

پتروولوژی رگه‌های گرانیتی منطقه تکیه بالا (شمال شرق سنقر) شواهدی از گرانیتوئیدهای نوع A2

فرهاد آلیانی*، محمد معانی جو و میرمحمد میری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

چکیده

فعالیت‌های ماگمایی در طی مزوزوئیک و سنوزوئیک موجب جایگیری توده‌های نفوذی بازیک، حدواسط و اسیدی متعددی در بخش شمالی پهنه سنندج- سیرجان شده‌اند. بیشتر این توده‌ها دارای ارتباط ژنتیکی با یکدیگر هستند اما برخی از آن‌ها به‌وسیله فرآیندهای ماگمایی خاصی شکل گرفته و از لحاظ ژئوشیمیایی متفاوت هستند. در منطقه تکیه بالا (شمال شرق سنقر) رگه‌هایی از جنس گرانیت وجود دارند که درون سنگ‌هایی با ترکیب دیوریت نفوذ کرده و از لحاظ ژئوشیمیایی کاملاً متفاوت از دیوریت میزبان هستند. این رگه‌های گرانیتی آلکالی بوده و به سری ماگمایی شوشونیتی تعلق دارند. همچنین دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نوع A مانند طبیعت مت‌آلومین (A/CNK=۰/۹۹-۰/۹۶)، محتوای بالای HFSE (۴۱۲-۱۹۲ ppm) Zr (۲۳۰-۴۲۰ ppm)، FeOt/(FeOt+MgO) (میانگین ۰/۸۹) و K₂O (۴/۸-۶/۲ درصد وزنی) هستند. با توجه به غنی‌شدگی نسبی این نمونه‌ها در عناصر K، Rb، Cs و Th در مقایسه با Nb و Ti، که شاخص سنگ‌های مناطق حاشیه‌ی قاره‌ای است و همچنین رژیم زمین‌ساختی پس از کوهزایی آن‌ها، می‌توان این گرانیت را جزو گرانیتوئیدهای A2 طبقه‌بندی کرد.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئیدهای نوع A2، سنگ‌های حاشیه فعال قاره‌ای، پهنه سنندج- سیرجان، شمال شرق سنقر

مقدمه

(Mansouri-Esfahani et al., 2010). جایگاه

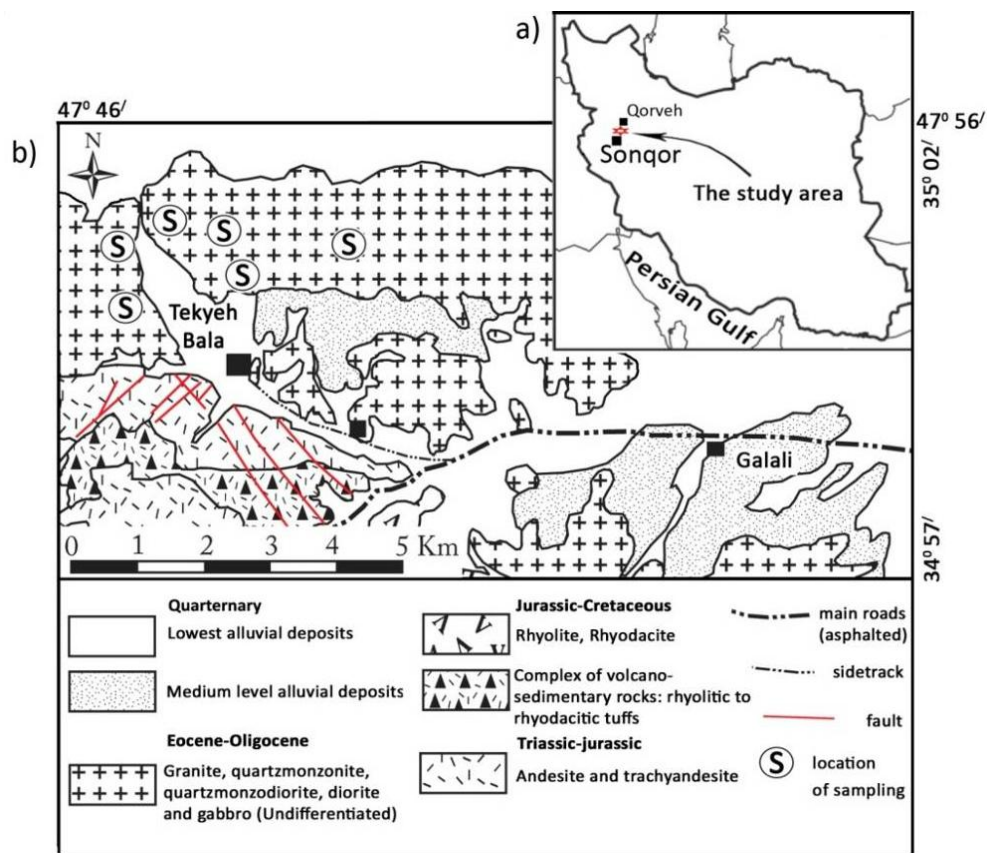
زمین‌ساختی فرورانشی این گرانیت‌ها حضور آن‌ها را در پهنه سنندج- سیرجان محتمل می‌سازد.

منطقه تکیه بالا در مرز بین استان‌های کردستان و کرمانشاه، نزدیک شهرستان سنقر و در طول‌های جغرافیایی ۴۷°۴۸' و ۴۷°۵۲' شرقی و عرض‌های

گرانیتوئیدهای نوع A2 توسط Eby (۱۹۹۲) به‌عنوان گونه‌ای از گرانیت‌های نوع A که در ارتباط با فرورانش هستند مطرح شده و از لحاظ ژئوشیمیایی از دیگر گرانیت‌ها تفکیک شدند و پس از آن توسط محققان بسیاری بررسی شدند (مانند Bonin, 2007;

مشترک توده‌های آذرین نفوذی بخش شمالی سنندج- سیرجان، حضور توده‌های فلسیک در کنار بخش‌های مافیک است (Sepahi, 2008). در منطقه مورد مطالعه مجموعه نسبتاً غیرقابل تفکیکی از سنگ‌های درونی، که به‌طور کلی از دیوریت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت، کوارتزمونزودیوریت و مقادیر نسبتاً کمی گابرو تشکیل شده است (میری، ۱۳۹۰)، برونزد دارند که رگه‌هایی از جنس گرانیت در درون بخش دیوریتی آن نفوذ کرده‌اند (شکل ۲).

جغرافیایی $34^{\circ}54'$ و $35^{\circ}02'$ شمالی قرار دارد که در شمال نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ سنقر (اشراقی و همکاران، ۱۳۷۵) قرار می‌گیرد (شکل ۱). این منطقه بر اساس تقسیم‌بندی زون‌های ساختمانی ایران (Stocklin, 1968) جزو بخش شمالی پهنه سنندج- سیرجان است. به عقیده درویش‌زاده (۱۳۸۳)، بخش شمالی پهنه سنندج- سیرجان فازهای مهم کوه‌زایی سیمین و کرتاسه پایانی را تحمل کرده و در آن توده‌های نفوذی متعددی به‌وجود آمده است. وجه



شکل ۱- (a) موقعیت منطقه تکیه بالا نسبت به شهرستان‌های سنقر و قروه در غرب ایران، (b) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با تغییرات از اشراقی و همکاران (۱۳۷۵)

تا حدی مشابه با گرانیتوئیدهای نوع A2 می‌سازد. البته این نکته حائز اهمیت است که سنگ‌های درونی موجود در مناطق مجاور منطقه مورد مطالعه، خصوصاً بخش جنوبی قروه توسط محققان بسیاری بررسی شده است (مانند ترکیان، ۱۳۸۹؛ گردیده و

میری (۱۳۹۰)، عقیده دارد که کوارتزمونزونیت و کوارتزمونزودیوریت موجود در منطقه حاصل از اختلاط بین مذاب گرانیتی و مذاب دیوریتی هستند. رگه‌های گرانیتی مزبور دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی هستند که آن‌ها را از سایر سنگ‌های درونی منطقه متمایز کرده و

ضخامت متغیری بین ۱ تا ۱۰۰ سانتی‌متر هستند و مرز آن‌ها با دیوریت میزبان بدون حاشیه واکنشی و مشخص است.

