the South of Tabriz (Sahand volcano). *Petrology* 3(9): 37-56 (in Persian).
- Ranjbar, S., Kalimi Noghreyan, M. and Mackizadeh, M. (2012) Skarn mineralization in north part of Kal-e Kafi and its relation with Kal-e Kafi intrusive body. *Petrology* 3(9): 107-126 (in Persian).
- Roberts, M. P. and Clemens, J. D. (1993) Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology* 21: 825-828.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.* Longman scientific and technical, London.
- Streckeisen, A. (1974) Classification and nomenclature of plutonic rocks: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau Internationale Zeitschrift für Geologie* 63: 773-785.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 333-351.
- Thompson, R. N. (1982) Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.
- Torkain, A. (2011) Typology and tectonic setting of the Qorveh granitoid (Kurdistan province, western Iran). *Petrology* 2(5): 49-66 (in Persian).
- Wolf, M. B. and Wyllie, J. P. (1994) Dehydration-melting of amphibolite at 10 Kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115: 369-383.
- Yang, J. H., Wu, F. Y., Chung, S. L., Wilde, S. A. and Chu, M. F. (2006) A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos* 89: 89-106.
- Yeganehfar, H. (2007) *Geochemistry and petrology of south Ardestan volcanic rocks.* MSc thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- 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.

Origin and tectonic setting of granitic rocks and dolerite dikes in the Nasrand pluton, southeast of Ardestan

Ali Kananian ^{1*}, Zahra Hamzei ¹, Fatemeh Sarjoughian ² and Jamshid Ahmadian ³

¹ School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

² Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

³ Department of Geology, Payame Noor University, 19395-3697 Tehran, I. R. of Iran

Abstract

The Nasrand pluton of Oligo-Miocene age, which is located approximately 40 km south-east of Ardestan, intruded into the Eocene volcanic rocks of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt. This pluton consists mainly of granite and granodiorite. The Nasrand plutonic rocks are metaluminous, weakly peraluminous, with mineralogical and geochemical characteristics of I-type, calc-alkaline to K bearing calc-alkaline granite. The granitic rocks as well as their host volcanic rocks have been crosscut by a series of NE-SW trending diabasic dikes. The plutonic rocks are characterized by enrichment of LREE and LILE, depletion of HREE and HFSE, the negative anomalies of Ti, Nb interpreted to reflect the emplacement of the granitic rocks as well as the diabasic dikes in an active continental margin. The positive anomalies of Rb, K, Th, U and the negative anomalies of Nb, Ti, Eu, Ba, Sr associated with high Ba/Nb (46-139) and Ba/La (17-77) ratios suggest that fusion of continental crust has played an important role in the genesis of the Nasrand granitic rocks and diabasic dikes.

Key words: Dolerite dikes, I type granite, Active continental margin, Ardestan, Urumieh-Dokhtar magmatic zone