

زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی دایک‌های بازیک منطقه بروجرد (پهنه سندنجد - سیرجان)

زهرا طهماسبی^۱، حدیث قاسمی‌فرد^۱، احمد احمدی خلجی^{۱*} و لیلی ایزدی‌کیان^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

چکیده

در منطقه بروجرد، دایک‌های بازیک، با روند شمال‌خاوری - جنوب‌باختری، توده‌های گرانودیوریتی ژوراسیک میانی را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها به رنگ سبزه‌تیره، دانه‌ریز تا دانه‌متوسط هستند و بافت افیتیک و ساب‌افیتیک دارند. آمفیبول، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی بیوتیت، آپاتیت، اسفن و پره‌نیت از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها هستند. آمفیبول‌ها از نوع کلسیک و ترکیب آنها از منیزیم‌هورنبلند تا اکتینولیت‌هورنبلند بوده و دمای ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۵ تا ۵/۲ کیلوبار برای تبلور آنها به دست آمده است. ترکیب پلاژیوکلازها از آلبیت تا الیگوکلاز است. این دایک‌ها جوان‌ترین فعالیت ماگمایی در منطقه بوده و دچار دگرریختی نشده‌اند. در پی برخورد دو صفحه عربی و ایران مرکزی، فشار پدیدآمده در صفحه ایران مرکزی گسترش شکستگی‌های کششی در راستای حرکت این صفحه‌ها را در پی داشته است. از این‌رو، در این منطقه گسترش دایک‌های بازیک در راستای حرکت صفحه‌ها در راستای شمال‌خاوری - جنوب‌باختری و به‌سوی همگرایی آنها پدید آمده‌اند. برپایه نمودارهای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی ماگماها، ماگمای سازنده دایک‌های بازیک، آکالن و وابسته به پهنه درون‌صفحه‌ای بوده و از ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته غنی‌شده پدید آمده است.

واژه‌های کلیدی: دایک‌های بازیک، زمین‌شیمی، پتروژئولوژی، بروجرد

مقدمه

سندنجد - سیرجان به‌شمار می‌رود. مهم‌ترین رویداد زمین‌شناسی در این ناحیه، پیدایش کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد در زمان ژوراسیک میانی و توده گرانیتوئیدی گوشه در ائوسن پایانی است (Ahmadi, Khalaji, 2006). این گرانیتوئیدها درون فلیت‌های

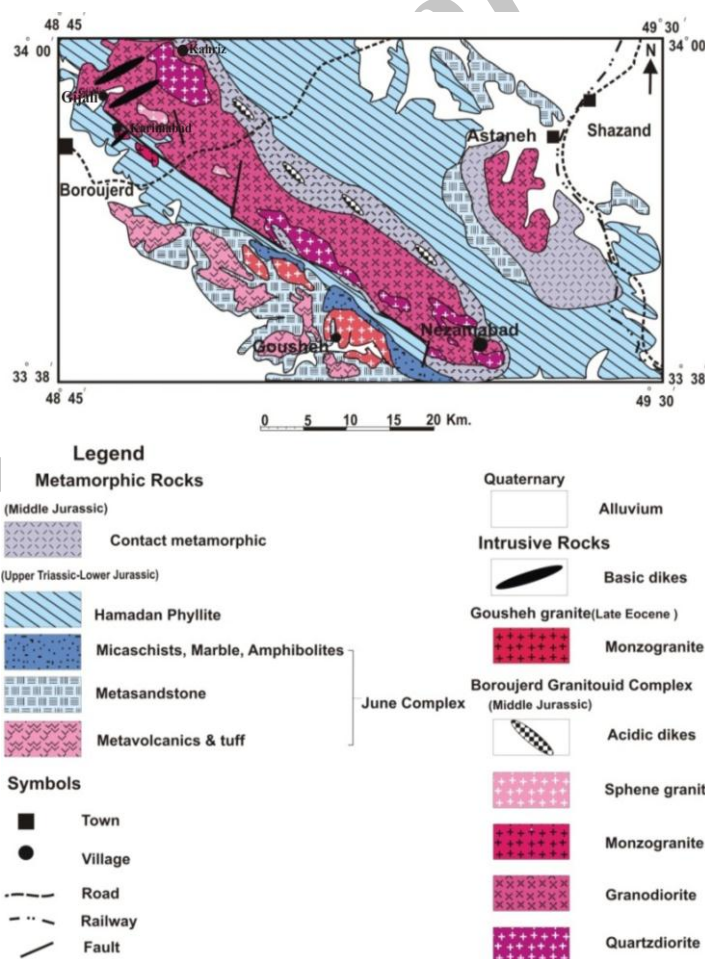
گستره بررسی‌شده بروجرد در خاور و شمال‌خاوری شهرستان بروجرد، میان طول‌های جغرافیایی ۴۵' ۴۸° تا ۴۵' ۳۳° تا ۸' ۴۹° خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۴۵' ۳۳° تا ۳۴° شمالی جای گرفته است (شکل ۱) و بخشی از پهنه

* khalagi2002@yahoo.com

Copyright©2017, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

شمال‌باختری و جنوب‌خاوری است (Moameri, 2015). روندهای گوناگون دایک‌های اسیدی در منطقه را می‌توان برپایه تغییر زاویه شیب فرورانش نئوتیس به زیر صفحه ایران و جهت‌گیری میدان تنش در پهنه‌های فرورانش گوناگون توجیه کرد (Moameri, 2015). همچنین، در منطقه بروجرد، دایک‌های بازیک سنگ‌های دیگر منطقه، به‌ویژه واحد گرانودیوریتی و دایک‌های اسیدی، را قطع می‌کنند به‌گونه‌ای که این دایک‌ها را جوان‌ترین فعالیت ماگمایی در منطقه می‌دانند (Berthier *et al.*, 1974; Ahmadi Khalaji, 2006; Deevsalar *et al.*, 2014). در این پژوهش، خاستگاه ماگمای سازنده این دایک‌ها و جایگاه زمین‌ساختی آنها برپایه داده‌های ساختاری، شیمی سنگ کل و شیمی کانی بررسی شده است.