روابط سنی بین سنگ‌های این مجموعه مشخص نیست اما با توجه به نفوذ رگه‌های گرانیتی در درون بخش دیوریتی، این نکته کاملاً مشخص است که گرانیت در این منطقه از سنگ‌های مافیک‌تر جوانتر است و احتمالاً حاصل از یک دوره ماگماتیسم جداگانه است. این منطقه مانند سایر مناطق واقع در پهنه سندنج- سیرجان دارای تکتونیک فعال بوده و گسل‌ها و درزه‌های متعددی با روند عمومی شمال‌غرب- جنوب‌شرق که منطبق با روند پهنه است در آن ایجاد شده است. عملکرد این گسل‌ها موجب ایجاد درز و شکاف‌های فراوان و نیز خردشدگی در سنگ‌های منطقه از جمله واحد دیوریتی شده که رگه‌های گرانیتی نیز در این درز و شکاف‌ها تزریق شده‌اند. این موضوع بیانگر این است که نفوذ رگه‌ها پس از وقوع گسلش بوده است.

همکاران، ۱۳۸۹) اما به رگه‌های گرانیت منطقه تکیه بالا به‌طور اختصاصی پرداخته نشده است. در این نوشتار به‌منظور بررسی پترولوژی رگه‌های گرانیت با سنگ میزبان‌شان، ارتباط آن‌ها بررسی و سعی شده است که با تطبیق داده‌های پیشین با نتایج حاصل از این پژوهش، پترولوژی این رگه‌ها با دیدگاه بهتری ارائه شود.

زمین‌شناسی منطقه (نتایج بررسی‌های صحرایی و ارتباط واحدهای سنگی)

منطقه تکیه بالا در شمال شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سنقر (شکل ۱) قرار می‌گیرد. اشراقی و همکاران (۱۳۷۵) عقیده دارند که مجموعه سنگ‌های درونی در منطقه مورد مطالعه به مرز ائوسن- الیگوسن تعلق دارد (شکل ۱). واحد دیوریتی در این مجموعه به‌شکل دایک‌هایی با روند شرقی- غربی با شیب به سمت شمال است که رگه‌هایی از جنس گرانیت در آن‌ها نفوذ کرده‌اند. این رگه‌ها دارای شکل نامنظم و



شکل ۲- رگه‌های گرانیت (رنگ روشن) تزریق شده در سنگ‌های دیوریتی (رنگ تیره)

صیقلی انتخاب شد که از میان آن‌ها تعداد ۸ نمونه گرانیت و ۳ نمونه دیوریت جهت انجام آنالیز سنگ کل انتخاب شدند (جدول ۱). فراوانی عناصر اصلی از طریق روش طیف‌سنجی نشر اتمی پلاسمای جفتی‌ده القایی (ICP-AES) و عناصر فرعی از

روش انجام پژوهش

حدود ۵۰ نمونه از رگه‌های گرانیت و همچنین دیوریت میزبان در طی عملیات صحرایی برداشت شد. در حدود ۳۵ نمونه از این سنگ‌ها (مرتبط به اهداف پژوهش)، جهت تهیه مقاطع نازک و نازک-

آن در تعادل باشند. سریسیت و به میزان بسیار کم کلریت، سایر کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند که به ترتیب از دگرسانی ارتوکلاز و هورنبلند حاصل شده‌اند. بافت‌های غالب این نمونه‌ها گرانولار و گرانوفیری (۳- a) هستند. بلورهای ارتوکلاز و کوارتز گاهی دارای میان‌بارهای آپاتیت و زیرکن هستند (شکل ۳- c).

دیوریت

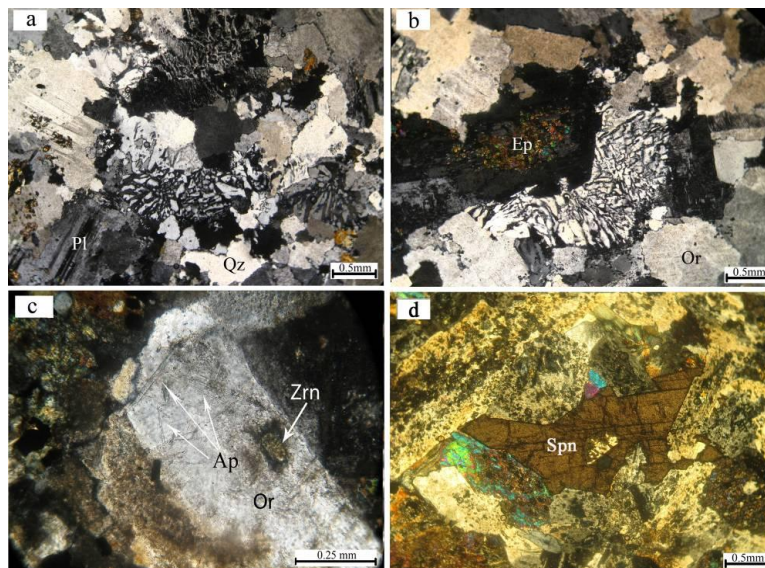
در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا سبز، مزوکرات تا ملانوکرات و متوسط دانه است. کانی‌های اصلی این سنگ پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۶۰ درصد)، ارتوکلاز (صفر تا ۵ درصد)، هورنبلند (۲۰ تا ۲۵ درصد) و بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد) هستند. اسفن و مگنتیت کانی‌های فرعی هستند و اپیدوت و کلریت کانی‌های ثانویه را تشکیل می‌دهند. گرانولار و اینترگرانولار بافت‌های رایج در این سنگ هستند. پلاژیوکلاز در این نمونه‌ها تا حد زیادی اپیدوتی‌شده و هورنبلند و بیوتیت کلریتی‌شده هستند.

طریق روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفتیده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه شرکت SGS در شهر تورنتو کشور کانادا تعیین شد. داده‌های به‌دست آمده توسط نرم‌افزارهای Excel و GCDkit تجزیه و تحلیل شد.

پتروگرافی

گرانیت

این سنگ در نمونه دستی به‌رنگ صورتی کم‌رنگ تا شیری و دانه متوسط بوده و لوکوکرات است. کانی‌های اصلی شامل کوارتز (۳۵ تا ۴۰ درصد)، ارتوکلاز (۲۰ تا ۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۰ تا ۱۵ درصد) و هورنبلند و بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد) است. اسفن، زیرکن، آپاتیت و مگنتیت کانی‌های فرعی هستند. پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی شیمیایی بوده و در مرکز که غنی از Ca است اپیدوت تشکیل شده است (شکل ۳- b). شهبازی و همکاران (۱۳۸۶) عقیده دارند که تنها پلاژیوکلازهای با ترکیب حداکثر An_{40} (آندزین تا الیگوکلاز) می‌توانند تبدیل به اپیدوت شوند و با

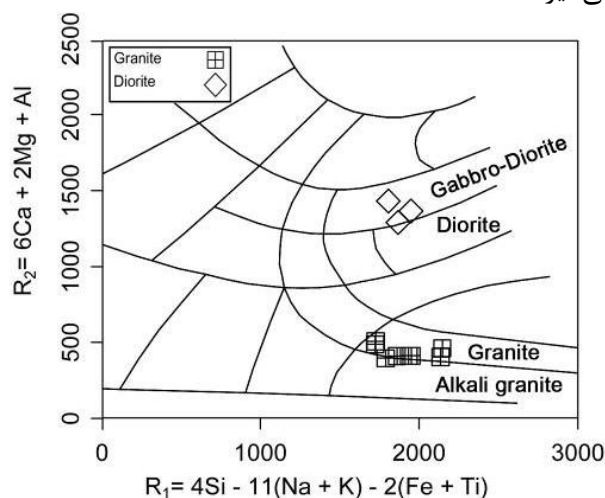


شکل ۳- a) و b) بافت گرانوفیری در گرانیت، c) میان‌بارهای زیرکن و آپاتیت در کانی ارتوکلاز در نمونه‌های گرانیت، d) کانی اسفن در نمونه‌های گرانیت (نور XPL). علائم اختصاری: اپیدوت (Ep)، پلاژیوکلاز (Pl)، ارتوکلاز (Or)، کوارتز (Qz)، آپاتیت (Ap)، زیرکن (Zrn) و اسفن (Spn)؛ نام اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) اقتباس شده است.

