

ماگماتیسزم قوسی در بخش میانی نوار سندج - سیرجان (غرب ایران) و روابط ژئوشیمیایی حاکم بر گرانیتوئیدهای این منطقه

امیر اثنی عشری^{(۱)*} و جمشید حسن‌زاده^۲

۱. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، همدان.

۲. استاد بخش مطالعات تکنیکی، گروه علوم زمین و فضا، پاسادنا، کالیفرنیا، ایالات متحده آمریکا.

تاریخ دریافت: ۹۱/۱۲/۲

تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۱/۱

چکیده

گرانیتوئیدهای الیگودرز، دهنو، بروچرد و الوند در بخش میانی نوار سندج - سیرجان و درون سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ کرده‌اند. گرانیت، گرانودیوریت و تونالیت مهم‌ترین واحدهای سنگی این مناطق را تشکیل می‌دهند. مقایسه ترکیب شیمیایی گرانیتوئیدهای الیگودرز با سایر گرانیتوئیدهای مناطق فوق دلالت بر منشاء مشترک و تحولات پتروژنتیکی مشابهی دارد که تمامی آنها را تحت تاثیر قرار داده است. تمامی آن‌ها روندهای یکسانی را در نمودارهای هارکر (Harker) نشان داده و دارای نمودارهای عادی‌سازی شده کندریتی مشابهی هستند. تبلور بخشی بیوتیت، آمفیبول، فلدسپات و اکسیدهای آهن - تیتانیم نقش مهمی در تحولات ماگمایی و ایجاد ماگماها با ترکیب مختلف داشته است. تونالیت‌ها که مقادیر فراوانی آمفیبول دارند، ویژگی‌هایی مشابه با سنگ‌های کومولایی داشته و رفتار نسبتاً متفاوتی را در مقایسه با سایر سنگ‌ها از خود نشان می‌دهند. تمامی این گرانیتوئیدها شبیه به گرانیت‌های نوع I هستند که در محیط قوس قاره‌ای تشکیل می‌شوند. تمامی آن‌ها در بازه زمانی کوتاهی در ژوراسیک میانی متبلور شده‌اند و حاصل فعالیت‌های شدید ماگمایی هستند که هم‌زمان با فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر بلوک ایران رخ داده است. گرانیت الوند در مقایسه با سایر گرانیتوئیدها از K₂O, Rb, Cr, Cs و Th غنی و از Ca تهی شده است. این ویژگی‌ها گویای نقشی است که سنگ‌های رسوبی در پتروژنز گرانیت الوند داشته‌اند و باعث شباهت نسبی آن‌ها با گرانیت نوع S نیز شده‌اند. فراوانی عناصر کمیاب خاکی در گرانیتوئیدهای بخش میانی نوار سندج - سیرجان و مقایسه آن با گرانیتوئیدهای آند گویای تشکیل ماگما در اعماق کم پوسته (۳۰ km) است.

واژه‌های کلیدی: الیگودرز، ژئوشیمی، سندج - سیرجان، گرانیتوئید، ماگماتیسزم قوسی

مقدمه

مطالعه در مقیاس کوچک نتوان برخی از ویژگی‌های پتروژنتیکی این دسته از سنگ‌ها را تشخیص داد. همچنین نتیجه‌گیری‌های ژئودینامیکی بزرگ مقیاس نیز در چنین مطالعاتی با مشکل مواجه می‌شود. اما چنانچه مقایسه‌ای بین سنگ‌های یک ناحیه برقرار شود، می‌توان تغییرات ژئوشیمیایی را با دقت بیشتری بررسی

مطالعه گرانیتوئیدها در مقیاس وسیع و ناحیه‌ای یکی از موارد مهمی است که از گذشته تا به حال در بحث پتروولوژی سنگ‌های آذرین مطرح بوده است. با توجه به رخنمون نیافتن برخی از سنگ‌ها در یک ناحیه، این احتمال وجود دارد که صرفاً از طریق

* نویسنده مرتبط amires@pnu.ac.ir

(al., 2010)، (احمدی خلجی، ۱۳۸۵؛ اثنی عشری، ۱۳۹۰). بیشتر فعالیت‌های دگرگونی و پلوتونیک که در پهنه سندج - سیرجان مشاهده می‌شوند با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک ایران و به دنبال آن بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در تشریری در ارتباط هستند (Agard et al., 2005 and 2011).

توده‌های پلوتونیک که در این مقاله مورد بررسی قرار گرفته‌اند تقریباً در بخش میانی پهنه سندج - سیرجان و در محدوده طول جغرافیایی $48^{\circ}55' - 48^{\circ}20'$ شرقی و $35^{\circ} - 33^{\circ}23'$ شمالی واقع شده‌اند (شکل ۱-ب). گرانیتوئیدهای الیگودرز در این مقاله با جزئیات بیشتری مورد بررسی قرار می‌گیرند و از بین سنگ‌های رخنمون یافته، صرفاً گرانیتوئیدها مورد بررسی قرار گرفته‌اند. این توده‌ها عمدتاً روند موازی یا نیمه موازی با روند کلی سندج - سیرجان دارند و درون سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای تزریق شده‌اند و توسط هاله‌ای از سنگ‌های دگرگونی مجاورتی پوشیده شده‌اند که تا درجات متفاوت دگرگون شده‌اند.

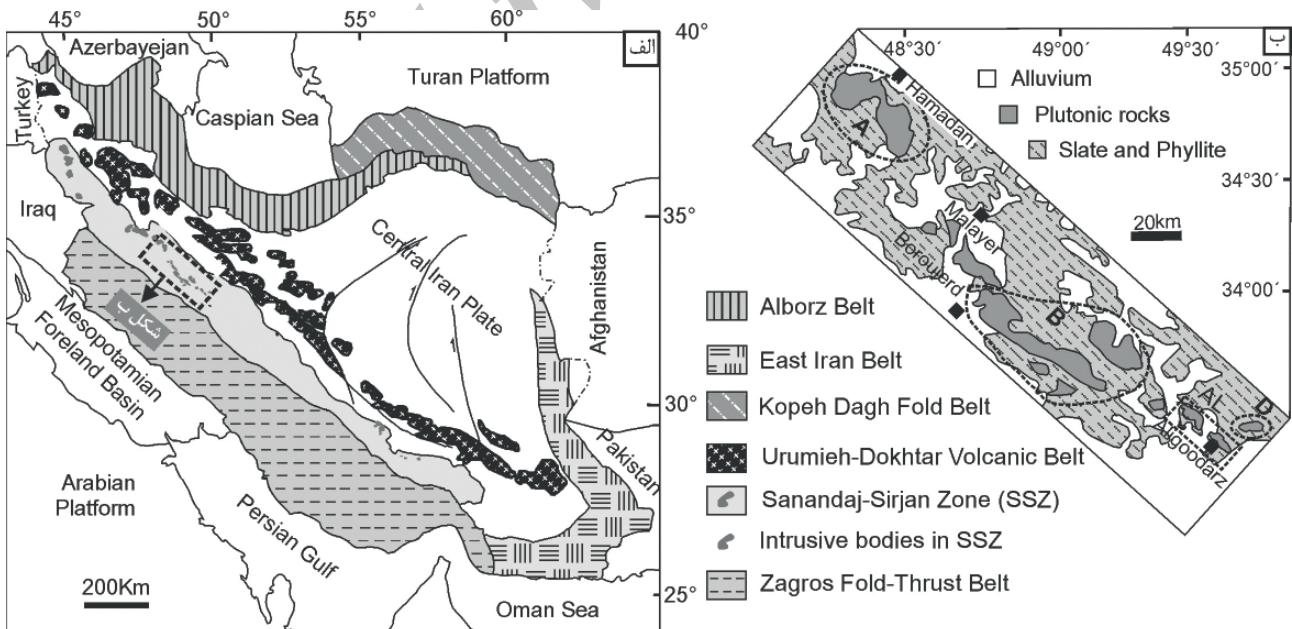
از لحاظ تنوع سنگ‌شناسی، تشابهات زیادی بین مناطق الیگودرز، دهنو و بروجرد دیده می‌شود. واحد اصلی سنگ‌شناسی در این مناطق گرانودیوریت است ولی توانلایت و گرانیت نیز در مناطق الیگودرز و بروجرد به میزان قابل توجهی رخنمون یافته‌اند. باتولیت الوند عمدتاً شامل گابرو و گرانیت است و صرفاً سنگ‌های گرانیتی آن در اینجا مورد بررسی قرار گرفته‌اند. گرانودیوریت‌های مناطق الیگودرز، دهنو و بروجرد ترکیب کانی-شناسی نسبتاً مشابهی دارند و پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، کوارتز و بیوتیت کانی‌های اصلی آن‌ها را تشکیل می‌دهند. آندالوزیت‌های به شدت سرسیسته شده از دیگر کانی‌های موجود در گرانودیوریت‌ها

کرده و نهایتاً نتایج پتروژنتیکی و ژئودینامیکی بهتری به دست آورد.