همدان نفوذ کرده و دگرگونی مجاورتی را در پی داشته‌اند (Tahmasbi and Ahmadi Khalaji, 2010). کمپلکس گرانیتوییدی بروجرد شامل واحد گرانودیوریت، واحد کوارتزیدیوریت و واحد مونزوگرنایت است. همچنین، رگه‌ها و استوک‌های گرنایت روشن اسفن‌دار، دایک‌های اسیدی، رگه‌های کوارتز-تورمالین و دایک‌های بازیک و حد واسط نیز در این کمپلکس دیده می‌شوند (Ahmadi Khalaji, 2006). دایک‌های اسیدی مجموعه گرانیتوییدی بروجرد و هاله دگرگونی آن را قطع کرده‌اند. دایک‌های آپلیتی و پگماتیتی درازای ۳۰ تا ۹۰ متر و ستبرای ۰/۳ تا ۰/۸ متر داشته و از دایک‌های اسیدی به‌شمار می‌روند. این دایک‌ها دارای دو روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری و شمال‌باختری- جنوب‌خاوری بوده و راستای شیب آنها بیشتر



شکل ۱- نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه بروجرد در پهنه سنج- سیرجان (پهنه سنج - سیرجان) (Ahmadi Khalaji, 2006)

روش انجام پژوهش

در هنگام بررسی‌های صحرایی از دایک‌های بازیگ منطقه بروجرد، از ساختارها و سنگ‌ها نمونه‌برداری شد. برای بررسی سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری ۳۰ مقطع نازک ساخته و بررسی شد. سپس از میان آنها ۱۱ نمونه سنگی با کمترین دگرسانی برگزیده و برای انجام تجزیه شیمیایی به روش ICP-AES و ICP-MS آماده‌سازی و به آزمایشگاه S.G.S. کشور کانادا فرستاده شد. در مقاله Cotten و همکاران (۱۹۹۵)، روش انجام این آنالیزها گفته شده است. انحراف استاندارد نسبی برای عنصرهای اصلی $2 \pm$ درصد وزنی و برای عنصرهای کمیاب $5 \pm$ درصد وزنی است. داده‌های به‌دست‌آمده در جدول ۱ آورده شده‌اند. همچنین، ۶ مقطع نازک- صیقلی آماده و برای بررسی دقیق کانی‌ها و شناسایی ترکیب شیمیایی آنها، به روش تجزیه ریزکوالکترونی، به آزمایشگاه مرکزی شرکت فرآوری مواد معدنی ایران فرستاده شدند. در این روش، کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز با دستگاه SX100 Cameca و با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kv و شدت جریان ۲۰ nA تجزیه شدند. داده‌های به‌دست‌آمده در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند. داده‌های کمی به‌دست‌آمده از نمونه‌برداری از ساختارها نیز با نرم‌افزارهای رایانه‌ای بررسی و تحلیل شدند.

ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

در پیرامون روستاهای که‌ریز، گيجالی بالا و گيجالی پایین، بیشتر دایک‌های بازیگ در واحد گرانودیوریت رخنمون‌های کم و فرسایش یافته‌ای دارند (شکل ۲). این دایک‌ها دارای روند کلی NE-SW با شیب بسیار (نزدیک به قائم) هستند (شکل ۳- A) که عمود بر روند زاگرس است؛ اما دایک‌های اسیدی (آپلیتی و پگماتیتی) دارای دو روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری و شمال‌باختری- جنوب‌خاوری هستند (شکل ۳- B). برپایه تصویرهای ماهواره‌ای، دایک‌های بازیگ

درازا و سستبرای بسیاری (درازای نزدیک به ۲۰۰ تا ۴۰۰ متر و سستبرایی نزدیک به ۱ متر) دارند. همچنین، تأثیر گسل‌های با جابجایی ظاهری راستگرد و راستای عمومی NW-SE (هم‌روند با گسل راستالغز زاگرس) بر آنها دیده می‌شود (شکل ۴). شکستگی‌های هیدرولیکی در دایک‌های بازیگ دیده نشد و درزه‌ها در این دایک‌ها از نوع درزه‌های عرضی (عمود بر روند دایک) و طولی (موازی روند دایک) هستند. همچنین، دایک‌های بازیگ در منطقه هیچ‌گونه نشانه‌هایی از دگرشکلی ندارند (Moameri, 2015). ها از دیدگاه ترکیبی، این سنگ هم‌ارز هورنبلندگابرو (دولریت) بوده و به رنگ سبز تیره، دانه‌ریز تا دانه‌متوسط و دارای بافت افیتیک تا ساب افیتیک هستند (شکل ۵). آمفیبول (۳۰-۴۵ درصد حجمی) و پلاژیوکلاز (۲۵-۵۵ درصد حجمی) از کانی‌های اصلی سازنده آنها و بیوتیت (۲-۶ درصد حجمی)، آپاتیت و اسفن (لوکوکسن) (۰-۳ درصد حجمی) از کانی‌های فرعی آنها هستند. در این سنگ‌ها، الیون و پیروکسن در مقاطع نازک یافت نشدند؛ اما برپایه نورم‌های به‌دست آمده (جدول ۱)، این کانی‌ها به‌صورت نورماتیو در این سنگ‌ها هستند. سریسیت، کلسیت، کلریت، اپیدوت، پرهنیت و کوارتز کانی‌های ثانوی این سنگ‌ها هستند. برپایه Philpotts (۱۹۹۱)، بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک و آپاتیت‌های سوزنی‌شکل فراوان نشان‌دهنده انجماد پرشتاب این سنگ‌هاست. در این سنگ‌ها، بلورهای فراوان آمفیبول (۳۰-۴۵ درصد حجمی) نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و با چندرنگی سبز و سبز نزدیک‌به آبی دیده می‌شوند. این کانی در کنارها با بیوتیت جایگزین شده است؛ اما خود کانی بیوتیت تا اندازه‌ای با کلریت جایگزین شده است. همچنین، در راستای رخ‌های آن کانی پرهنیت ساخته شده است.

جدول ۱- داده‌های اکسید عنصرهای اصلی (برپایه درصد وزنی) و کمیاب (برپایه ppm) به‌دست‌آمده از تجزیه سنگ کل دایک‌های بازیک منطقه بروجرد (پهنه سندنجد- سیرجان) به روش‌های ICP-MS و ICP-AES، به‌همراه فراوانی کانی‌های نورماتیو به‌دست‌آمده برای هر نمونه.