ژئوشیمی

رده‌بندی ژئوشیمیایی

نمودار R1-R2 از De La Roche و همکاران (۱۹۸۰) به منظور رده‌بندی ژئوشیمیایی نمونه‌ها استفاده شد (شکل ۴). همان‌طور که در شکل ۴ مشخص است، نمونه‌ها تا حد زیادی در محدوده‌های سازگار با بررسی‌های پتروگرافی قرار می‌گیرند.



شکل ۴- رده‌بندی ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه De La Roche *et al.*, 1980

شوشونیتی و نمونه‌های دیوریت متعلق به سری کالک‌آلکان پتاسیم پایین هستند (شکل ۵- b). این اختلاف در سری‌های ماگمایی از میزان متفاوت $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ این نمونه‌ها نیز مشخص است (میانگین $9/3$ برای گرانیت و $4/9$ برای دیوریت). همچنین، در نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (شاخص MAlI در مقابل SiO_2 (Frost *et al.*, 2001)، نمونه‌های گرانیت در محدوده آلکالیک و نمونه‌های دیوریت در محدوده کالک‌آلکالیک قرار می‌گیرند (شکل ۵- c). نمونه‌های گرانیت در نمودار $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 (Frost and Frost, 2008) در محدوده آهن (ferroan) قرار گرفته و نمونه‌های دیوریت تقریباً در مرز بین محدوده‌های منیزیم (magnesian) و آهن ترسیم می‌شوند (شکل ۵- d). محتوای نسبتاً بالای TiO_2 در این نمونه‌ها را می‌توان با حضور اسفن به عنوان کانی فرعی توضیح داد.

عناصر فرعی

میزان عناصر فرعی نمونه‌ها در جدول ۱ ارائه شده و نمودار عنکبوتی عناصر فرعی (چند عنصری) آن‌ها که توسط مقادیر گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) به‌هنگار شده‌اند در شکل ۶ نشان داده شده است.

همان‌طور که در این شکل مشخص است، نمونه‌های گرانیتی دارای ناهنجاری مثبت Rb، U، K، Th و Zr و ناهنجاری منفی Ba، Nb، Sr، P و Ti نسبت به گوشته اولیه هستند که شاخص مناطق فرورانش بوده و نشان دهنده حضور متشکله‌های پوسته‌ای در تشکیل این سنگ‌ها هستند (Wilson, 1989). نمونه‌های دیوریت نیز ناهنجاری‌هایی مشابه با گرانیت نشان می‌دهند اما به‌طور کلی دارای ناهنجاری‌های خفیف‌تری هستند.

عناصر اصلی

نتایج حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. محتوای سیلیس برای نمونه‌های گرانیت $67-70\%$ و برای نمونه‌های دیوریت $54-56\%$ است.

نسبت A/CNK در نمونه‌های گرانیت در حدود $0/99-0/96$ و در دیوریت برابر $0/6-0/76$ است، بنابراین هر دو آن‌ها جزو سنگ‌های مت‌آلومین هستند (Debon and Lemmet, 1999). همچنین، در نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Shand, 1947) همه نمونه‌ها در محدوده‌ی مت‌آلومین ترسیم می‌شوند (شکل ۵- a). طبق نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerilo and Taylor, 1976) نمونه‌های گرانیت متعلق به سری ماگمایی

جدول ۱- محتوای شیمیایی نمونه‌های گرانیت و دیوریت

Sample	Granite								Diorite		
	TB04	TB15	TB18	TB47	TB74	TB77	TB80	TB27	TB09	TB24	TB26
(wt%)											
SiO ₂	67.5	70.8	68	69.5	69.3	69	67.6	66.9	54.6	56.8	55.4
Al ₂ O ₃	13.6	13.5	13.9	15	13.8	13.8	14.8	15.1	15.4	16.2	16.7
CaO	1.19	1.13	0.99	1.3	1.15	1.13	1.55	1.69	8.77	7.48	7.79
Cr ₂ O ₃	0.07	0.05	0.05	0.05	0.04	0.07	0.06	0.04	0.02	0.03	0.02
FeO ^t	2.67	2.46	2.56	2.88	2.08	2.5	3	3.1	7.81	7.72	8.15
K ₂ O	5.48	4.81	5.03	5.09	6.05	5.54	6.21	5.67	1.92	1.8	1.86
MgO	0.25	0.3	0.29	0.52	0.3	0.34	0.56	0.54	3.35	3.4	4.04
MnO	0.03	0.03	0.03	0.1	0.03	0.04	0.05	0.04	0.08	0.15	0.14
Na ₂ O	3.6	3.9	4.2	3.4	3.4	3.6	3.5	3.7	4.3	3.5	2.8
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.05	0.09	0.03	0.04	0.06	0.1	0.49	0.27	0.25
TiO ₂	0.35	0.34	0.34	0.51	0.28	0.31	0.42	0.53	3.19	1.45	1.33
LOI	0.6	0.49	0.52	0.3	0.73	0.81	0.71	0.74	1.14	1.36	1.24
Sum	97.8	98.5	98.9	99.1	98.2	98.3	99.2	97.6	98.7	99.5	98.9
(ppm)											
Ba	610	490	540	210	580	600	690	630	240	330	270
Nb	20	10	20	20	20	20	20	20	40	10	20
Sr	120	80	80	90	120	110	120	160	360	270	310
Y	30	30	20	30	10	20	30	20	80	30	30
Zn	9	31	19	13	12	29	26	24	21	45	52
Zr	370	350	370	420	230	280	380	410	197	190	174
Ce	28.9	63.7	76.6	85.9	35.5	92.8	27.6	27.2	93.3	50.3	54.9
Co	2.7	2.3	2.7	1.4	1.7	3	3.4	4	8.3	14.1	22.6
Cs	0.5	0.8	0.7	0.1	0.7	0.6	1.1	1	0.1	0.7	1.8
Cu	15	20	22	16	9	19	11	38	57	45	40
Dy	5.03	4.17	4.28	6.25	2.49	4.35	4.9	3.23	16.5	5.59	5.02
Er	3.14	2.69	2.74	4.04	1.7	2.92	3.2	2.21	8.76	3.24	2.88
Eu	0.57	0.79	1.01	0.98	0.67	0.65	0.84	1.06	2.4	1.52	1.43
Ga	19	17	20	19	16	18	17	20	21	22	21
Gd	4.22	3.9	4.31	5.85	2.13	4.26	4.16	2.74	17.4	5.33	5.022
Hf	9	8	10	11	7	8	10	10	5	5	4
Ho	0.98	0.87	0.9	1.34	0.55	0.91	1.04	0.67	3.07	1.07	0.98
La	14	32.2	41.6	44.4	24.2	55.4	13.4	14.6	43.1	26	29.1
Lu	0.54	0.54	0.44	0.64	0.31	0.5	0.52	0.39	1.02	0.43	0.51
Nb	27	27	20	27	18	24	25	23	28	16	15
Nd	15.1	15.1	24.9	31.6	11.1	28.8	14.5	11.3	24.4	22.9	22.6
Pr	3.46	3.46	7.16	9.15	3.3	8.82	3.58	7	12.8	5.42	5.76
Rb	93.4	88.2	143	106	108	96.5	121	129	58.6	58.8	79.9
Sm	3.8	3.8	4.5	6.3	2.1	4.7	3.7	2.5	17.4	5	4.8
Sn	9	6	5	2	<1	<1	<1	5	8	6	6
Ta	1.8	1.5	1.7	1.7	1.5	1.3	1.8	2.3	0.46	0.7	0.7
Tb	0.71	0.71	0.67	1.03	0.39	0.7	0.76	0.44	2.64	0.88	0.78
Th	23.8	28.8	32.1	22.4	27.3	24.7	25.1	24.5	9.1	5.7	6.5
Tm	0.48	0.48	0.43	0.61	0.28	0.45	0.52	0.34	1.22	0.46	0.41
U	5.83	5.83	6.11	4.93	4.36	5.96	6.33	6.1	2.33	1.98	1.9
V	20	20	39	30	21	15	31	46	202	272	227
Y	29.1	29.1	24.2	33.2	14.5	23.7	25.5	19.9	26.1	28.2	25.9
Yb	4.42	3.6	3.42	4.36	2.37	3.2	3.5	1.76	3.46	2.70	3.15
ΣREE	83.5	144.6	172.6	202.9	86.7	207.2	82.2	72.1	131.7	136.7	187.6
ΣLILE	945.5	821.9	857.4	409.7	937.1	924.7	1063.9	1050.3	697.7	701.1	534.2
ΣHFSE	196.4	292.0	351.5	390	199.0	412.7	182.4	198.9	193.4	206.32	240.2
Eu/Eu*	0.44	0.61	0.70	0.50	0.77	0.45	0.66	0.73	1.02	0.92	0.93