هدف این مقاله، ارائه برخی داده‌های ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای الیگودرز و تفسیر و مقایسه ترکیب شیمیایی آن‌ها با سایر گرانیتوئیدهایی است که در بخش میانی نوار سندج-سیرجان در نواحی دهنو، بروجرد و الوند رخنمون دارند (شکل ۱). با توجه به این‌که بیشتر مطالعات گذشته در محدوده‌های کوچکی انجام گرفته است، لذا در این پژوهش سعی شده است که داده‌های مربوط به گرانیتوئیدهای مناطق مختلف با یکدیگر مقایسه گردد. به استثنای گرانیتوئیدهای الیگودرز، داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به سایر مناطق از (Rajaieh et al. (2010) (دهنو)، Ahmadi- Khalaji et al. (2007) (بروجرد) و (Ghalamghash et al. (2009) (الوند) اقتباس شده است. در این مقاله رابطه ژنتیکی بین این گرانیتوئیدها، منشاء آن‌ها، عامل موثر در تحولات ماگمایی و تشابهات و تفاوت‌های ژئوشیمیایی بین آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته است.

زمین‌شناسی عمومی

نوار سندج - سیرجان در جنوب غرب نوار آتشفشانی ارومیه - دختر قرار دارد. سنگ‌های دگرگونی و شدیداً تغییر شکل یافته‌ای که در این نوار رخنمون دارند، تحت تاثیر نفوذ مجموعه‌های پلوتونیک متفاوتی قرار گرفته‌اند. طول این نوار در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای آن در حدود ۲۰۰ کیلومتر است (شکل ۱-الف). سنگ‌های پلوتونیک موجود در این نوار عمدتاً سن مزوزوئیک دارند (Ahadnejad et al., 2011; Shahbazi et al., 2011).



شکل ۱. الف) نقشه زمین‌شناسی ایران که موقعیت گرانیتوئیدهای رخنمون یافته در نوار سندج - سیرجان به همراه توده‌های گرانیتوئیدی مطالعات حاضر در آن مشخص شده است، ب) نقشه زمین‌شناسی محدوده‌ای از نوار سندج-سیرجان که در شکل الف با علامت مستطیل مشخص شده و موقعیت گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در این مقاله را نشان می‌دهد

(A= Alvand; B=Boroujerd; AL=Aligoodarz; D=Dehno)

و ۴ نمونه نیز مربوط به گرانیت‌ها هستند (جدول ۱). روش‌های ICP-AES و ICP-MS در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا به ترتیب جهت اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های سنگ کل مورد استفاده قرار گرفتند. حداقل دقت اندازه‌گیری برای عناصر اصلی در حدود $± 2\%$ و برای عناصر کمیاب در حدود $± 5\%$ است. همچنین از روش متابورات لیتیم در ذوب نمونه‌ها استفاده شده است. نهایتاً، نتایج حاصل با داده‌های شیمیایی گرانیتوئیدهای دهنو، بروجرد و الوند مقایسه شده است.

تشابهات شیمیایی گرانیتوئیدهای مناطق مختلف

با توجه به اهمیت روابط ژئوشیمیایی بین گرانیتوئیدها، در این بخش صرفاً تشابهات شیمیایی گرانیتوئیدهای الیگودرز با سایر مناطق، مورد بررسی قرار خواهد گرفت. نتایج آنالیزهای شیمیایی گرانیتوئیدهای الیگودرز در جدول ۱ نشان داده شده است. این داده‌ها در سه بخش مختلف برای تونالیت، گرانودیوریت و

هستند. گرانیت‌ها نیز تنوع کانی‌شناسی مشابه با گرانودیوریت‌ها دارند ولی فراوانی بیوتیت در آن‌ها کمتر است و گارنت‌های بی شکل نیز در آن‌ها دیده می‌شود. البته گرانیت‌های بروجرد در مقایسه با گرانیت‌های الیگودرز، بیوتیت بیشتری دارند. تونالیت‌ها بر خلاف سایر واحدهای سنگی، میزان قابل توجهی آمفیبول دارند و فراوانی آمفیبول در تونالیت‌های الیگودرز بیشتر از تونالیت‌های بروجرد است. گرانیت، واحد اصلی باتولیت الوند را تشکیل می‌دهد و کانی‌های اصلی آن شامل پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، کوارتز و میکا است.

روش مطالعه

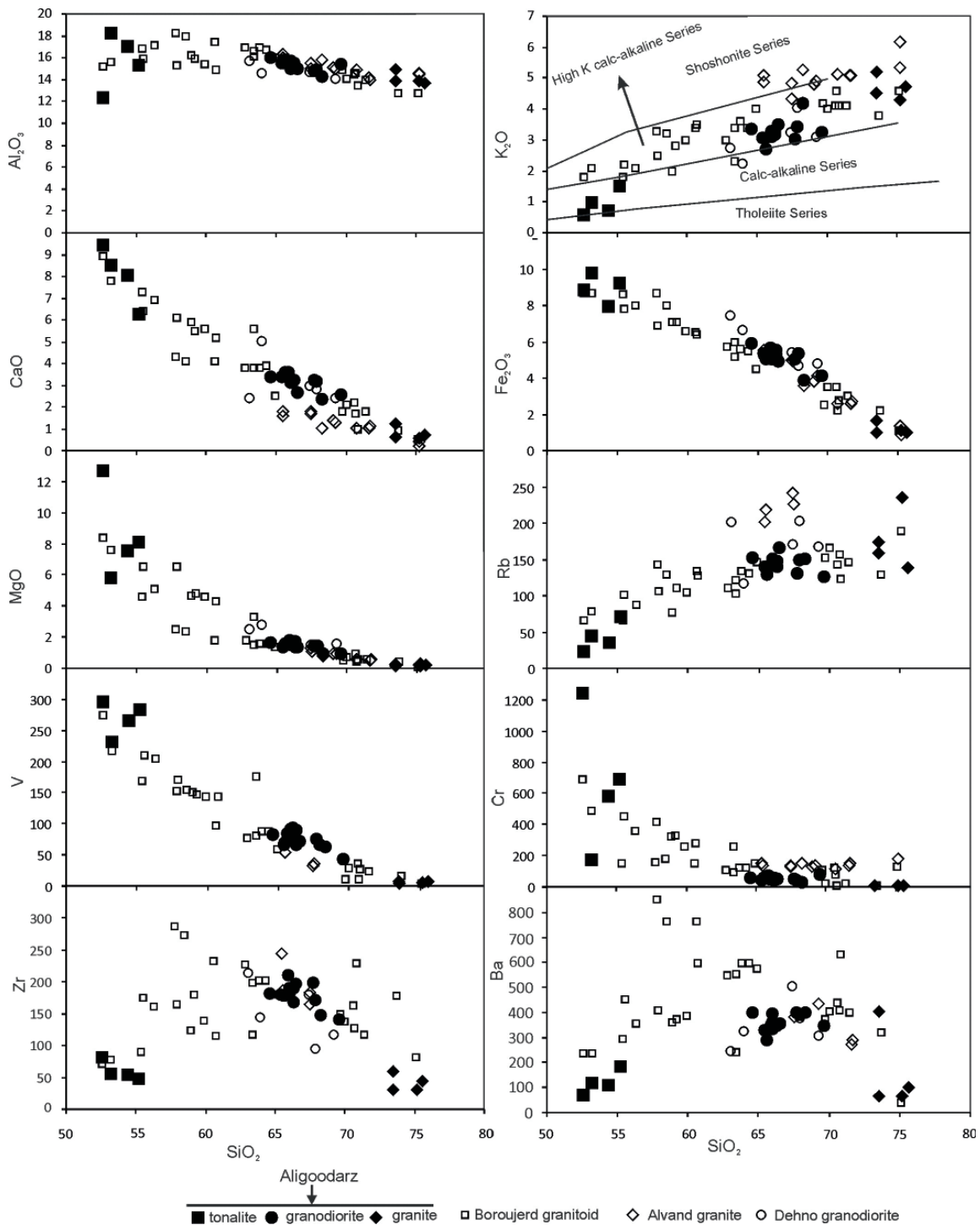
به منظور انجام مطالعات سنگ‌شناسی گرانیتوئیدهای الیگودرز، پس از انجام مطالعات صحرايي و پتروگرافی، ۲۲ نمونه جهت انجام آنالیزهای شیمیایی سنگ کل انتخاب شدند که ۱۴ نمونه از آن‌ها مربوط به گرانودیوریت‌ها، ۴ نمونه مربوط به تونالیت‌ها