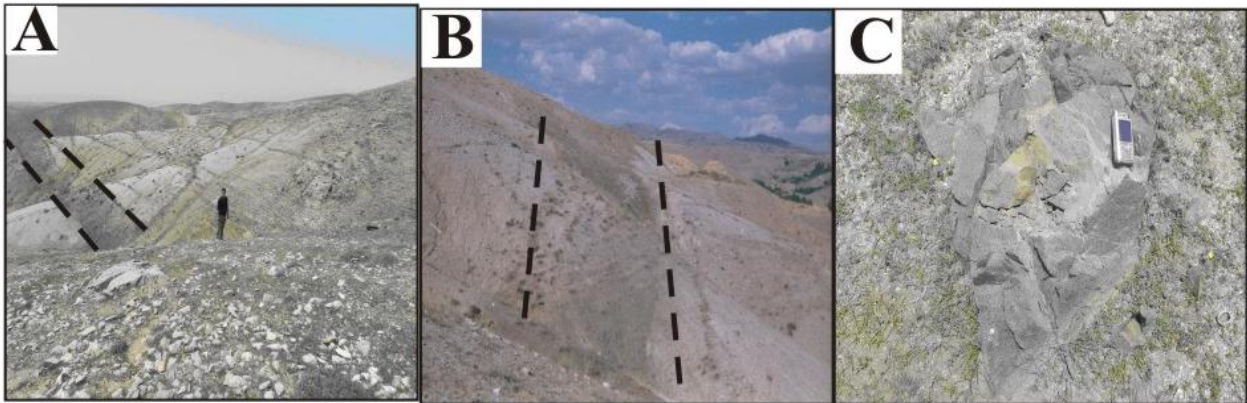
Sample No.	GH-3	GH-4	GH-5	GH-6	GH-7	GH-8	GH-1	GH-2	GH-9	GH-10	GH-11
SiO ₂	45.40	45.80	45.50	45.30	46.40	45.60	45.30	46.00	48.70	46.90	47.50
TiO ₂	2.91	2.85	2.84	2.80	2.78	2.89	2.83	2.92	3.11	2.75	3.00
Al ₂ O ₃	14.10	14.70	14.60	14.60	14.20	14.80	14.60	15.20	16.00	16.00	13.90
Fe ₂ O ₃ [†]	12.80	13.50	13.60	13.40	12.10	13.30	13.40	13.80	14.60	12.15	12.65
MnO	0.20	0.20	0.23	0.22	0.19	0.20	0.22	0.22	0.24	0.19	0.18
MgO	5.29	5.38	5.60	5.39	4.88	5.22	5.37	5.26	5.50	4.23	5.39
CaO	9.00	8.83	8.72	8.54	10.60	8.71	8.82	8.82	9.39	12.20	8.99
Na ₂ O	3.50	3.60	2.90	2.90	3.30	3.70	3.00	3.40	3.60	3.69	3.93
K ₂ O	0.29	0.34	1.08	1.21	0.25	0.36	1.03	0.83	0.87	0.20	0.24
P ₂ O ₅	0.43	0.49	0.45	0.43	0.43	0.44	0.45	0.48	0.53	0.47	0.58
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	2.65	2.13	2.00	2.15	1.89	2.01	2.06	1.63	1.66	1.66	1.66
Sum	96.60	97.90	97.50	97.00	96.90	97.20	97.20	98.50	100.10	96.00	96.00
Co	43.3	54	52.3	52	33.6	53	53.2	51.5	51.2	51	51
V	378	385	387	391	396	389	392	400	394	389	402
Ni	33	26	28	27	18	25	28	24	24	37	53
Cs	0.7	0.9	2.5	1.1	0.2	1	1.3	1.6	1.6	0.3	0.3
Rb	9.1	11.3	29.9	33.3	8.3	11.2	27.8	20.4	20.8	5.3	5.8
Ba	30	40	170	280	30	40	180	170	180	35.8	31.2
Sr	330	420	420	420	440	420	400	420	440	768	389
Nb	27	28	27	27	28	29	28	29	29	24	27
Zr	195	199	184	186	192	194	196	199	205	166.5	191.5
Ta	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.7	1.6	1.7	1.6	1.6	1.8
Y	28.3	28.7	27.9	27.1	28.1	28.5	28.9	29	29.6	28.8	29.6
Th	2.5	2.5	2.3	2.2	2.5	2.4	2.3	2.4	2.4	2	2
Hf	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5
U	0.68	0.7	0.62	0.62	0.71	0.74	0.62	0.74	0.67	0.8	0.7
La	23.5	24.1	23	22.5	24	23.6	24.2	26	24.5	22.6	24.5
Ce	49.4	49.8	47.2	46.5	49.3	49	49.7	52.1	50.7	49.2	53.5
Pr	6.09	6.27	5.99	5.7	6.14	6.17	6.29	6.53	6.24	5.9	6.5
Nd	25.4	25.4	24.2	23.7	25.1	25	25.7	26.3	25.5	24.3	26.1
Sm	5.7	5.8	5.8	5.6	5.9	5.4	5.8	6.1	6.3	5.6	6
Eu	2.1	2	2.01	2	2.01	2.01	2.08	2.08	2.05	1.7	1.2
Gd	6.31	6.6	5.94	5.64	5.95	6.14	6.23	6.34	6.19	6	6.2
Tb	1.02	0.9	0.89	0.95	0.93	0.91	0.89	0.99	0.95	0.9	1
Dy	5.68	5.58	5.8	5.42	5.53	5.67	5.62	5.67	5.94	5.4	5.8
Ho	1.08	1.14	1.09	1.03	1.06	1.13	1.11	1.15	1.08	1	1.1
Er	2.83	2.94	2.96	2.88	2.93	3.03	2.92	3.04	2.89	2.9	3.2
Tm	0.38	0.4	0.37	0.38	0.34	0.39	0.38	0.41	0.42	0.4	0.4
Yb	2.6	2.5	2.6	2.3	2.6	2.5	2.6	2.6	2.6	2.6	2.8
Lu	0.38	0.43	0.38	0.42	0.36	0.37	0.38	0.38	0.36	0.4	0.4
Th/Yb	0.96	1	0.88	0.96	0.96	0.96	0.88	0.92	0.92	0.77	0.71
Ta/Yb	0.62	0.64	0.62	0.7	0.62	0.68	0.62	0.65	0.62	0.62	0.64
Ba/La	0.88	1.14	5.08	8.55	0.86	1.16	5.11	4.49	5.05	1.09	0.87
Eu/Eu*	1.08	0.99	1.05	1.09	1.04	1.07	1.06	1.03	1.01	0.90	0.60
Q	0	0	0	0	0.87	0	0	0	0	0	0.32
Or	1.71	2.01	6.38	7.15	1.48	2.13	6.09	4.9	5.14	1.18	1.42
Ab	29.62	30.46	24.54	24.54	27.92	31.31	25.39	28.77	30.46	28.66	33.25
An	21.91	22.95	23.63	23.25	23.19	22.71	23.33	23.76	24.93	26.5	19.58
Di	16.08	14.32	13.64	13.24	21.43	14.28	14.18	13.7	14.8	25.07	17.07
Hy	9.93	8.32	10.84	10.23	6.97	6.43	8.26	6.26	6.77	0	10.34
Ol	0.92	3.85	2.85	2.93	0	4.6	3.17	5.53	5.62	2.71	0
Mt	6.39	6.31	6.29	6.23	6.21	6.37	6.28	6.41	6.68	6.61	6.52
Il	5.53	5.41	5.39	5.32	5.28	5.49	5.37	5.55	5.91	5.22	5.7
Ap	1	1.14	1	1	1	1.02	1.04	1.11	1.23	1.09	1.34
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.39	0