به‌طور کلی افزون از مقادیر دیوریت است (ppm)

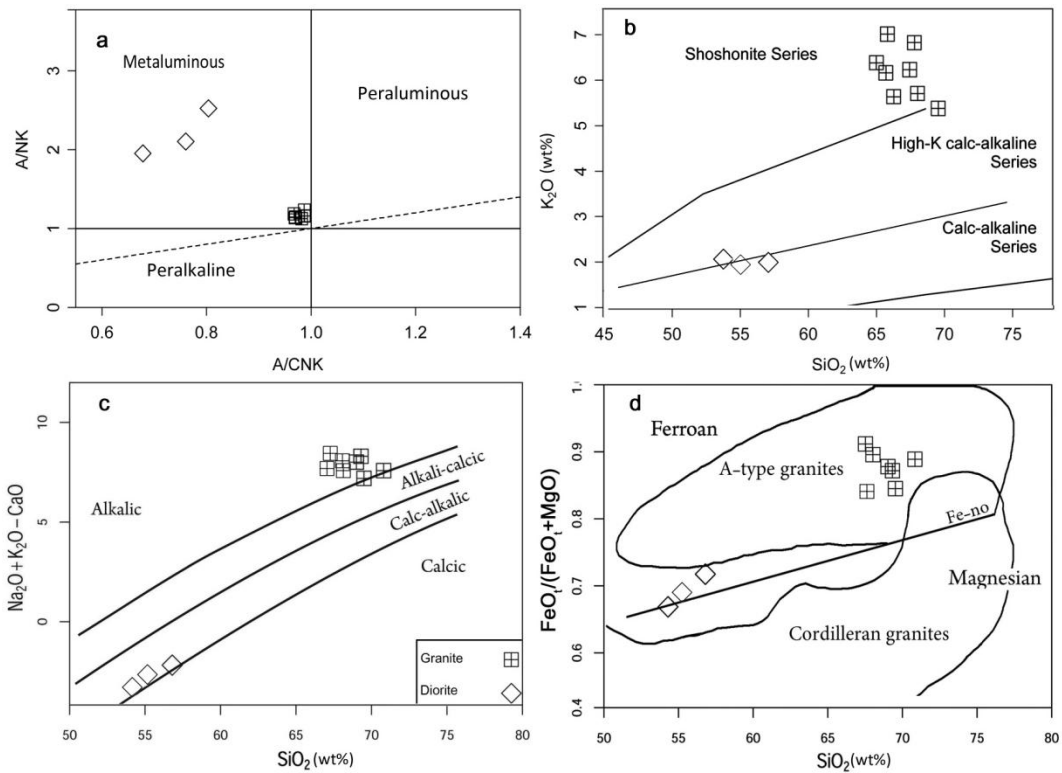
۲۲۰-۱۹۰ HFSE، Zr=۱۹۷-۱۷۴ ppm و

(LILE=۵۳۴-۶۰۱).

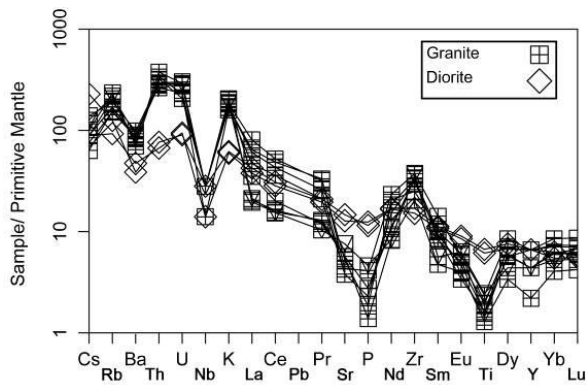
نمونه‌های گرانیت دارای میزان بالای عناصر

HFSE (۱۹۲ تا ۴۱۲ ppm)، Zr (۲۳۰ تا ۴۲۰

ppm) و LILE (۸۲۱ تا ۱۰۶۳ ppm) هستند که



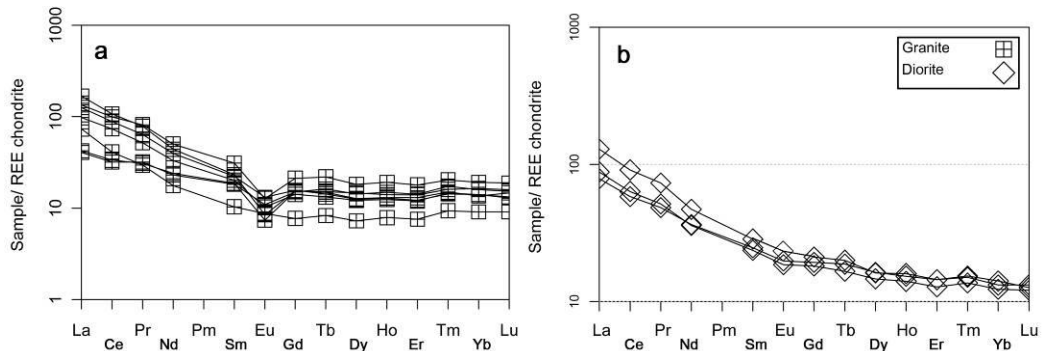
شکل ۵- (a) نمودار تعیین درجه اشباع از آلومینیوم (Shand, 1947), (b) تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه (Peccerilo and Taylor, 1976), (c) نمودار Na₂O+K₂O-CaO (شاخص MALI) در مقابل SiO₂ (Frost et al., 2001), (d) نمودار FeO/(FeO+MgO) در مقابل درصد وزنی SiO₂ (Frost and Frost, 2008)



شکل ۶- نمودار عنکبوتی عناصر فرعی (چندعنصری) نمونه‌های مورد مطالعه، به‌هنجار شده با مقادیر گوشته‌ی اولیه (Sun and McDonough, 1989)

ناهنجاری منفی Eu ($Eu/Eu^* = 1/0.2 - 0/92$) بوده و دارای الگوی HREE نسبتاً شیب‌دار هستند. ناهنجاری‌های Eu می‌توانند در اثر عوامل مختلفی ایجاد شوند. از جمله ذوب بخشی منشأهای مختلف و تغییر در فوگاسیته اکسیژن (Cullers and Graf, 1984) که در قسمت منشأ رگه‌های گرانیتی مورد بحث قرار خواهد گرفت.