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل گرانیتوئیدهای الیگودرز

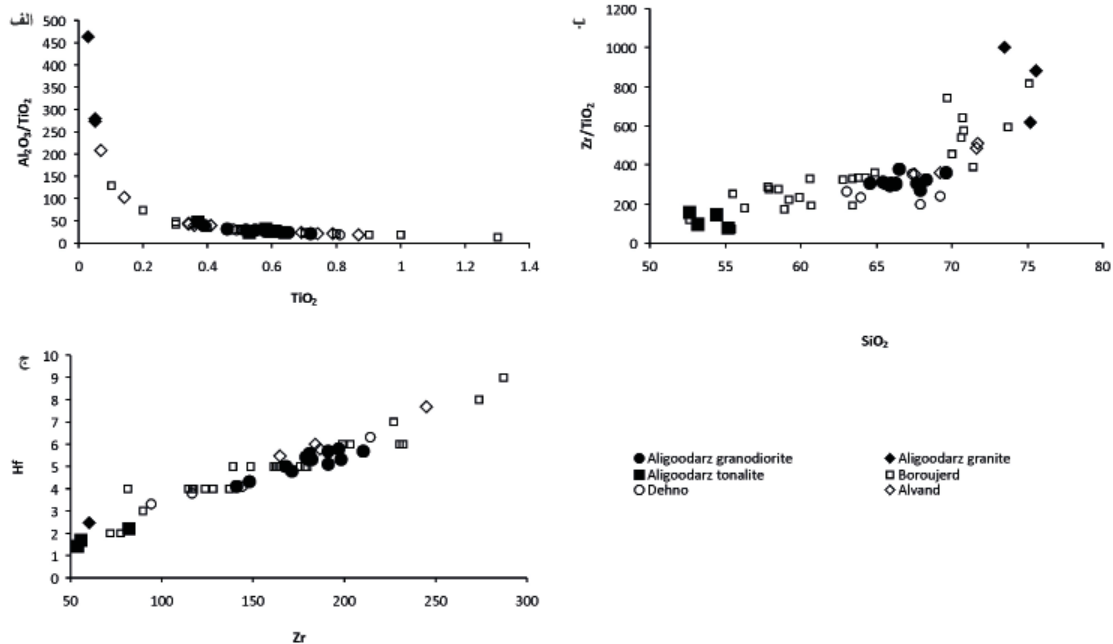
Sample	Tonalite				Granodiorite														Granite			
	AL 75	AL 88	AL 90	AL 11	AL 60	AL 36	B 05	AL 41	AL 44	AL 55	B 07	AL 12	AL 14	AL 19	AL 25	AL 27	AL 28	AL 20	AL 21-2	AL 58	AL 72	
wt%																						
SiO ₂	55.2	53.2	52.6	54.4	66.5	65.4	67.9	66.3	66.3	64.6	66.0	65.9	67.7	65.6	66.0	66.0	68.3	75.6	73.5	73.5	75.2	
Al ₂ O ₃	15.3	18.3	12.4	17.1	15.0	15.6	14.9	15.6	15.6	16.0	15.8	15.4	14.8	15.8	15.6	15.1	14.3	13.7	13.9	14.6	13.9	
Fe ₂ O ₃	9.3	9.8	8.9	7.9	4.9	5.4	5.4	5.6	5.3	5.9	5.1	5.7	5.0	5.1	5.1	5.0	3.9	1.0	1.0	1.5	1.1	
CaO	6.3	8.5	9.5	8.0	2.7	3.4	3.2	3.2	3.2	3.4	3.3	3.6	3.2	3.6	3.2	3.2	2.3	0.7	0.6	1.1	0.6	
MgO	8.1	5.8	12.7	7.5	1.4	1.4	1.4	1.7	1.4	1.7	1.5	1.8	1.5	1.6	1.6	1.6	1.0	0.2	0.1	0.2	0.2	
Na ₂ O	0.9	1.3	1.1	1.0	2.4	2.5	2.4	2.4	2.5	2.5	2.7	2.5	2.6	2.6	2.5	2.3	2.4	3.0	3.0	3.1	3.4	
K ₂ O	1.5	1.0	0.6	0.7	3.5	3.1	3.4	3.2	3.3	3.4	3.3	3.1	3.0	2.7	3.2	3.1	4.2	4.7	5.2	4.5	4.3	
TiO ₂	0.61	0.58	0.53	0.37	0.52	0.58	0.64	0.64	0.55	0.59	0.63	0.72	0.65	0.59	0.60	0.60	0.46	0.05	0.03	0.06	0.05	
MnO	0.18	0.19	0.18	0.14	0.10	0.11	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	0.11	0.09	0.10	0.10	0.09	0.07	0.06	0.02	0.03	0.03	
P ₂ O ₅	0.08	0.18	0.08	nd	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.14	0.12	0.13	0.14	0.14	0.17	0.20	0.13	0.13	0.17	0.18	0.20	
ppm																						
Ba	184	121	69	111	356	329	389	347	345	399	359	350	398	291	332	393	401	103	67	406	67	
Ce	26.1	27.6	18.6	25.4	75.8	71.8	72.7	73.0	63.0	56.5	70.2	74.5	76.6	76.9	72.5	81.5	59.4	20.4	14.2	27.0	13.7	
Co	34.0	31.3	43.7	34.4	9.9	10.1	10.3	12.9	10.4	12.0	11.5	12.8	10.1	11.8	11.3	12.0	8.1	1.2	1.8	1.8	1.0	
Cr	690	170	1240	580	50	40	40	60	40	60	50	70	50	60	60	30	30	10	10	10	10	
Cs	4.9	8.7	2.0	2.8	8.0	7.3	6.6	8.5	9.0	7.1	9.3	7.6	6.7	7.9	16.4	8.4	6.3	4.4	4.9	4.9	6.2	
Dy	2.5	2.4	2.7	2.2	4.8	4.5	4.7	5.3	5.0	3.8	5.4	5.0	5.0	4.8	4.8	5.6	5.4	3.0	1.8	1.3	1.8	
Er	1.6	1.5	1.6	1.5	2.6	2.6	2.9	3.1	2.9	2.2	3.2	3.1	2.9	2.6	2.6	3.2	3.4	2.0	1.1	0.5	1.1	
Eu	0.7	0.8	0.6	0.7	1.0	1.1	1.0	1.1	1.0	1.0	1.1	1.1	1.1	1.1	1.2	1.1	1.2	1.0	0.3	0.2	0.8	
Ga	16.8	19.4	12.4	17.3	19.5	20.0	19.3	19.7	19.8	20.3	21.1	20.6	20.1	19.9	19.9	21.2	16.8	13.4	15.0	20.2	16.9	
Gd	2.5	2.6	2.3	2.4	6.4	5.9	5.8	6.4	5.6	4.6	6.2	6.3	6.4	6.5	6.2	7.0	5.6	2.1	1.5	2.7	1.3	
Hf	1.5	1.7	2.2	1.4	5.8	5.3	4.8	5.7	5.0	5.6	5.1	5.7	5.3	5.4	5.3	5.3	4.3	1.9	1.6	2.5	1.5	
Ho	0.5	0.5	0.6	0.5	0.9	0.9	0.9	1.1	1.0	0.7	1.1	1.0	1.0	0.9	0.9	1.1	1.1	0.7	0.4	0.2	0.4	
La	13.3	13.7	8.6	11.8	37.8	35.9	34.9	36.1	30.9	27.9	33.3	35.6	37.1	37.8	35.5	40.2	29.3	10.3	7.4	12.9	7.3	
Lu	0.24	0.23	0.25	0.22	0.35	0.36	0.39	0.42	0.42	0.33	0.44	0.42	0.37	0.35	0.35	0.41	0.45	0.35	0.20	0.06	0.19	
Nb	7.4	6.0	4.2	5.6	13.4	13.6	13.4	13.3	13.3	13.5	12.3	13.2	12.7	13.0	13.2	13.5	10.4	6.0	7.4	13.7	5.2	
Nd	11.7	12.6	10.0	10.9	33.1	31.1	30.5	32.2	27.4	24.4	30.2	31.9	33.1	33.5	31.1	35.1	25.8	7.7	5.4	12.5	4.9	
Ni	43	28	111	48	17	14	16	20	13	15	18	23	16	21	20	20	11	nd	nd	nd	nd	
Pr	3.1	3.3	2.4	2.9	9.0	8.5	8.5	8.7	7.2	6.6	8.3	8.6	8.9	8.9	8.3	9.4	7.0	2.3	1.6	3.3	1.5	
Rb	70	45	23	35	167	140	149	141	147	152	151	143	132	130	148	148	151	138	174	166	236	
Sm	2.5	2.6	2.4	2.3	6.7	6.4	6.1	6.5	5.6	5.0	6.2	6.5	6.6	6.7	6.3	7.1	5.6	1.9	1.4	3.4	1.2	
Sn	1	1	1	1	6	3	3	3	3	3	3	3	3	3	4	3	2	5	6	3	5	
Sr	99	153	136	126	121	140	153	124	134	167	125	126	134	138	124	136	107	42	35	146	29	
Ta	0.4	0.4	0.3	0.4	1.1	1.0	1.1	1.0	1.0	1.0	1.1	1.1	1.1	1.0	1.0	1.0	0.8	1.2	2.1	1.3	1.5	
Tb	0.40	0.42	0.43	0.37	0.90	0.83	0.87	0.94	0.87	0.67	0.95	0.91	0.92	0.89	0.91	1.01	0.93	0.45	0.29	0.33	0.27	
Th	3.8	4.2	2.5	4.2	15.1	13.3	14.4	14.3	13.1	13.0	13.9	14.8	15.2	13.5	13.3	15.3	11.8	8.4	6.2	5.6	5.0	
Tm	0.25	0.22	0.26	0.20	0.36	0.36	0.39	0.45	0.42	0.31	0.45	0.43	0.39	0.37	0.38	0.47	0.47	0.34	0.18	0.07	0.18	
U	0.85	0.85	0.53	0.66	1.84	1.63	1.95	3.22	2.58	1.36	3.19	1.89	1.81	1.67	1.98	2.11	1.64	2.36	1.44	0.91	1.63	
V	283	231	296	265	72	67	66	89	66	82	78	92	76	85	84	93	62	8	8	6	6	
W	1	1	1	1	3	2	2	3	2	3	1	1	1	1	5	2	1	1	1	4	3	
Y	13.5	12.6	13.6	12.5	23.7	23.2	25.4	27.1	26.0	18.5	29.6	26.2	26.5	23.1	23.4	28.1	29.3	18.7	10.4	5.5	10.2	
Yb	1.62	1.52	1.61	1.53	2.33	2.48	2.51	2.79	2.86	2.24	2.92	2.81	2.49	2.26	2.38	2.77	3.02	2.35	1.31	0.41	1.34	
Zn	107	139	81	139	102	90	80	132	94	86	81	83	73	90	82	88	73	17	86	24	97	
Zr	48	56	82	54	197	180	171	191	168	181	191	210	198	179	182	180	148	44	30	60	31	