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکوالکترونی (برپایه درصد وزنی) برای کانی آمفیبول در دایک‌های بازیک منطقه بروجرد (پهنه سنندج- سیرجان)
(فرمول ساختاری آمفیبول‌ها برپایه ۲۳ اکسیژن به‌دست آمده است)

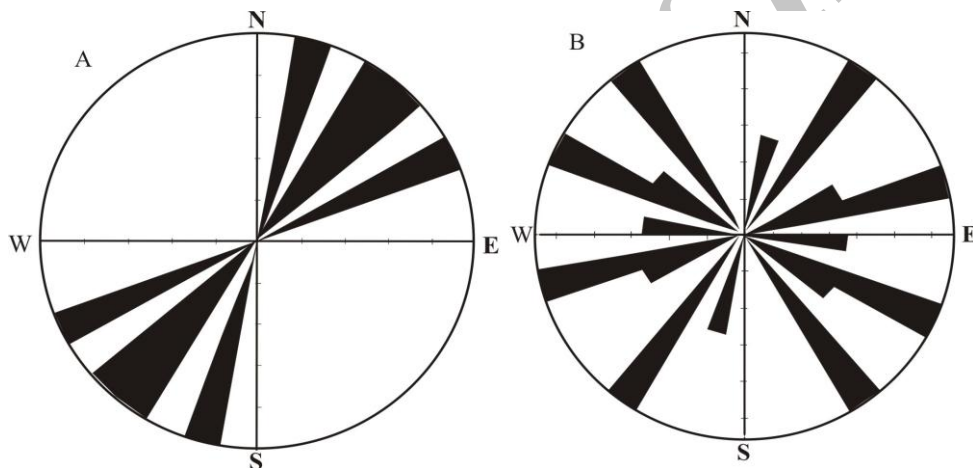
Spot No.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	47.00	46.93	46.51	46.05	47.84	49.74	49.90	48.92	49.33	50.80	49.81	50.41	42.07
TiO ₂	0.16	0.35	0.15	0.25	0.18	0.16	0.18	0.20	1.03	0.77	1.55	1.15	0.59
Al ₂ O ₃	8.32	9.85	8.83	9.78	7.95	3.71	3.67	3.60	5.21	4.20	3.92	3.46	13.45
FeO	16.07	16.16	16.59	16.04	15.81	16.74	16.90	16.86	15.06	14.10	13.74	13.77	18.24
MnO	0.26	0.27	0.28	0.26	0.29	0.01	0.28	0.39	0.26	0.33	0.30	0.31	0.32
MgO	10.87	10.74	10.67	9.87	11.48	13.19	12.90	12.79	13.58	14.50	14.10	14.46	9.68
CaO	11.78	11.83	12.04	11.73	11.79	11.80	11.80	11.61	12.17	12.10	12.62	12.22	10.83
Na ₂ O	1.16	1.51	1.12	1.37	0.73	0.37	0.28	0.41	0.67	0.51	0.45	0.00	1.61
K ₂ O	0.51	0.39	0.47	0.44	0.33	0.14	0.15	0.14	0.15	0.08	0.09	0.10	0.57
Total	96.13	98.03	96.66	95.79	96.40	95.86	96.00	94.92	97.46	97.40	96.58	95.88	97.36
Si	7.04	6.89	6.95	6.95	7.07	7.36	7.38	7.33	7.18	7.34	7.33	7.39	6.19
Al ^{IV}	0.96	1.11	1.05	1.05	0.93	0.64	0.62	0.64	0.82	0.66	0.67	0.60	1.81
Al ^{VI}	0.51	0.59	0.50	0.69	0.46	0.00	0.02	0.00	0.07	0.05	0.01	0.00	0.53
Ti	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.11	0.08	0.17	0.13	0.07
Fe ³⁺	0.20	0.22	0.25	0.02	0.42	0.73	0.73	0.80	0.51	0.53	0.20	0.51	1.17
Fe ²⁺	1.81	1.77	1.82	2.01	1.53	1.34	1.36	1.31	1.33	1.17	1.49	1.17	1.08
Mn	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.00	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04
Mg	2.43	2.35	2.38	2.22	2.53	2.91	2.84	2.86	2.95	3.13	3.09	3.16	2.12
Ca	1.89	1.86	1.93	1.90	1.87	1.87	1.87	1.86	1.90	1.88	1.99	1.92	1.71
Na	0.34	0.43	0.32	0.40	0.21	0.11	0.08	0.12	0.19	0.14	0.13	0.00	0.46
K	0.10	0.07	0.09	0.08	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.11
Sum	15.33	15.36	15.35	15.38	15.14	15.01	14.99	15.02	15.12	15.03	15.14	14.94	15.29

جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکوالکترونی (برپایه درصد وزنی) برای کانی پلاژیوکلاز در دایک‌های بازیک منطقه بروجرد (پهنه سنندج- سیرجان) (فرمول ساختاری پلاژیوکلازها برپایه ۸ اکسیژن به‌دست آمده است)