نمونه‌ها در نمودارهای REE با مقادیر کندریت (Nakamura, 1974) به‌هنجار شده‌اند و نشان می‌دهند که میزان REE در هر گروه از نمونه‌ها متفاوت است (شکل ۷). نمونه‌های گرانیت دارای ناهنجاری منفی ضعیف Eu ($Eu/Eu^* = 0/77 - 0/44$) و الگوهای نسبتاً مسطح HREE هستند. اما نمونه‌های دیوریت تقریباً فاقد

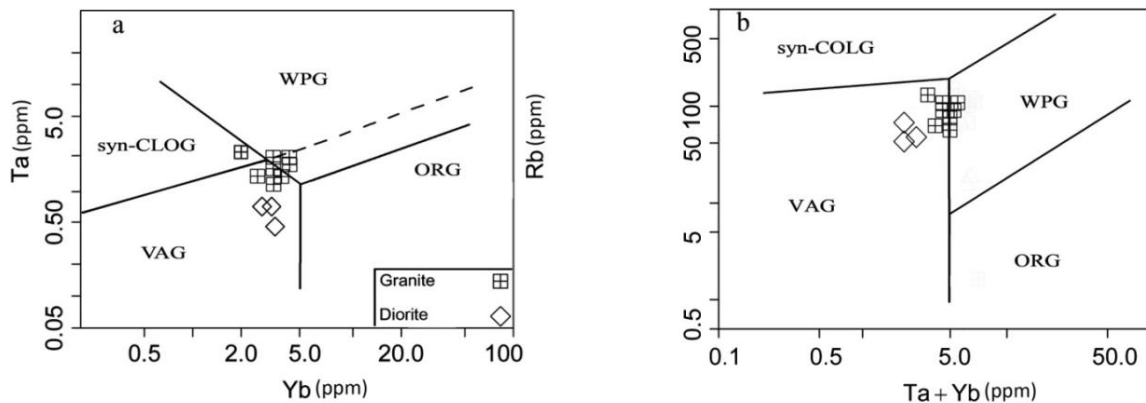


شکل ۷- نمودار REE نمونه‌های مورد مطالعه. به‌هنجار شده با مقادیر کندریت (Nakamura, 1974)

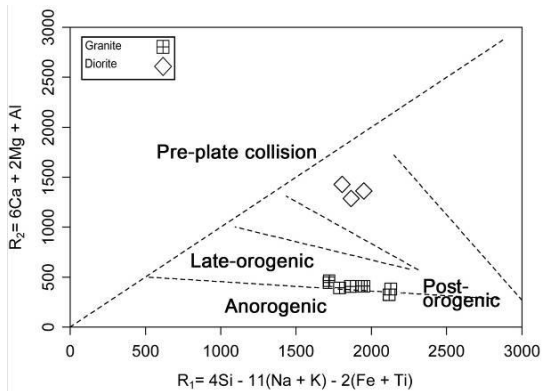
خاستگاه زمین‌ساختی

به‌منظور تعیین خاستگاه زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای ارائه شده توسط Pearce و همکاران (۱۹۸۴) استفاده شد (شکل ۸). White و همکاران (۲۰۰۲) کاربرد این نمودارها را برای سنگ‌های حدواسط بدون اشکال می‌دانند. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود نمونه‌های گرانیت در محدوده VAG (گرانیتوئیدهای کمان‌های آتشفشانی) و نزدیک مرز WPG (گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای) قرار می‌گیرند و

نمونه‌های دیوریت در محدوده VAG ترسیم می‌شوند. این نتیجه با ناهنجاری‌های عناصر فرعی این نمونه‌ها (شکل ۶) سازگار است. همچنین، در نمودار R1-R2 (Batchelore and Bowden, 1985) نمونه‌های گرانیت در محدوده پس از کوهزایی (post-orogenic) و نمونه‌های دیوریت در محدوده قبل از برخورد (pre-plate collision) قرار می‌گیرند (شکل ۹). این تفاوت در رژیم زمین‌ساختی، اثبات‌کننده تفاوت سنی بین آن‌ها است.



شکل ۸- تعیین خاستگاه زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴)



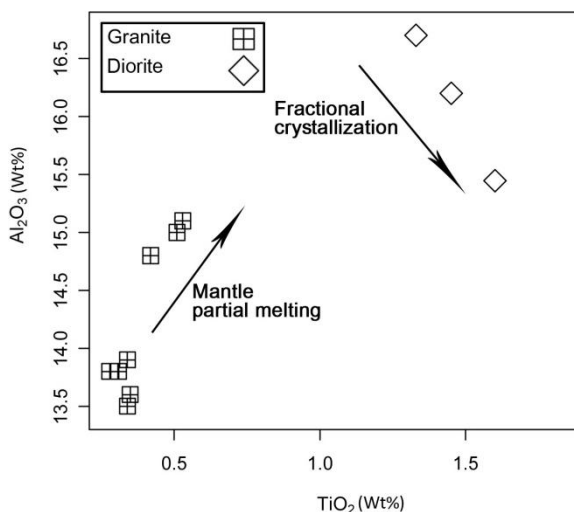
شکل ۹- تعیین رژیم زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار R1-R2 (Batchelore and Bowden, 1985)

بحث

پتروژنز

با توجه به موارد عنوان شده در بخش ژئوشیمی، واضح است که رگه‌های گرانیت فاقد خویشاوندی ژئوشیمیایی با سنگ میزبان خود هستند. از آنجایی که نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به سری‌های ماگمایی مختلفی هستند، به نظر نمی‌رسد استفاده از روندهای نمودارهای هارکر به بررسی روابط بین آن‌ها کمک نماید، اما بر اساس نمودار ارائه شده توسط Lopez-Plaza و همکاران (۲۰۰۷)، نمونه‌های گرانیت از روند

ذوب بخشی گوشته و نمونه‌های دیوریت از روند تبلور تفریقی تبعیت می‌کنند (شکل ۱۰). شواهد اختلاف بین سری‌های ماگمایی، $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ ، نسبت‌های Rb/Sr (میانگین $1/3$ برای گرانیت و $0/22$ برای دیوریت)، ناهنجاری Eu و همچنین، اختلاف بین مقادیر عناصر اصلی و فرعی موجود در این دو گروه سنگ (جدول ۱) به‌ویژه میزان $HFSE$ و $LILE$ و رژیم زمین‌ساختی گرانیت و دیوریت، بیانگر این واقعیت است که این سنگ‌ها حاصل تفریق از یک ماگمای مشترک نیستند.