نشان می‌دهند. در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) ملاحظه می‌شود که تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سنگهای کالک آلکالن با مقادیر متفاوت K_2O قرار دارند (شکل ۲). در نمودارهای Al_2O_3/TiO_2 در مقابل TiO_2 ، Zr/TiO_2 در مقابل Hf و SiO_2 در مقابل Zr (شکل ۳) نیز تمامی نمونه‌ها یک روند مشخص را نشان می‌دهند که نشان از قرابت شیمیایی بین سنگ‌های این مناطق دارد.

گرانیت ارائه شده است. مقدار SiO_2 این نمونه‌ها بسیار متغیر بوده و از ۵۲-۷۵ wt% در تغییر می‌باشد. به‌طور میانگین مقدار SiO_2 در تونالیت‌ها ~۵۳wt% در گرانودیوریت‌ها ~۶۶wt% و در گرانیت‌ها ~۷۶ wt% است (شکل‌های ۲ و ۳). در شکل ۲ نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب برای تمامی نمونه‌های گرانیتوئیدی نمایش داده شده است. تمامی این نمونه‌ها روندهای مشابه و معنی‌داری را در نمودارهای هارکر



شکل ۲. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن‌ها.



شکل ۳. الف) نمودارهای تغییرات Al_2O_3/TiO_2 در مقابل TiO_2 ، ب) نمودار تغییرات Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 ، ج) نمودار تغییرات Hf در مقابل Zr.

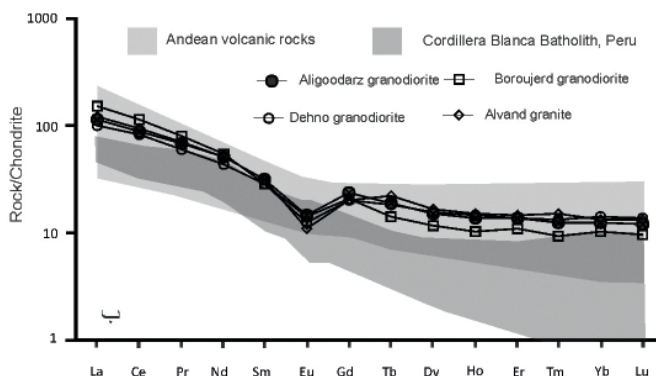
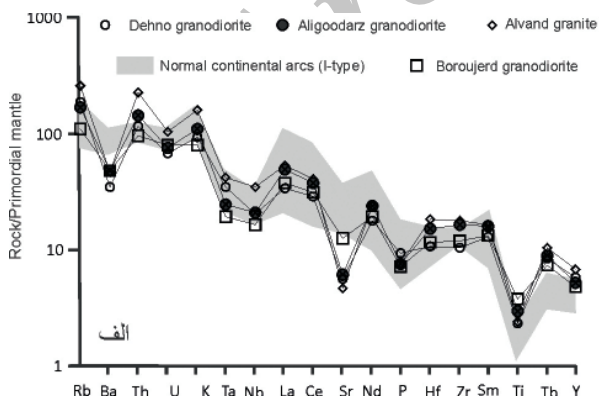
انجام شده بر روی کانی زیرکن به روش اورانیم - سرب نشان می‌دهد، تمامی آن‌ها در محدوده زمانی ۱۸۷-۱۶۳ میلیون سال یعنی در بازه زمانی کوتاهی در ژوراسیک میانی متبلور شده‌اند (Esna-Ashari et al., 2009; Shahbazi et al., 2010; Ahadnejad et al., 2011)؛ (احمدی خلجی، ۱۳۸۵؛ اثنی عشری، ۱۳۹۰).

رفتار متفاوت نمونه‌های مافیک‌تر

علی‌رغم تشابهات شیمیایی زیادی که بین گرانیتوئیدهای مناطق مختلف دیده می‌شود، برخی تفاوت‌های شیمیایی نیز در آن‌ها قابل رویت است. تفاوت‌های موجود، بیشتر بین نمونه‌های مافیک‌تر تونالیتی با محتوای سیلیس کمتر و نمونه‌های فلسیک‌تر

در شکل ۴، نمودارهای چند عنصری عنکبوتی و عادی‌سازی شده کندریتی سنگ‌های مناطق مختلف با یکدیگر مقایسه شده‌اند. در این شکل نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین شناخته شده‌ای که در سایر نقاط جهان وجود دارند، نیز مورد مقایسه قرار گرفته‌اند. همانطور که ملاحظه می‌شود، تشابهات زیادی بین نمودارهای مربوط به مناطق الیگودرز، دهنو، بروجرد و الوند وجود دارد. از سوی دیگر، این سنگ‌ها شباهت زیادی با سنگ‌های آذرین شناخته شده‌ای دارند که در محیط‌های قوس

گرانیتوئیدهای بخش میانی نوار سنندج - سیرجان از لحاظ سنی نیز بسیار به هم شبیه هستند، به طوری که تعیین سن‌های



شکل ۴. الف) نمودارهای عنکبوتی برای ترکیب میانگین گرانیتوئیدهای رخنمون یافته در بخش میانی نوار سنندج - سیرجان و مقایسه آن‌ها با گرانیتوئیدهای تشکیل شده در قوس‌های ماگمایی (Brown et al. 1984)، ب) مقایسه نمودارهای عادی‌سازی شده کندریتی گرانودیوریت‌های مورد مطالعه با باتولیت Cordillera Blanca (Petford and Atherton, 1996) و سنگ‌های ولکانیکی منطقه آند (www.prenhall.com/winter). شیب زیاد نمودارهای کندریتی در مورد اول گویای تشکیل گرانیتوئیدها در اعماق زیاد پوسته است ولی در ارتباط با مورد دوم شیب کم نمودارهای کندریتی دلالت بر تشکیل آن‌ها در اعماق کم پوسته دارد. شیب کم نمودارهای کندریتی نمونه‌های مورد مطالعه و تشابه آن‌ها با سنگ‌های ولکانیکی منطقه آند نیز گویای تشکیل آن‌ها در اعماق کم پوسته است.

تحولات ماگمایی بوده است. با افزایش SiO_2 از فراوانی Al_2O_3 ، CaO ، Fe_2O_3 و MgO و همچنین عناصر کمیاب Cr ، V و Co کاسته می‌شود. شیب منفی این نمودارها ناشی از تبلور بخشی بیوتیت، آمفیبول، پلاژیوکلاز و اکسیدهای آهن-تیتانیوم است. از سوی دیگر با افزایش SiO_2 ، فراوانی K_2O ، Na_2O و Rb اضافه می‌شود که دلیل آن تبلور کانی‌هایی از قبیل فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز سدیک است. به اعتقاد Garcia et al. (1994) در طی فرایند تفریق ماگمایی، نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ تغییر می‌کند و با استفاده از آن می‌توان بین دو فرایند تبلور بخشی و مدل رستیت تفکیک قائل شد. نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ در شکل ۳ یک روند افزایشی و منحنی شکل را ایجاد کرده است. چنین تغییراتی صرفاً با تبلور بخشی قابل توجیه است و نمی‌توان آن را به مدل رستیت نسبت داد.