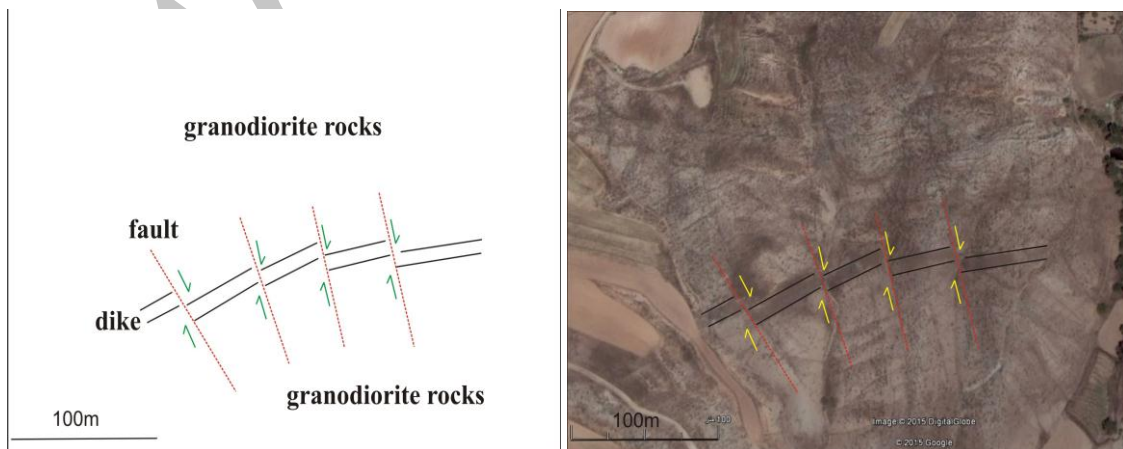
Spot No.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	63.92	64.04	63.80	63.68	62.94	65.73	64.38	63.58	64.94	65.91	63.86	64.21	64.33	63.90
TiO ₂	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.39	20.57	20.65	20.86	20.72	20.84	21.09	21.58	21.58	19.77	21.67	20.46	20.78	20.98
FeO	0.45	0.15	0.06	0.10	0.37	0.08	0.03	0.08	0.00	0.76	0.64	0.10	0.18	0.09
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00
MgO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.13	0.05	0.00	0.01	0.02	0.22	0.00	0.02	0.01	0.01
CaO	1.59	1.34	1.69	1.67	1.70	0.46	1.95	2.98	2.60	0.52	0.87	1.58	1.47	1.64
Na ₂ O	11.60	12.71	11.91	11.97	12.83	10.73	11.05	10.16	10.69	11.43	10.90	11.96	12.50	12.15
K ₂ O	0.16	0.06	0.06	0.08	0.07	0.88	0.05	0.03	0.05	0.31	0.06	0.07	0.13	0.14
Total	98.16	98.90	98.19	98.37	98.78	98.78	98.55	98.42	99.88	98.92	98.13	98.40	99.40	98.91
Si	2.88	2.87	2.87	2.87	2.84	2.92	2.88	2.85	2.87	2.94	2.87	2.89	2.87	2.86
Al	1.08	1.09	1.10	1.11	1.10	1.09	1.11	1.14	1.12	1.04	1.15	1.08	1.09	1.11
Ca	0.08	0.06	0.08	0.08	0.08	0.02	0.09	0.14	0.12	0.03	0.04	0.08	0.07	0.08
Na	1.01	1.11	1.04	1.04	1.12	0.93	0.96	0.88	0.92	0.99	0.95	1.04	1.08	1.06
K	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
Sum	5.06	5.13	5.09	5.11	5.14	5.01	5.04	5.01	5.03	5.02	5.01	5.09	5.12	5.12
X _{ab} =Ab/Ab+An	0.92	0.94	0.92	0.92	0.93	0.93	0.91	0.86	0.88	0.96	0.95	0.93	0.93	0.92
X _{An} =An/Ab+An	0.07	0.05	0.07	0.07	0.07	0.02	0.09	0.14	0.12	0.02	0.04	0.07	0.06	0.07
X _{or} =Or/Or+Ab	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01



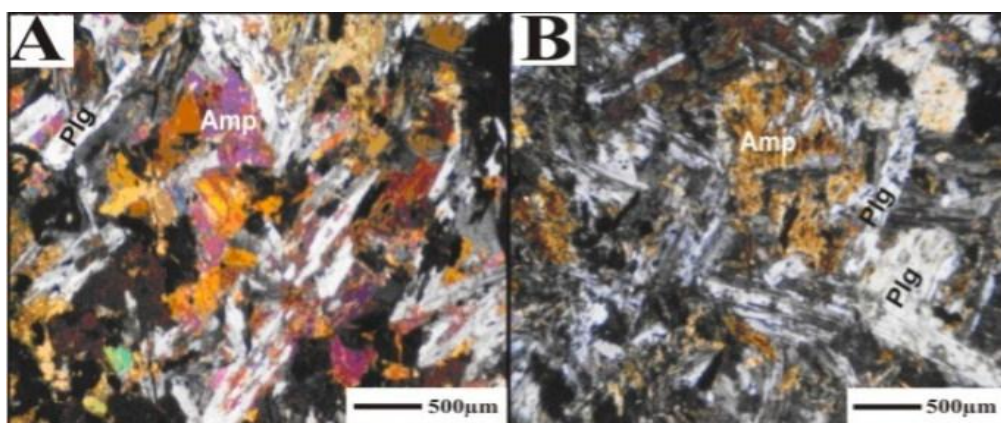
شکل ۲- نمای صحرایی دایک‌های بازیک در واحد گرانودیوریتی بروجرد (پهنه سنندج- سیرجان). A و B) نزدیکی روستای گیجالی (دید به سوی جنوب‌باختری)؛ C) نزدیکی روستای کهریز (دید به سوی شمال‌خاوری)



شکل ۳- نمودارهای گل‌سرخ برای دایک‌های بازیک بروجرد (پهنه سنندج- سیرجان): A) روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری؛ B) روندهای شمال‌خاوری- جنوب‌باختری و شمال‌باختری- جنوب‌خاوری



شکل ۴- تصویر ماهواره‌ای دایک‌های بازیک بروجرد (پهنه سنندج- سیرجان) و شکل نمادین گسل‌های راستالغز راست‌بری که آنها را جابجا کرده‌اند.



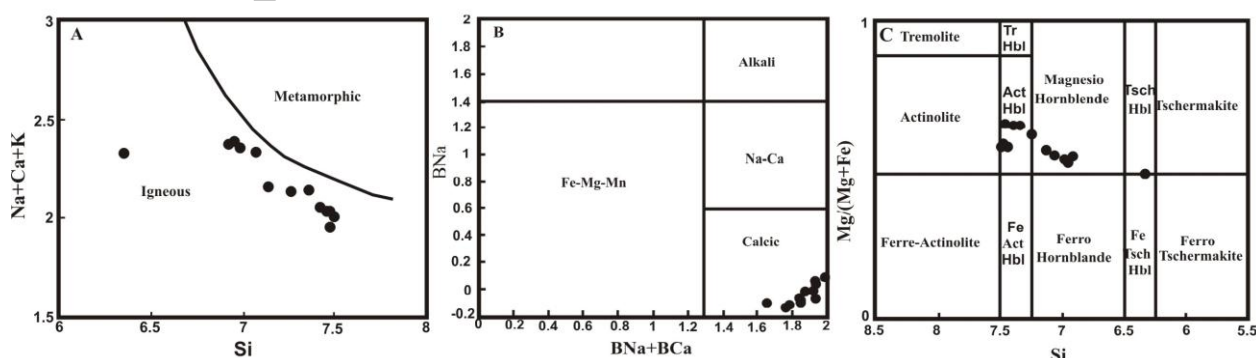
شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی XPL از دایک‌های بازیک بروجرد (پهنه سنندج- سیرجان) بافت افیتیک تا سابافیتیک و کانی‌های اصلی سازنده آنها (Amp: آمفیبول؛ Plg: پلاژیوکلاز) را نشان می‌دهند.