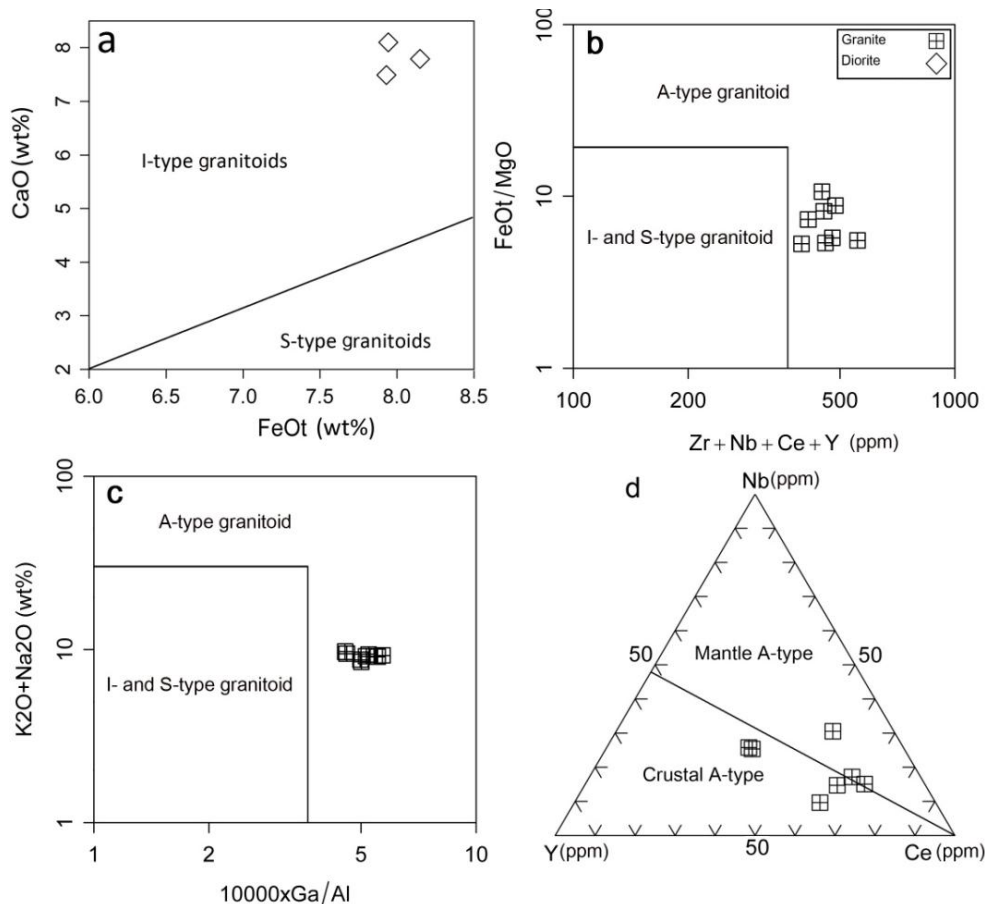
شکل ۱۰- روندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی گوشته (Lopez-Plaza et al., 2007)، همان‌طور که مشاهده می‌شود گرانیت‌ها از روند ذوب بخشی گوشته و دیوریت‌ها از روند تبلور تفریقی پیروی می‌کنند.

نمونه‌های دیوریتی مورد مطالعه دارای ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I مانند طبیعت مت‌آلومین، $SiO_2 > 70\%$ ، $Na_2O > 3/2\%$ ، $Nb \sim 20$ ppm حضور اسفن، هورنبلند و محیط تکتونیکی کمان آتشفشانی (Chappell and White, 1992) هستند و نیز در نمودار ارائه شده توسط Chappell و White (۲۰۰۱) در محدوده نوع I ترسیم می‌شوند (شکل ۱۱- a). اما در مورد نمونه‌های گرانیت، همان‌طور که اشاره شد میزان بالای $HFSE$ و Zr به همراه

نمونه‌های دیوریتی مورد مطالعه دارای ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I مانند طبیعت مت‌آلومین، $SiO_2 > 70\%$ ، $Na_2O > 3/2\%$ ، $Nb \sim 20$ ppm حضور اسفن، هورنبلند و محیط تکتونیکی کمان آتشفشانی (Chappell and White, 1992) هستند و نیز در نمودار ارائه شده توسط Chappell و White (۲۰۰۱) در محدوده نوع I ترسیم می‌شوند (شکل ۱۱- a). اما در مورد نمونه‌های گرانیت، همان‌طور که اشاره شد میزان بالای $HFSE$ و Zr به همراه

گرانیت‌های نوع A قرار می‌گیرند. علاوه بر این Frost و Frost (۲۰۰۸) عقیده دارند که بیشتر گرانیتوئیدهای آهن‌دار (شکل ۵-d)، از نوع A هستند.

نمودارهای ارائه شده توسط Whalen و همکاران (۱۹۸۷) برای اثبات این ادعا استفاده شدند (شکل ۱۱-b و c). همان‌طور که در این نمودارها مشخص است، نمونه‌های گرانیت در محدوده



شکل ۱۱- (a) تفکیک بین گرانیتوئیدهای I و S (Chappell and White, 1992)، (b) و (c) تفکیک بین گرانیتوئیدهای A، I و S (Whalen *et al.*, 1987) و (d) تفکیک بین گرانیتوئیدهای A1 و A2 (Eby, 1992)

Eby (۱۹۹۲) گرانیت‌های نوع A را به دو نوع A1 (در ارتباط با ریفت) و A2 (در ارتباط با فرورانس) تقسیم کرده است (شکل ۱۱-d). همچنین Bonin (۲۰۰۷) عقیده دارد آن دسته از گرانیتوئیدهای نوع A که در نمودارهای طبقه‌بندی محیط تکتونیکی پیرس (شکل ۶) در محدوده‌ی VAG و در نزدیکی مرز WPG قرار می‌گیرند غنی از Rb، Y، Th، REE و ساب‌سالووس هستند و باید آن‌ها را جزو گرانیتوئیدهای A2 دسته‌بندی کرد. این نوع از گرانیت‌ها دارای ترکیبی از

در جدول ۲ برخی از مقادیر میانگین عنصری و نسبت‌های بین عنصری گرانیت‌های نوع A و I (Whalen *et al.*, 1987) با میانگین نمونه‌های گرانیت مورد مطالعه مقایسه شده است. همان‌طور که در جدول ۲ مشاهده می‌شود با اینکه مقداری همپوشانی بین مقادیر گرانیت‌های A و I وجود دارد، اما مقادیر نمونه‌های مورد مطالعه شباهت زیادی به نوع A دارند، به‌ویژه در مقادیر HFSE که تحت تأثیر دگرسانی کمتری قرار می‌گیرند.

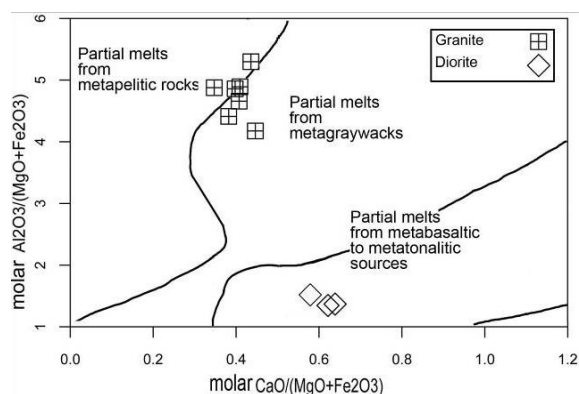
گرانیتوئیدهای A2 به خوبی در نمونه‌های گرانیت مورد مطالعه در این پژوهش قابل مشاهده هستند و همان‌طور که در شکل ۱۱-d نیز دیده می‌شود نمونه‌های گرانیت در محدوده گرانیت‌های A2 قرار می‌گیرند.