تبلور بخشی و نقش آن در ایجاد تفاوت‌های شیمیایی

ماهیت فرایند تبلور بخشی به گونه‌ای است که در هر مرحله از تحولات ماگمایی باعث جدایش کانی‌های متفاوت و تشکیل ماگمایی با ترکیبات مختلف می‌شود. بنابراین در هر مرحله، ماگمایی تشکیل می‌شود که شرایط فیزیکوشیمیایی خاص خود را دارد. همین موضوع می‌تواند تفاوت‌هایی را در ویژگی‌های شیمیایی سنگ‌های تفریق یافته ایجاد کند که نهایتاً منجر به ایجاد برخی پیچیدگی‌ها در مطالعات مربوط به یک سری ماگمایی می‌شود. در ناحیه مورد مطالعه و در نگاه اول ممکن است برخی از تفاوت‌های موجود را ناشی از تفاوت در منشاء سنگ‌ها دانست ولی مطالعه آنها در مقیاس وسیع نشان می‌دهد که بسیاری از این تفاوت‌ها به کمک فرایند تبلور بخشی قابل توجیه است. به عنوان مثال، انحنای موجود در نمودارهای هارکر Ba و Zr (شکل ۲) به دلیل فرایند تبلور بخشی است (McCarthy and Groves, 1979; Chappell, 1997). تهی‌شدگی سنگ‌های پرسیلیس (مثل گرانیت الیگودرز) از این دو عنصر به دلیل اشباع‌شدگی ماگمای با سیلیس حدواسط (مثل گرانودیوریت الیگودرز) از این عناصر است که منجر به تبلور بیوتیت و زیرکن در آن شده است. با توجه به این که Ba و Zr به ترتیب فراوانی زیادی در بیوتیت و زیرکن دارند بنابراین ماگمای گرانیتی باقیمانده از این عناصر تهی شده است. تبلور آمفیبول در مراحل ابتدایی تحول ماگمایی و پس از آن تبلور پلاژیوکلاز باعث ایجاد انحنا در نمودار Al_2O_3 در مقابل SiO_2 (شکل ۲) شده است. تبلور آمفیبول در سنگ‌های کم سیلیس (تونالیت‌ها) باعث غنی‌شدگی ماگمای باقیمانده از Al_2O_3 شده ولی در مرحله بعد با تبلور پلاژیوکلاز، Al_2O_3 کاهش می‌یابد. فراوانی آمفیبول در تونالیت‌های الیگودرز باعث تشابه آن‌ها با سنگ‌های کومولایی شده است. تونالیت‌های بروجرد، آمفیبول کمتری دارند و به همین دلیل ترکیب آن‌ها تحول یافته‌تر است (شکل ۵).

در شکل ۶ طبیعت کومولایی تونالیت‌ها به شیوه‌ای دیگر مورد بررسی قرار گرفته است. در این شکل با استفاده از عناصر Rb ،

گرانیتی و گرانودیوریتی است که سیلیس بیشتری دارند. به عنوان مثال علی‌رغم این که در بیشتر نمودارهای هارکر (شکل ۲) روند تغییرات عناصر برای تمامی نمونه‌ها به صورت خطی است ولی روند تغییرات عناصر Al ، Zr و Ba از حالت خطی خارج شده و انحناء دارد. به عبارت دیگر نمونه‌های کم سیلیس و نمونه‌های پرسیلیس یک روند واحد نشان نمی‌دهند. در شکل ۵ به کمک نمودار مثالی AFM ($\text{A} = \text{alkali oxides}$; $\text{F} = \text{FeO}$) (Beard, 1986) (total; $\text{M} = \text{MgO}$)، این رفتار متفاوت به شکلی دیگر نشان داده شده است. از این نمودار جهت تفکیک انواع مختلف سنگ‌هایی استفاده می‌شود که در محیط قوس ماگمایی تشکیل شده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌شود، نمونه‌های مافیک‌تر (تونالیت‌های الیگودرز و بروجرد) موقعیت‌های متفاوتی را در مقایسه با نمونه‌های فلسیک‌تر (گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها) اشغال کرده‌اند. همچنین تونالیت‌های الیگودرز برخلاف تونالیت‌های بروجرد در محدوده سنگ‌های کومولایی مافیک قرار می‌گیرند. تونالیت‌های بروجرد از لحاظ ترکیبی حدواسط سنگ‌های کومولایی مافیک و سنگ‌های فلسیک هستند و در نزدیکی محدوده سنگ‌های مافیک غیر کومولایی قرار دارند.

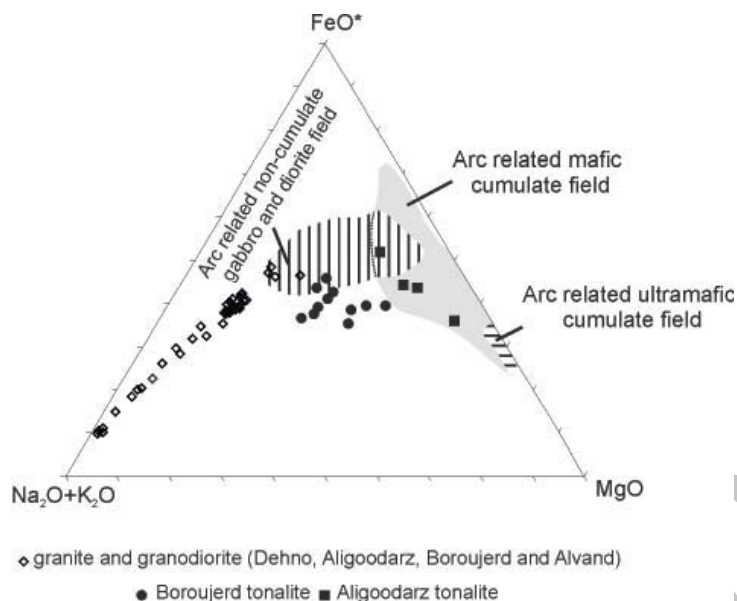
بحث

قرابت ژنتیکی نمونه‌های مورد مطالعه

بررسی ترکیب شیمیایی گرانیتوئیدهای الیگودرز و مقایسه آن‌ها با گرانیتوئیدهای مناطق دهنو، بروجرد و الوند دلالت بر منشاء مشترک و تحولات پتروژنتیکی مشابهی دارد که تمامی این مناطق را تحت تاثیر قرار داده است. روندهای مشابه و معنی‌داری که در بسیاری از نمودارهای شکل ۲ و ۳ دیده می‌شود، گواه بر همین موضوع است. Winchester and Floyd (1977) از نمودار نسبت Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 (شکل ۳-الف) به عنوان ابزاری جهت تشخیص سنگ‌های مربوط به سری‌های ماگمایی مختلف استفاده کردند. با توجه به این که در این نمودار، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه یک روند خطی واحد را تشکیل می‌دهند، می‌توان منشاء مشترکی را برای تمامی آن‌ها در نظر گرفت. از جمله شواهد دیگری که چنین قرابت ژنتیکی را تایید می‌کند، موقعیت این سنگ‌ها در نمودار Hf در مقابل Zr است (شکل ۳-ج). نمودارهای عنکبوتی و عادی‌سازی شده کندریتی که به عنوان ابزارهایی شناخته شده برای تشخیص منشاء سنگ‌ها به کار می‌روند نیز قرابت ژنتیکی بین سنگ‌های مناطق مختلف را تایید می‌کنند زیرا روندهای مربوط به این سنگ‌ها بسیار به هم شبیه هستند (شکل ۴).

تبلور بخشی به عنوان عاملی موثر در تحولات ماگمایی

با توجه به ارتباط ژنتیکی که بین سنگ‌های مناطق مختلف وجود دارد، سوال این است که چه فرایندی نقش اصلی را در سیر تحولی ماگما داشته است. روندهای خطی در نمودارهای هارکر (شکل ۲) نشان می‌دهند که تبلور بخشی، فرایندی موثر در



شکل ۵. نمودار AFM جهت تفکیک سنگ‌های مافیک و الترامافیک کومولایی و غیر کومولایی که در محیط قوس ماگمایی تشکیل می‌شوند (Beard, 1986).

وجود دارد که بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در مناطق فرورانش است. غنی‌شدگی از عناصر LILE (Th, Rb, K و Cs) و LREE نسبت به عناصر HREE (Ta, Nb, Hf, Zr و HFSE) و Ti از جمله این شواهد است (Wilson, 1989). تمامی این نمودارها دارای شیب منفی بوده و دارای آنومالی P, Sr, Nb, Ta, Ba و Ti هستند که همگی بیانگر تشکیل ماگما در محیط فرورانش است (Pearce and Peate, 1995; Tatsumi and Eggins, 1995). غنی‌شدگی Cs نسبت به Rb و K از دیگر ویژگی‌های ماگماهای قوسی به حساب می‌آید (Pearce and Peate, 1995).