ریزکاو الکترونی تجزیه شدند. فرمول ساختاری آنها برپایه فرمول استاندارد $AB_2C_5^{IV}T_8O_{22}(OH)_2$ (Leake *et al.*, 1997) ۲۳ اتم اکسیژن و ۱۵ کاتیون در جایگاه چهاروجهی و هشت‌وجهی در جدول ۲ آورده شده‌اند. برپایه جمع کاتیون‌های $Na+K+Ca$ در برابر Si (Sial *et al.*, 1998)، این نمونه‌ها از آمفیبول‌های پدیدآمده هنگام تبلور ماگما بوده و از آمفیبول‌های پدیدآمده هنگام فرآیند دگرگونی نیستند (شکل ۶- A). برپایه رده‌بندی Leake و همکاران (۱۹۹۷)، این آمفیبول‌ها از گروه آمفیبول‌های کلسیک هستند (شکل ۶- B) و در زیرگروه اکتینولیت‌هورنبلند تا منیزپهورنبلند جای دارند (شکل ۶- C).

پلاژیوکلاز به صورت بلورهای کشیده و تیغه‌ای دیده می‌شود و دارای میانبراهای فراوان آپاتیت، آمفیبول و بیوتیت است. این کانی به سریسیت، اپیدوت و کلسیت تجزیه شده است و کوارتز به صورت ثانوی در لابه‌لای آن دیده می‌شود. اسفن که به مقدار فراوان بر روی آمفیبول‌ها دیده می‌شود، با لوکوسن جایگزین شده است (شکل ۵). برپایه Wyllie و همکاران (۱۹۶۲) آپاتیت‌های سوزنی‌شکل و میانبراهای آپاتیت فراوانی در پلاژیوکلازها دیده می‌شوند. شکل سوزنی این کانی، تبلور پرشتاب آن را نشان می‌دهد.

شیمی کانی

آمفیبول: ۱۳ نقطه آمفیبول به روش



شکل ۶- آمفیبول‌های دایک‌های بروجرد (پهنه سنندج- سیرجان) در: (A) نمودار شناسایی آمفیبول‌های پدیدآمده از فرآیندهای آذرین و دگرگونی به روش Sial و همکاران (۱۹۹۸)؛ (B) و (C) نمودار رده‌بندی آمفیبول‌های برپایه ترکیب شیمیایی آنها (Leake *et al.*, 1997)