آثار ژئوشیمیایی پوسته قاره‌ای و جزایر اقیانوسی هستند و تشکیل آن‌ها را در رژیم زمین‌ساختی پس از کوهزایی (post-orogenic) در نظر می‌گیرند (Bonin, 2007). شواهد ذکر شده در مورد ویژگی‌های

جدول ۲- مقایسه بین برخی از مقادیر میانگین نمونه‌های گرانیت مورد مطالعه با برخی از مهم‌ترین مقادیر میانگین گرانیتوئیدهای نوع I و A (Whalen *et al.*, 1987)، میانگین پوسته از Wedepohle (۱۹۹۵) و گوشته اولیه از (McDonough and Sun, 1995)

	A-type	I-type	Average of continental crust	Average granite in the study area	Primitive Mantle
Na ₂ O+K ₂ O (wt%)	7-11	5-8	5.6	9.1	0.4
FeO _t	>2	<3	6.28	2.6	8.0
MgO	<0.5	>0.5	3.7	0.3	37.8
FeO _t /MgO	>>4	>4	1.7	7.5	0.2
Zr (ppm)	>400	<250	203	342.8	10.5
Y	>>25	<40	24	25	4.3
Zr/Y	>7	<4	8.4	15.1	2.4
Nb (ppm)	>>10	<<30	19	22.5	0.6
Nb/Y	>0.7	<<0.7	0.7	1.0	0.1
La (ppm)	>>30	10-30	30	32.1	0.7
Yb	>>2	<<3	2	3.2	0.4
Th (ppm)	>10	>4	8.5	26.3	0.07
Th/Yb	1-15	>0.3	4.2	8.6	0.2
Th/Y	0.2-1.2	>0.1	0.35	1.1	0.01
Ga (ppm)	>18	<18	15	18.0	0.4
Zn	30-300	20-80	65	19.8	55
Cu	1-10	5-50	25	16.0	30

گرانیت‌های نوع A اکثراً همراه با سنگ‌های مافیک دیده می‌شوند احتمالاً چنین مذاب‌هایی در نتیجه آلودگی پوسته‌ای مذاب‌های اولیه مشتق شده از گوشته حاصل شده‌اند (Bonin, 2007).



شکل ۱۲- تعیین منشأ نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار ارائه شده توسط McCarthy و Patiño Douce (۱۹۹۸). همان‌طور که مشاهده می‌شود گرانیت‌ها دارای منشأ مجزایی از دیوریت‌ها هستند.

منشأ رگه‌های گرانیتی

نمونه‌های مورد مطالعه به منظور تعیین منشأ سنگ‌های درونی بر روی نمودار ارائه شده توسط McCarthy و Patiño Douce (۱۹۹۸) در محدوده ذوب بخشی متاگرایوک ترسیم می‌شوند (شکل ۱۲). با توجه به اختلاف منشأ گرانیت و دیوریت بر اساس این نمودار، می‌توان اختلاف ناهنجاری Eu بین آن‌ها را ناشی از اختلاف بین منشأها دانست (Cullers and Graf, 1984). اما نتیجه حاصل از این نمودار در قیاس با نتایج شکل ۱۰ که گرانیت را حاصل ذوب بخشی گوشته معرفی می‌کند ناسازگار است و چنان‌چه گرانیت را از نوع A بدانیم، باز هم نتیجه حاصل از نمودار شکل ۱۰ با جدیدترین مدلی که برای منشأ گرانیتوئیدهای A ارائه شده است، سازگاری ندارد. این مدل بیان می‌کند که ذوب پوسته‌ای به تنهایی نمی‌تواند مذاب نوع A تولید کند و از آنجایی که

آن‌ها که شاخص مذاب‌های گوشته‌ای است بسیار پایین‌تر از مقادیر ارائه شده برای گوشته است (جدول ۲). همچنین، میزان این عناصر از مقادیر گوشته غنی شده ($Zr=73 \text{ ppm}$, $Nb=8/3 \text{ ppm}$, $Th=0/6 \text{ ppm}$) و نیز ($La=3/6 \text{ ppm}$) (Sun and McDonough, 1989) بیشتر است که می‌تواند گواهی بر وجود آلودگی شدید پوسته‌ای باشد. میزان بالای K ، Th و Rb و مقادیر پایین Sr ، Ti و P نیز در نمونه‌های گرانیت نشان دهنده آرایش پوسته‌ای در طی تحول ماگمایی هستند (Harris *et al.*, 1986).

با توجه به رگه‌ای بودن گرانیت مورد مطالعه و نیز نزدیکی آن به مجموعه پلوتونیک قروه، این احتمال می‌تواند وجود داشته باشد که رگه‌های حاضر نیز بخشی از این مجموعه باشند. گرانیت مجموعه قروه دارای بافت‌های پورفیریوئید، راپاکیوی و آنتی راپاکیوی بوده، به سری ماگمایی کالک‌آلکانل پتاسیم متوسط تعلق دارند و دارای FeO_t ، K ، Eu و A/CNK پایین‌تر و Sr ، Rb و Nb بالاتری نسبت به نمونه‌های مورد مطالعه است (ترکیان، ۱۳۸۹). در واقع متشکله‌های پوسته‌ای بیشتری نسبت به گرانیت‌های تکیه بالا دارند. با توجه به موارد ذکر شده به‌ویژه تفاوت در بافت و سری ماگمایی آن‌ها با نمونه‌های مورد مطالعه به نظر نمی‌رسد که رگه‌های گرانیتی با بخش گرانیتی مجموعه قروه دارای ماگمای واحدی باشند و می‌توان منشأ جداگانه‌ای برای آن‌ها در نظر گرفت.

با توجه به مطالب عنوان شده فوق می‌توان اظهار نمود که رگه‌های گرانیتی منطقه تکیه بالا دارای شباهت‌های بسیاری به گرانیتوئیدهای $A2$ هستند. البته لازم به ذکر است که حضور گرانیت‌های نوع A در زون سنندج- سیرجان پیش از این نیز توسط برخی محققان گزارش شده است (مانند Sepahi and Athari, 2006; Mansouri-Esfahani *et al.*, 2010). در هر حال نکته

نکته‌ای که می‌تواند در توجیه منشأ این رگه‌ها راهگشا باشد، حضور افق‌های کربناتیته و سنگ الترامافیک هورنبلندیت در مغزه‌های برداشت شده از منطقه کانسار آهن گلالی (Mücke and Younessi, 1995) در نزدیکی منطقه مورد مطالعه (حدوداً $3/5$ کیلومتری) است. با توجه به خاستگاه فرورانشی پهنه سنندج- سیرجان و نمونه‌های مورد مطالعه و همچنین در نظر گرفتن اینکه مذاب‌های کربناتیت و الترامافیک می‌توانند در اثر گسلش‌های عمیق رخ داده در محیط‌های کوهزایی (orogenic) و پس از برخوردی (post-collision) نیز به وجود آیند (Woobard, 2010) و نیز نظریه Bonin (۲۰۰۷)، می‌توان استدلال کرد که بخشی از مذاب الترامافیک بالا آمده از طریق این گسل‌های عمیق که آثار آن به‌صورت هورنبلندیت در گلالی قابل مشاهده است در مسیر خود شدیداً دچار تفریق و آرایش پوسته‌ای شدید شده و به‌صورت رگه‌های گرانیتی در درون سنگ‌های مافیک از پیش موجود تزریق شده‌اند. این آرایش، مقادیر متشکله‌های پوسته‌ای این مذاب مانند Zr ، Th ، Rb ، Nb و Ga (جدول ۱ و ۲) را افزایش داده و موجب شده تا سنگ‌های حاصل از انجماد آن، ویژگی‌های سنگ‌های پوسته‌ای را نشان دهند. این مدل با شکل ۱۰ نیز که گرانیت‌ها را حاصل از ذوب بخشی گوشته می‌داند و نه حاصل تفریق بلوری، سازگاری دارد.

به‌منظور به‌دست آوردن موقعیت دقیق منشأ گرانیت، در جدول ۲ مقایسه‌ای بین برخی از مقادیر میانگین ارائه شده میانگین پوسته (Wedepohle, 1995)، گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) و میانگین نمونه‌های مورد مطالعه، انجام شده است. نمونه‌های گرانیت تفاوت آشکاری با پوسته‌ی میانگین نشان می‌دهند، بنابراین نمی‌توان آن‌ها را مستقیماً حاصل ذوب پوسته‌ای دانست. از طرف دیگر میزان عناصر پوسته‌ای این نمونه‌ها (مانند Zr ، Th ، Rb ، Nb و Ga) بیشتر از گوشته‌ای بوده اما مقدار FeO_t و خصوصاً MgO

مهم در منطقه‌ی مورد مطالعه این است که به عقیده Bonin (۲۰۰۷)، در مورد نواحی آذرین پس از کوهزایی، همیشه نمی‌توان به‌طور قطعی نوع A یا نوع I شدیداً تفریق یافته را تعیین کرد.