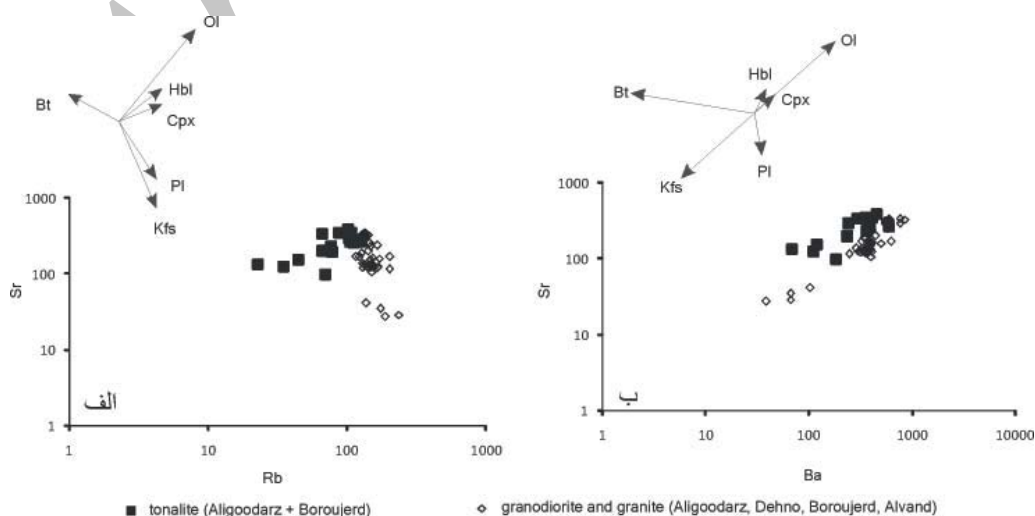
Sr و Ba فرایند تبلور بخشی مدل‌سازی شده است (Roberts et al., 2000). تبلور کانی‌های مختلف و تاثیر آنها در روند تغییرات شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه را به خوبی می‌توان در این شکل مشاهده کرد. همانطور که ملاحظه می‌شود، رفتار شیمیایی تونالیت‌ها با سایر سنگ‌ها متفاوت است و روند تغییرات شیمیایی آنها با تبلور آمفیبول از ماگمای اولیه قابل توجیه است. تبلور فلدسپار نیز باعث ایجاد شیب منفی در نمونه‌های فلسیک شده است.

محیط تکتونیکی

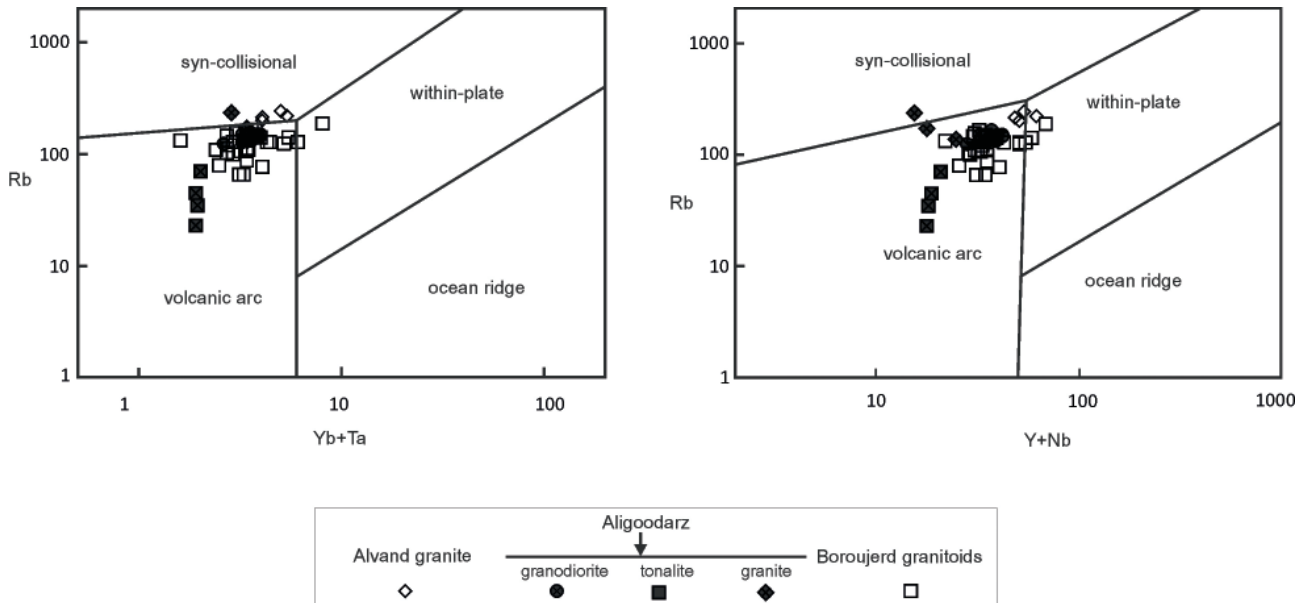
تشابه زیادی بین گرانیتوئیدهای مورد مطالعه و گرانیتوئیدهایی است که در محیط قوس آتشفشانی تشکیل می‌شوند (شکل ۷). در نمودارهای عنکبوتی ارائه شده در شکل ۴-الف نیز شواهد زیادی

خاستگاه گرانیتوئیدها

در نمودار عنکبوتی شکل ۴ و نمودارهای Rb/Zr در مقابل Nb و Y (شکل ۸) گرانیتوئیدهای بخش میانی نوار سندج -



شکل ۶. الف) نمودار دوتایی Sr در مقابل Rb، ب) Sr در مقابل Ba که روند تغییرات گرانیتوئیدهای دهنو، الیگودرز، بروجرود و الوند را نشان می‌دهند. تبلور کانی‌های مختلف باعث می‌شود تا ماگمای باقیمانده در جهت پیکان‌ها تغییر ترکیب دهد (Roberts et al., 2000).

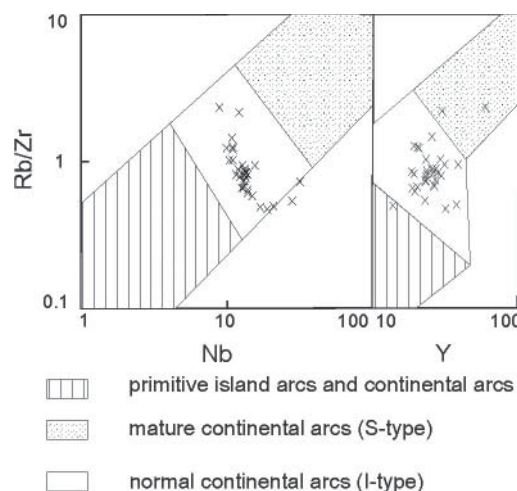


شکل ۷. نمودارهای تشخیص محیط تکتونیکی (Pearce et al., 1984). نمونه‌های مورد مطالعه عمدتاً در محدوده مناطق قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند.

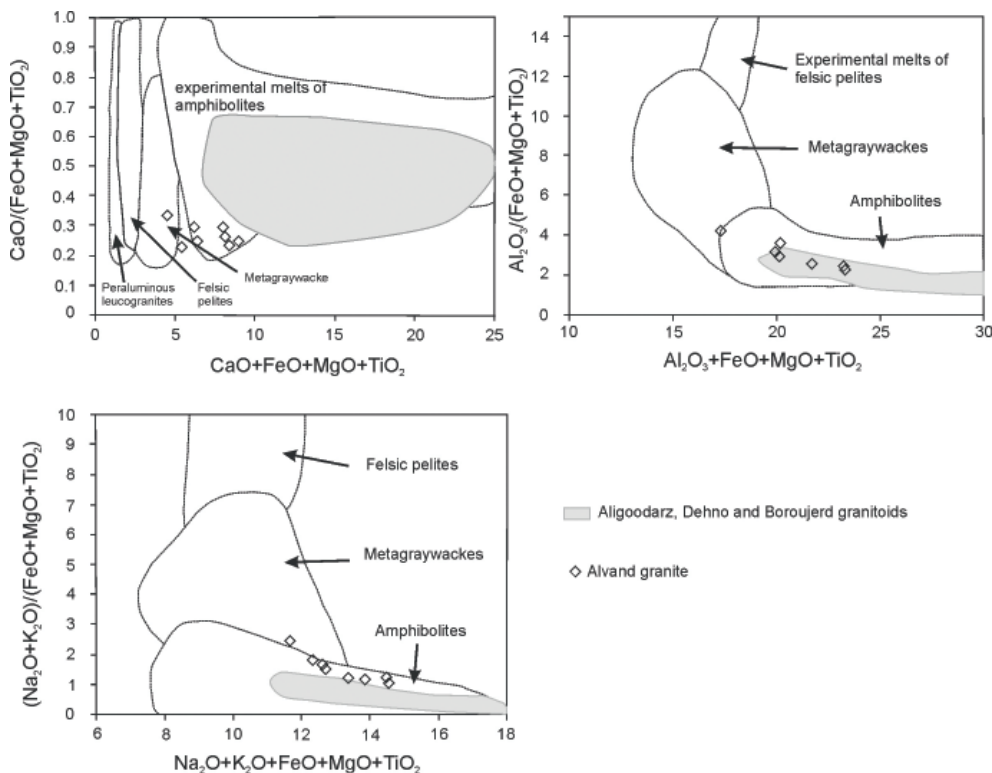
رسی باعث کاهش تمرکز CaO در سنگ‌های رسوبی و گرانیت‌های حاصل از آنها می‌شود (Chappell and White, 1974 and 1992). K_2O و Cr نیز در سنگ‌های رسی فراوانی قابل توجهی دارند. بنابراین گرانیت‌های حاصل از ذوب این سنگها، مقدار بیشتری از این عناصر را در خود جای داده‌اند (Hine et al., 1978; Chap-pell and White, 1992). همچنین عناصری مثل Rb و Th که رفتار شیمیایی مشابه با K دارند، در این قبیل گرانیت‌ها فراوانی بیشتری دارند (Hine et al., 1978).