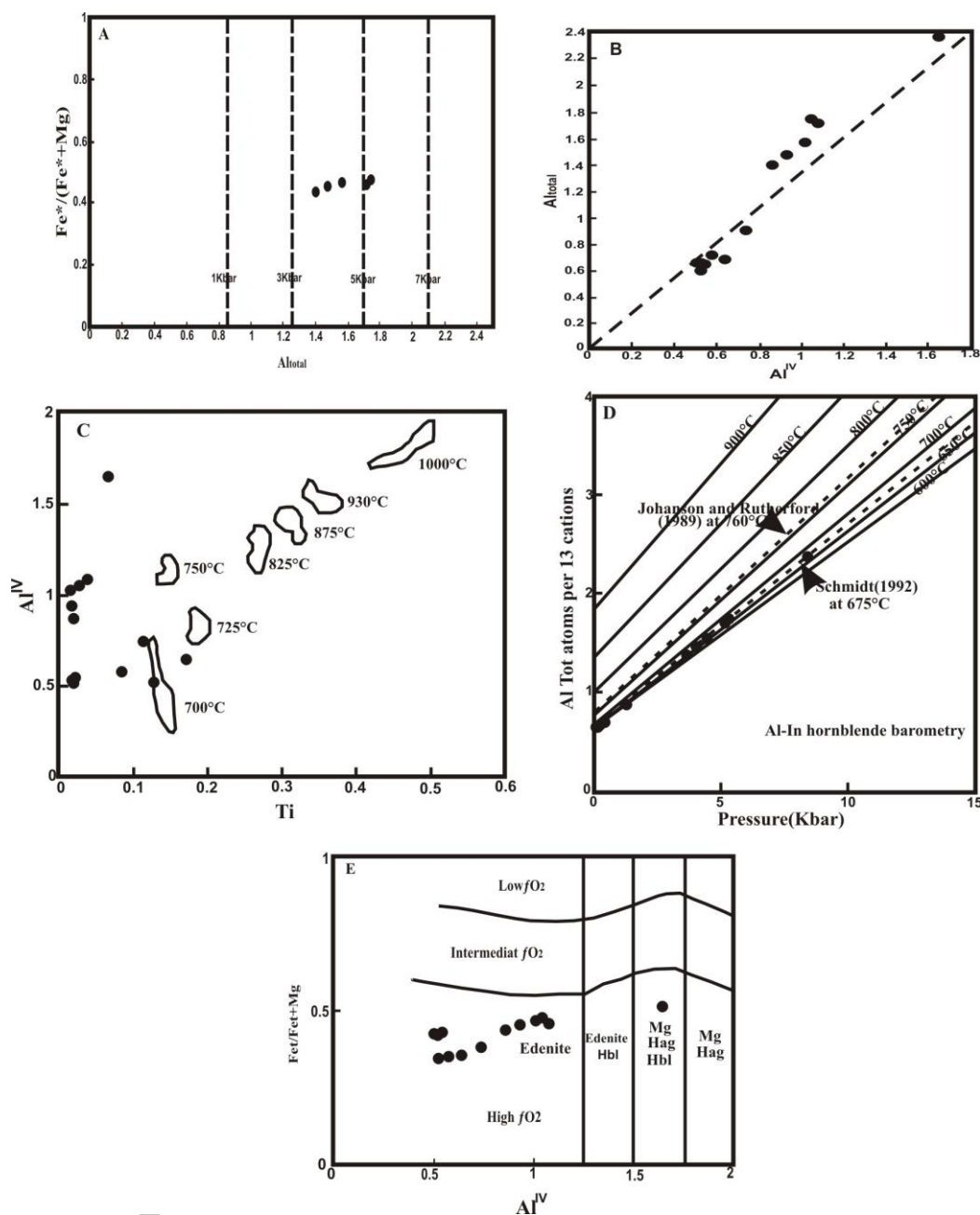
زمین‌دما فشارسنجی

آمفیبول از فراوان‌ترین کانی‌های تیره در دایک‌های بازیک بروجرد است. فراوانی آن گویای آنست که ماگما در هنگام تبلور از آب سرشار بوده است. جدای از ترکیب بازیک، حد واسط یا اسیدی آمفیبول، آمفیبول بهترین کانی برای دما و فشارسنجی سنگ‌های آذرین آهکی-قلیایی است. این کانی در گستره‌ای از دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱ تا ۲۳ کیلوبار پایدار است (Leake *et al.*, 1997; Stein and Dietl, 2001). بررسی‌های تجربی نشان می‌دهند که ترکیب آمفیبول افزون بر فشار، به دما، فوگاسیته اکسیژن، ترکیب کل و فازهای همزیست بستگی دارد (Hammarstrom and Zen, 1989)؛ به گونه‌ای که با افزایش دما و فشار آمفیبول‌های کلسیک به افزایش نسبت $Mg/(Mg+Fe)$ و مقادارهای Al ، K ، Na ، Ti و کلسیم Si و $Fe+Mg+Mn+Ca$ دچار می‌شوند (Féménias *et al.*, 2006). برای اندازه‌گیری شرایط فشار تبلور، بسیاری از پژوهشگران فشارسنج مقدار Al در آمفیبول را پیشنهاد کرده‌اند (Schmidt, 1992; Blundy and Holland, 1990)؛ زیرا مقدار آلومینیم در آمفیبول از فراوانی آلومینیم در ماگمای مادر پیروی نکرده و پیروی فشار هنگام تبلور است. برپایه Helmy و همکاران (۲۰۰۴)، از آنجایی که بلورهای آمفیبول در این دایک‌ها همراه با پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و بیوتیت است؛ کاربرد زمین‌فشارسنج مقدار Al در آمفیبول (هورنبلند) امکان‌پذیر بوده و کاربرد آن اطمینان بالایی دارد. برپایه این پارامترها، به‌ویژه میزان Al کل آمفیبول، پژوهشگران فرمول‌های بسیاری تا اکنون برای به‌دست‌آوردن فشار جایگیری سنگ‌های آذرین پیشنهاد کرده‌اند. از میان آنها، فرمول پیشنهادی Schmidt (۱۹۹۲) پذیرفتنی‌تر است. روش‌های فشارسنجی برای آمفیبول، بر اندازه‌گیری مقدار Al در این کانی استوار است. هرچه مقدار Al در آمفیبول بیشتر باشد مقدار

ژرفای به‌دست‌آمده بیشتر خواهد بود (Schmidt, 1992). از آنجایی که مقدار Al در آمفیبول‌ها با شرایط محیط و مجموعه‌ای از عوامل یادشده تغییر می‌کند، فشار به‌دست‌آمده دارای خطا می‌شود. هورنبلند در دماهای نزدیک به مرز انجماد، افزون‌بر کانی‌های یادشده، با گدازه و فاز سیال به تعادل می‌رسد. در پی انجماد و سردشدن ماگما، تعادل هورنبلند با کانی‌های یاد شده کاهش می‌یابد تا آنکه در پایان، ماگما کاملاً متبلور می‌شود. از این‌رو، ترکیب هورنبلند، بازتابی از فشار (ژرفای تبلور) انجماد ماگما است (Schmidt, 1992; Pal *et al.*, 2001; Stein and Dietl, 2001). به کارگیری نمودار مقادیر Al^T در برابر Fe^*/Fe^*+Mg (شکل ۷-۵)، گستره‌ی فشاری نزدیک به ۳/۵ تا ۵/۲ کیلوبار برای تبلور آمفیبول‌های ماگمایی این دایک‌ها برآورد می‌شود. شکل ۷-۵ نیز نشان می‌دهد که همخوانی خوبی میان Al کل و Al^{IV} در این آمفیبول‌های هست.

Anderson (۱۹۸۳) نشان داد که با افزایش دما، مقدار تیتانیم در هورنبلند افزایش می‌یابد. همچنین، Helz (۱۹۹۳) با به‌کارگیری تغییرات مقدار آلومینیم در برابر تیتانیم در واحد فرمولی آمفیبول‌ها، دمای پیدایش این کانی‌ها را ارزیابی کرد. در این پژوهش با به‌کارگیری تغییرات Ti در برابر Al^{IV} ، دمایی نزدیک به ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد برای تبلور هورنبلندها در دایک‌های بروجرد به‌دست آمده است (شکل ۷-۵).

افزون‌بر روش گفته‌شده، برای اندازه‌گیری دمای تقریبی این واحدهای سنگی از نمودار مقدار فشار (کیلوبار) در برابر Al^T (شکل ۷-۵) بهره گرفته شد (Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992). گستره دمایی به‌دست‌آمده برای منیزپهورنبلندها نزدیک به ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد است.



شکل ۷- ترکیب آمفیبول‌های دایک‌های بازیک منطقه بروجرد (پهنه ساندج- سیرجان) در: (A) نمودار Al کل در برابر $X_{Fe^{2+}}$ (Schmidt, 1992)؛ (B) همخوانی Al کل در برابر Al^{IV} ؛ (C) نمودار Helz (۱۹۹۳) و نمایش دمای تقریبی پیدایش آمفیبول‌ها بر روی آن؛ (D) نمودار فشار (بر پایه کیلوپار) در برابر Al^{total} (Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992)؛ (E) نمودار Al^{IV} در برابر $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ که نشان می‌دهد منیزوهورنبلندها در فوگاسیته بالای اکسیژن پدید آمده‌اند (Anderson and Smith, 1995)

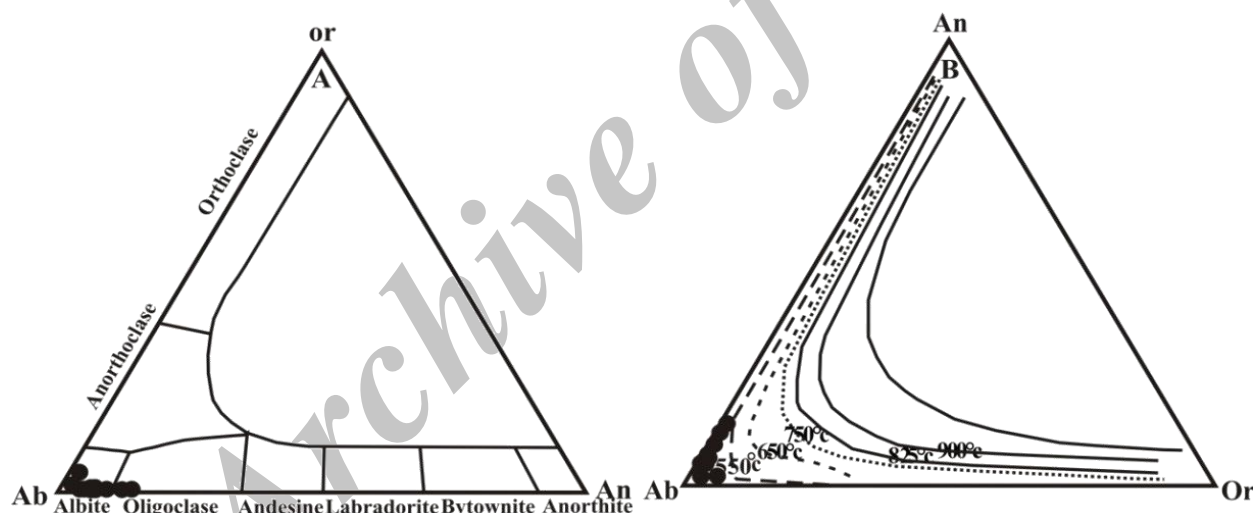
است که از دیدگاه شیمیایی دارای $Al^{IV} > 0.75$ و $Fe^T/(Fe^T+Mg) > 0.3$ هستند (Anderson and Smith, 1995). از میان آمفیبول‌های تجزیه‌شده منطقه بروجرد، برخی منیزوهورنبلندها و تنها یک