نتیجه‌گیری

رگه‌های گرانیتی منطقه تکیه بالا از لحاظ ژئوشیمیایی متفاوت از سایر گرانیت‌های کالک‌آلکان تیپیک پهنه سندانج- سیرجان هستند که در طی فرآیند فرورانش شکل گرفته‌اند. گرانیت مورد مطالعه متآلومین و آلکالیک بوده، به سری ماگمایی شوشونیتی تعلق دارد و دارای محتوای بالای عناصر آلکالی، Zr، HFSE و $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ است که آن‌ها را تا حد زیادی شبیه به گرانیت‌های نوع A می‌کند. همچنین شباهت بین مقادیر و نسبت‌های عنصری این نمونه‌ها با میزان میانگین گرانیت‌های A (جدول ۲) تأییدکننده این

موضوع است.

وجود ناهنجاری مثبت K و Rb و ناهنجاری منفی P، Nb، Ti و غنی‌شدگی نسبی LILE در این سنگ‌ها، وجود خاستگاه زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای را ثابت می‌کند اما مقادیر نسبتاً بالای Y و Ta، آن‌ها را شبیه به گرانیت‌های درون صفحه‌ای کرده که با در نظر گرفتن این موضوع و همچنین رژیم زمین‌ساختی پس از کوهزایی این سنگ‌ها، می‌توان آن‌ها را جزو گرانیتوئیدهای نوع A2 طبقه‌بندی کرد. با توجه به غنی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه در عناصری مانند Zr، Nb، Th، La و Ga نسبت به مقادیر گوشته‌ای و همچنین حضور سنگ‌های الترامافیکی مانند هورنبلندیت و کربناتیت در نزدیکی منطقه و بر اساس مدل ارائه شده برای ژنز گرانیت‌های نوع A، می‌توان آرایش پوسته‌ای مذاب‌های گوشته‌ای را محتمل‌ترین منشأ برای این نمونه‌ها دانست.

منابع

- اشراقی، ص.ع.، جعفریان، م. ب. و اقلیمی، ب. (۱۳۷۵) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سنقر. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ترکیان، ا. (۱۳۸۹) استفاده از عناصر کمیاب و نادر خاکی در تعیین منشأ ماگمای سازنده توده‌های نفوذی گرانودیوریتی- گرانیتی و دیوریتی مجموعه پلوتونیک قروه. مجله پترولوژی ۱ (۱): ۴۹-۶۶.
- درویش‌زاده، ع. (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، تهران.
- شهبازی، ح.، پورمعافی، م.، قربانی، م.، وثوقی عابدینی، م. و سپاهی‌گرو، ع. ا. (۱۳۸۶) اپیدوتی‌زاسیون پلاژیوکلازها در گرانیتوئیدهای لوکوکرات پلوتونیک الوند، در شرایط دگرگونی رخساره شیست سبز. پانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی، مشهد.
- گردیده، س.، سپاهی، ع. و آلیانی، ف. (۱۳۸۹) سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی مشیرآباد (جنوب قروه- کردستان). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۱۸ (۳): ۵۶۳-۵۸۰.
- میری، م. (۱۳۹۰) بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده‌های آذرین منطقه تکیه بالا (جنوب شرق کردستان) با نگرشی ویژه بر کانسازسازی آهن. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا، ایران.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.
- Bonin, B. (2007) A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97: 1-29.

- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 83: 1-26.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-500.
- Cullers, R. L. and Graf, J. L. (1984) Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks ore petrogenesis. In: Henderson, P. (Ed.): *Rare Earth Elements Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 276-316.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.
- Debon, F. and Lemmet, M. (1999) Evolution of Mg/Fe ratios in late Variscan plutonic rocks from the external crystalline massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland). *Journal of Petrology* 40: 1151-1185.
- Eby, G. N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Frost, B. R. and Frost, C. D. (2008) A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology* 49: 1955-1969.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Ries, A. C. and Coward, M. P. (Eds.): *Collision Tectonics*. Geology Society of London, London, 67-81.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. S. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 11: 468.
- Lopez-Plaza, M., Peinado, M., Lopez-Moro, F. J., Rodriguez-Alonso, M. D., Carnicero, A., Franco, M. P., Gonzalo, J. C. and Navidad, M. (2007) Contrasting mantle sources and processes involved in a peri-Gondwanan terrane: A case study of pre-Variscan mafic intrusives from the autochthon of the Central Iberian Zone. *Geological Society of America, Special Papers* 423: 297-313.
- Mansouri-Esfahani, M., Khalili, M., Kovhhar, N. and Gupta, L. N. (2010) A-type granite of the Hasan Robat area (NW of Isfahan, Iran) and its tectonic significance. *Journal of Asian Earth Science* 37: 207-218.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995) The composition of the earth. *Chemical Geology* 120: 233-253.
- Mücke, A. and Younessi, R. (1994) Magnetite-apatite deposits (Kiruna-type) along the Sanandaj-Sirjan zone and in the Bafq area, Iran, associated with ultramafic and calcalkaline rocks and carbonatites. *Mineralogy and Petrology* 50: 219-244.
- Nakamura N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Patiño Douce, A. E. and McCarthy, T. C. (1998) Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: B. R., Hacker and Liou, J. G. (Eds.): *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-pressure Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 27-55.
- 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* 25: 956-983.

- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Sepahi, A. A. (2008) Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: with emphasis on the Alvand plutonic complex. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 247 (3): 295-312.
- Sepahi, A. A. and Athari, S. f. (2006) Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Zagros orogen: Iran with emphasis on A-type granitoids from the SE Saqqez area. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogy-Abhandlungen* 183: 93-106.
- Shand, S. J. (1947) *Eruptive Rocks*. D. Van Nostrand Company, New York.
- Stocklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran; A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229-1285.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London Special Publication* 42: 313-345.
- Wedepohl, K. H. (1995) The composition of continental crust. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 59: 1217-1239.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- White, C., Barr, S. M., Miller, B. V. and Hamilton, M. A. (2002) Granitoid plutons of the Brookville terrane, southern New Brunswick: petrology, age, and tectonic setting. *Atlantic Geology* 38: 53-74.
- Whitney D. L. and Evans B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman press, London.
- Woobard, J. (2010) Genesis and Emplacement of Carbonatites and Lamprophyres in the Svecofennian Domain. Ph. D. Thesis, Department of Geology, University of Turku, Finland.

Petrology of the Tekyeh-Bala area granite veins (northeast of Sonqor), some evidences for A2-type granitoids

Farhad Aliani *, Mohammad Maanijou and Mirmohammad Miri

Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Abstract

Magmatic activities during Mesozoic and Cenozoic emplaced several basic, intermediate and acidic intrusive bodies in the north part of the Sanandaj-Sirjan zone. Most of these bodies have genetic relationship with each other, but some of them formed by special magmatic processes and show different geochemical features. In the Tekyeh-Bala area (northeast of Sonqor) there are several granite veins which penetrated into the diorite rocks and have different geochemical characteristics from the host diorite. These granitic veins are alkalic belonging to the shoshonitic magma series. Also, they possess the geochemical properties of A-type granitoids, i.e., metaluminous nature ($A/CNK=0.96-0.99$), high HFSE (HFSE=192-412 ppm), Zr (230-420 ppm), $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ (0.89 in average) and K_2O (4.2-6.2 wt%) contents. Regarding to the relatively enrichment of Rb, K, Cs and Th with respect to Nb and Ti in these samples which is a indicator property of active continental margins and also their post-orogenic tectonic regime, the studied granite can be classified as A2-type granitoids.

Key words: A2-type granitoids, Active continental margin rocks, Sanandaj-Sirjan zone, Northeast of Sonqor