در شکل ۹ محدوده ترکیبی گرانیت‌های حاصل از ذوب بخشی سنگ منشاءهای مختلف نشان داده شده است (Patiño Douce, 1999). تقریباً تمامی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه شبیه به ماگماهای حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های آمفیبولیتی هستند. گرانیت‌های الوند از سایر گرانیتوئیدها جدا شده و به سمت مذاب‌های

سیرجان با سایر گرانیتوئیدهای شناخته شده جهان مقایسه شده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌شود تقریباً تمامی این گرانیتوئیدها شبیه به گرانیت‌های نوع I هستند که در محیط قوس قاره‌ای تشکیل می‌شوند. البته علی‌رغم تشابهات زیادی که بین توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه وجود دارد (شکل‌های ۲، ۳ و ۴)، تفاوت‌هایی نیز بین گرانیت الوند و سایر گرانیتوئیدها دیده می‌شود. گرانیت الوند نسبت به گرانیتوئیدهای سایر مناطق از Ca تهی شده است. برخی از این تفاوت‌ها در نمودارهای تغییرات شکل ۲ قابل پیگیری است. این اختلافات شیمیایی را می‌توان به دلیل تشابه نسبی گرانیت‌های الوند با گرانیت‌های نوع S و تاثیر بیشتر مواد رسوبی در شکل‌گیری گرانیت‌های این منطقه دانست. هوازگی سنگ‌های رسوبی و تجزیه فلدسپات‌ها به کانی‌های



شکل ۸. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای Rb/Zr در مقابل Nb و Y جهت تمایز گرانیت‌های با منشاء متفاوت که در محیط‌های تکتونیکی متفاوتی تشکیل شده‌اند (Brown et al., 1984).



شکل ۹. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی جهت تشخیص ترکیب مذاب حاصل از ذوب بدون آب سنگ‌های منشاء با ترکیب متفاوت (Patiño Douce, 1999). همانطور که ملاحظه می‌شود گرانیتهای الوند ترکیب متفاوتی با سایر نمونه‌ها داشته و به سمت مذاب‌های حاصل از ذوب سنگ‌های رسوبی متمایل شده‌اند.

فراوانی پایین عناصر واسطه (Ni و V، Co، Cr) در گرانیتهای مورد مطالعه و حجم زیاد سنگ‌های گرانیتهای ایزوتوپی (Ahmadi-Khalaji et al., 2007) بیان می‌دارد که این سنگ‌ها از تفریق ماگمای گوشته‌ای حاصل نشده‌اند. از سوی دیگر، شواهد اختلاط ماگمایی در مقیاس وسیع در گرانیتهای مورد مطالعه مشاهده نشده است (Ahmadi-Khalaji et al., 2007; Esna-Ashari et al., 2011). همچنین این گرانیتهای از نوع کالک آلکالن غنی از پتاسیم هستند که با آنومالی منفی Sr، Nb، Ta، P، Ti و Ba و آنومالی مثبت Nd، La، K، Th و Rb مشخص می‌شوند که به همراه شواهد ایزوتوپی (Ahmadi-Khalaji et al., 2007; Shahbazi et al., 2010) همگی بیانگر منشاء پوسته‌ای این سنگ‌ها هستند. بنابراین می‌توان آن‌ها را حاصل ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای دانست. ماگمای گوشته‌ای که در بخش‌های پایینی پوسته تزریق شده‌اند، حرارت لازم برای ذوب سنگ‌های پوسته‌ای را فراهم کرده‌اند. گابروهای الوند ممکن است نماینده ماگمای گوشته‌ای باشند که باعث ذوب سنگ‌های پوسته‌ای شده‌اند. ماگمایی که به این صورت تشکیل شده، در حین صعود، به مقادیر متفاوتی سنگ‌های رسوبی را در خود هضم نموده و تحت تاثیر فرایند تبلور بخشی نیز قرار گرفته است. مقدار هضم در گرانیتهای مناطق مختلف، متفاوت است و همانطور که اشاره شد شواهد مختلفی وجود دارد که نشان می‌دهد مقدار هضم مواد رسوبی

حاصل از ذوب سنگ‌های رسوبی متمایل شده‌اند. میگماتی شدن سنگ‌های اطراف باتولیت الوند، حضور زینوکریست‌های فراوانی از جنس سیلیکات‌های آلومینیم (آندالوزیت، سیلیمانیت، گارنت و کردیریت) و آنکلاوهای سورمیکاسه در گرانیتهای الوند از جمله شواهد دیگری هستند که نقش سنگ‌های رسوبی را در شکل‌گیری گرانیتهای الوند تایید می‌کنند (Sepahi, 2008).

در رابطه با نحوه شکل‌گیری گرانیتهای در قوس‌های ماگمایی، دو نظریه کلی وجود دارد. گروهی منشاء آن‌ها را ماگمای بازالتی دانسته و فرایندهای دخیل در شکل‌گیری آن‌ها را فرایند MASH (Hildreth and Moorbath, 1988) و فرایند AFC^۲ (به عنوان مثال: Bacon and Druitt, 1988) در نظر می‌گیرند. در این مدل ماگمای گوشته‌ای باعث ذوب سنگ‌های پوسته پایینی در مرز بین پوسته و گوشته می‌شود و نهایتاً این دو ماگما با هم به‌طور کامل اختلاط می‌یابند. در مرحله بعد، این ماگما تحت تاثیر فرایند تبلور بخشی قرار گرفته و گرانیتهای با ترکیبات متفاوت ایجاد می‌کند. در مدل دیگری که برای شکل‌گیری ماگمای گرانیتهای ایزوتوپی در نظر گرفته شده است، ماگمای بازالتی گوشته‌ای صرفاً دمای لازم برای ذوب سنگ‌های پوسته‌ای را تامین می‌کند (به عنوان مثال: Guffanti et al., 1996). در این مدل نیز ماگمای ایجاد شده ممکن است در مراحل تحولی بعدی تحت تاثیر فرایند AFC قرار گرفته و گرانیتهای متفاوتی را ایجاد کند.

1. Melting, Assimilation, Storage and Homogenisation
2. Assimilation and Fractional Crystallization

در گرانیت‌های الوند بیشتر از گرانیتوئیدهای سایر مناطق است.

نتیجه‌گیری

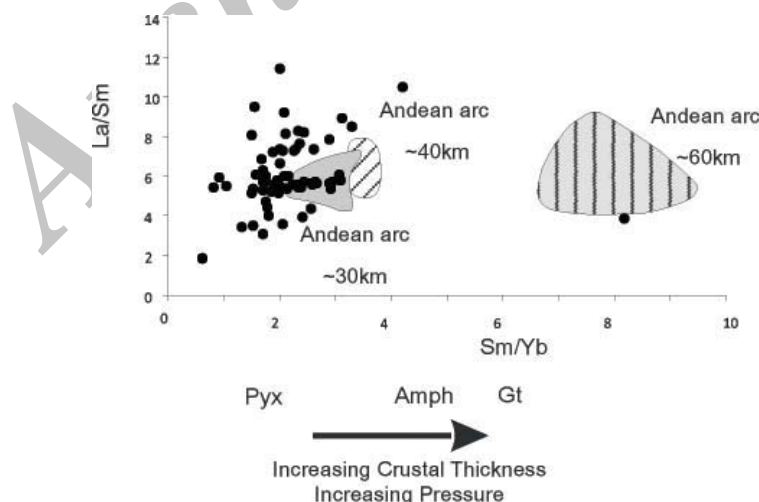
بررسی ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای الیگودرز و مقایسه آن‌ها با گرانیتوئیدهای دهنو، بروجرد و الوند که همگی در بخش میانی نوار سندج - سیرجان قرار دارند، گویای قرابت ژنتیکی بین تمامی این توده‌هاست. بنابراین می‌توان تمامی آن‌ها را متعلق به یک سری ماگمایی در نظر گرفت. تبلور بخشی مهمترین فرایندی است که در تحولات ماگمایی گرانیتوئیدهای این مناطق نقش داشته است. محصولات اولیه تبلور عمدتاً در سنگ‌های با سیلیس اندک (تونالیت‌ها) تجمع یافته است و به همین دلیل رفتار ژئوشیمیایی آن‌ها با سنگ‌های پرسیلیس (گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها) متفاوت است. در بین سنگ‌های تونالیتی نیز فراوانی کانی‌های کومولایی در تونالیت‌های الیگودرز بیشتر است و تونالیت‌های بروجرد طبیعت تحول یافته‌تری دارند.

گرانیتوئیدهای بخش میانی نوار سندج - سیرجان در عمق کم پوسته قاره‌ای (عمق حدود ۳۰ کیلومتر) تشکیل شده‌اند. با توجه به تشابه سنی که بین این گرانیتوئیدها وجود دارد، می‌توان چنین ادعان کرد که تمامی آن‌ها در یک محیط قوس قاره‌ای و در نتیجه فعالیت‌های شدید و وسیع ماگمایی در ژوراسیک میانی و در پاسخ به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک ایران حاصل شده‌اند. صعود ماگمای گوشته‌ای منشاء گرفته از گوشته، عامل موثر در ذوب سنگ‌های پوسته‌ای بوده است. ماگمای حاصل از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای نهایتاً باعث تشکیل گرانیتوئیدهای مورد مطالعه شده است. با توجه به شباهت زیادی که گرانیتوئیدهای مورد مطالعه با گرانیتوئیدهای نوع I دارند، می‌توان منشاء آن‌ها را ذوب سنگ‌های پوسته پایینی در نظر گرفت. ترکیب این ماگما پس از تشکیل، تحت تاثیر دو فرایند تبلور بخشی و هضم سنگ‌های پوسته بالایی (سنگ‌های رسوبی) بوده است. میزان تاثیر هر یک

تخمین ضخامت پوسته

بسته به این که ماگما در چه عمقی تشکیل شود، فشار حاکم بر آن و همچنین نوع کانی‌هایی که در رستیت‌های حاصل از ذوب سنگ منشاء دیده می‌شوند، متفاوت خواهد بود. با استفاده از نسبت‌های عناصر کمیاب خاکی می‌توان نوع کانی‌های موجود در رستیت و عمق تشکیل ماگما را تخمین زد.

تغییر در نسبت Sm/Yb در گرانیتوئیدها ارتباط نزدیکی با تغییر در نوع کانی‌های موجود در فاز رستیتی نشان می‌دهد. با افزایش این نسبت، ترکیب کانی‌شناسی فاز رستیتی از کلینوپیروکسن به آمفیبول و نهایتاً به گارنت تغییر می‌یابد (Kay and Kay, 1991). حضور کلینوپیروکسن، آمفیبول و گارنت در منطقه منشاء به ترتیب نشان‌دهنده تشکیل ماگما در اعماق $30-45\text{km}$ ~ 35km و $45-50\text{km}$ پوسته است (Kay and Mpodozis, 2001). در شکل ۱۰، نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb و نحوه استفاده از آن در تعیین عمق تشکیل ماگما نشان داده شده است. موقعیت گرانیتوئیدهای نواحی آند و عمق تشکیل آن‌ها نیز برای مقایسه نشان داده شده است. این مقایسه نشان دهنده ضخامت کم پوسته (30km ~) در زمان تشکیل گرانیتوئیدهای مورد مطالعه و حضور پیروکسن و آمفیبول در فاز برجای مانده است. مقایسه نمودارهای عادی-سازی شده کندریتی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه با سایر گرانیتوئیدهای نوع آندی نیز عمق کم تشکیل ماگما را تایید می‌کند (شکل ۴-ب). در شکل ۴-ب مشخص شده که نمودارهای مربوط به نمونه‌های سندج - سیرجان شیب اندکی داشته و شبیه سنگ‌هایی هستند که در اعماق کم پوسته تشکیل می‌شوند.



شکل ۱۰. نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. در این نمودار محدوده‌های مربوط به گرانیتوئیدهای نوع آند که در اعماق متفاوت پوسته تشکیل شده‌اند نیز جهت مقایسه ارائه شده است. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه نشان دهنده تشکیل آن‌ها در اعماق کم پوسته است. داده‌های مربوط به ضخامت ۶۰ کیلومتر از باتولیت Cordillera Blanca در کشور پرو (Petford and Atherton, 1996)؛ داده‌های مربوط به ضخامت ۴۰ کیلومتر از گرانیتوئیدهای El Abra-Fortuna (Haschke et al., 2002) و داده‌های مربوط به ضخامت ۳۰ کیلومتر از گرانیتوئیدهای Northern Puna (Caffe et al., 2002) اقتباس شده است.

setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology*, 1, 848–851.

- Brown, G.C., Thorpe, R.S. and Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society of London*, 141, 413-426.

- Caffè, P.J., Trumbull, R.B., Coira, B.L. and Romer, R.L., 2002. Petrogenesis of early Neogene magmatism in the northern Puna; implication for magma genesis and crustal processes in the central Andean Plateau. *Journal of Petrology*, 43, 907-942.

- Chappell, B.W., 1997. Compositional variation within granite suites of the Lachlan Fold Belt: its causes and implications for the physical state of granite magma. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 88, 159–170.

- 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, 1–26.

- Esna-Ashari, A., Hassanzadeh, J., Wernicke, B.P., Schmitt, A.K., Axen, G. and Horton, B., 2009. Middle Jurassic Flare-up Cretaceous magmatic lull in the central Sanandaj-Sirjan arc, Iran: analogy with the southwestern United States. *GSA Annual Meeting*, 18-21 October, Portland, Oregon, USA.

- Esna-Ashari, A., Hassanzadeh, J. and Valizadeh, M.V., 2011. Geochemistry of microgranular enclaves in Ali-goodarz Jurassic arc pluton, western Iran: implications for enclave generation by rapid crystallization of cogenetic granitoid magma. *Mineralogy and Petrology*, 101, 195-216.

- Garcia, D., Fontelles, M. and Moutte, J., 1994. Sedimentary fractionation between Al, Ti and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *Journal of Geology*, 102, 411–422.

- Ghalamghash, J., Mirnejad, H. and Rashid, H., 2009. Mixing and mingling of mafic and felsic magmas along the Neo-Tethys continental margin, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: A case study from the Alvand pluton. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 186, 79–93.

- Guffanti, M., Clynne, M.A. and Muffler, L.J.P., 1996. Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and constraints on

از این دو فرایند در گرانیتوئیدهای مناطق مختلف، متفاوت است. همین موضوع باعث شده تا گرانیت الوند از لحاظ ویژگی‌های سنگ منشاء تا حدودی متفاوت از سایرین باشد. در مقایسه با سایر گرانیتوئیدها، مواد رسوبی در پتروژنز گرانیت الوند نقش بیشتری داشته و همین موضوع باعث شباهت نسبی گرانیت‌های الوند با گرانیت‌های نوع S شده است.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از مسئولین دانشگاه پیام نور مرکز همدان که بخشی از امکانات مورد نیاز این پژوهش را فراهم نمودند، قدردانی به عمل می‌آید.

منابع

- اثنی عشری، ا.، ۱۳۹۰. پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای شمال و شمال غرب الیگودرز. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تهران.
- احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۵. پترولوژی توده گرانیتوئیدی بروجرد، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تهران.
- سنگ‌های ولکانیکی منطقه آند. مجموعه داده‌های موجود به آدرس www.prenhall.com/winter

- Ahadnejad, V., Valizadeh, M.V., Deevsalar, R. and Rezaei-Kakhkhai, M., 2011. Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 261, 61-75.

- Ahmadi-Khalaji, A.A., Esmaily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 859-877.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 94, 401–419.

- Agard, A., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monte, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148, 692-725.

- Bacon, C.R. and Druitt, T.H., 1988. Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 224–256.

- Beard, J.S., 1986. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic

basalt influx to the lower crust. *Journal of Geophysical Research*, 101, 3001–3013.

- Haschke, M., Siebel, W., Günther, A. and Scheuber, E., 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in North Chile (21°–26°S). *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1029/2001JB000328.
- Hildreth, E.W. and Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 177–195.
- Hine, R., Williams, I.S., Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1978. Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko batholiths. *Journal of the Geological Society of Australia*, 25, 219–234.
- Kay, R.W. and Kay, S.M., 1991. Creation and destruction of lower continental crust. *Geologische Rundschau*, 80, 259–278.
- Kay, S.M. and Mpodozis, C., 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, 11, 4–9.
- McCarthy, T.S. and Groves, D.I., 1979. The Blue Tier Batholith, northeastern Tasmania: a cumulate-like product of fractional crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, 193–209.
- PatiñoDouce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), *Understanding Granites; Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society of London, Special Publication, 168, 55–75.
- 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.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251–285.
- 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.
- Petford, N. and Atherton, A., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: The Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37, 1491–1521.
- Rajaieh, M., Khalili, M. and Richards, I., 2010. The significance of mafic microgranular enclaves in the petrogenesis of Dehno complex, Sanandaj-Sirjan belt, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 24–36.
- Roberts, M., Pin, C., Clemens, J.D. and Paquette, J.L., 2000. Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the calc-alkaline Quérigut complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology*, 41, 809–844.
- 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, 295–312.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Vousoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 668–683.
- Tatsumi, Y. and Eggins, S., 1995. *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 224.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Chapman and Hall, London, 466.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325–343.