فوگاسیته اکسیژن: فوگاسیته اکسیژن از فاکتورهای اثرگذار بر مجموعه کانی‌های سنگ است. از روش‌های ارزیابی فوگاسیته اکسیژن در سنگ‌های نفوذی، بررسی ترکیب آمفیبول‌هایی

می‌شود (Stein and Dietl, 2001).

پلاژیوکلاز: در جدول ۳ نتایج آنالیز نقطه‌ای برخی پلاژیوکلازهای دایک‌های بازیگ بر وجود آورده شده است. در نمودار سه‌تایی رده‌بندی آل‌بیت-ارتوکلاز-آنورتیت، ترکیب پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها در گستره آل‌بیت-الیگوکلاز جای گرفته است (شکل ۸- A). همان‌گونه که شکل ۸- B نشان می‌دهد و برپایه نمودار سه‌تایی آل‌بیت-آنورتیت-ارتوکلاز، دمای تبلور فلدسپار دایک‌های بر وجود از مذاب کمتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد ارزیابی می‌شود.

نمونه چرم‌اکت هورنبلند دارای این شرایط هستند. در نمودار Al^{IV} در برابر $Fe^{2+}/Fe^{3+}+Mg$ ، منیزیهورنبلند در گستره فوگاسیته بالای اکسیژن جای گرفته‌اند (شکل ۷- E). برپایه Anderson و (۱۹۸۳) و Smith و Anderson (۱۹۹۵)، این نکته نشان می‌دهد که دایک‌های بر وجود در مرز صفحه‌های همگرا پدید آمده‌اند. تغییر ترکیب آمفیبول‌ها، پیامد تغییر فوگاسیته اکسیژن و فعالیت سیلیس ماگمایی است. در حقیقت، هرچه فوگاسیته اکسیژن کمتر باشد، Fe^{2+} بیشتری در شبکه‌ی هورنبلند جایگزین می‌شود. در پی بالا بودن نسبت Al ، Fe^{3+}/Fe^{2+} بیشتر جانشین Mg



شکل ۸- فلدسپارها در دایک‌های منطقه‌ی بر وجود (پهنه سنندج- سیرجان) در: A) نمودار رده‌بندی فلدسپارها (Deer *et al.*, 1991)؛ B) نمودار سه‌تایی آل‌بیت-ارتوکلاز-آنورتیت (Ab-Or-An) برای ارزیابی دمای تعادلی فلدسپارها برپایه درجه سانتیگراد و در گستره فشار یک کیلو بار (Anderson, 1996)

به تفسیر نوع ماگما و شرایط پیدایش این دایک‌ها پرداخته می‌شود. برای رده‌بندی و نام‌گذاری دایک‌های بازیگ بر وجود، نمودار مجموع‌آلکالی‌ها در برابر سیلیس یا نمودار TAS (Silica-Total Alkali) به کار برده شد. در این نمودار، نمونه‌ها در گستره

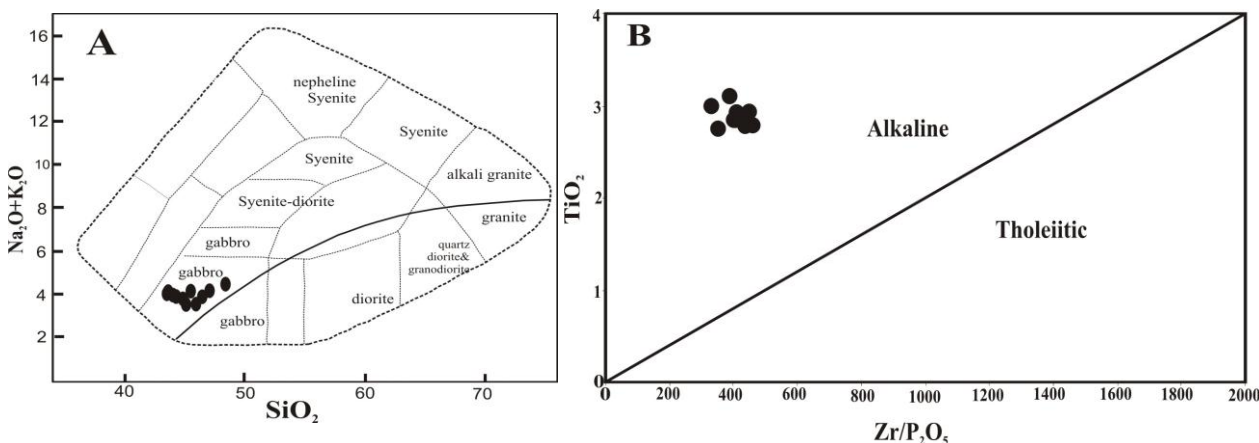
زمین‌شیمی سنگ‌کل و شناسایی خاستگاه

زمین‌ساختی ماگما

برای شناخت دقیق ویژگی‌های زمین‌شیمیایی دایک‌های بر وجود، پس از بررسی‌های میکروسکوپی و با به‌کارگیری عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی‌نادر

عنصرهای کمابیش نامتحرک به کار برده می‌شود. در این نمودار، سنگ‌های بررسی‌شده در میدان سری آلکالن جای گرفته‌اند (شکل ۹- B).

گابرو و در سری آلکالن جای گرفته‌اند (شکل ۹- A). نمودار Zr/P_2O_5 در برابر TiO_2 برای شناسایی سری‌های ماگمای آلکالن از توله‌ایتی برپایه

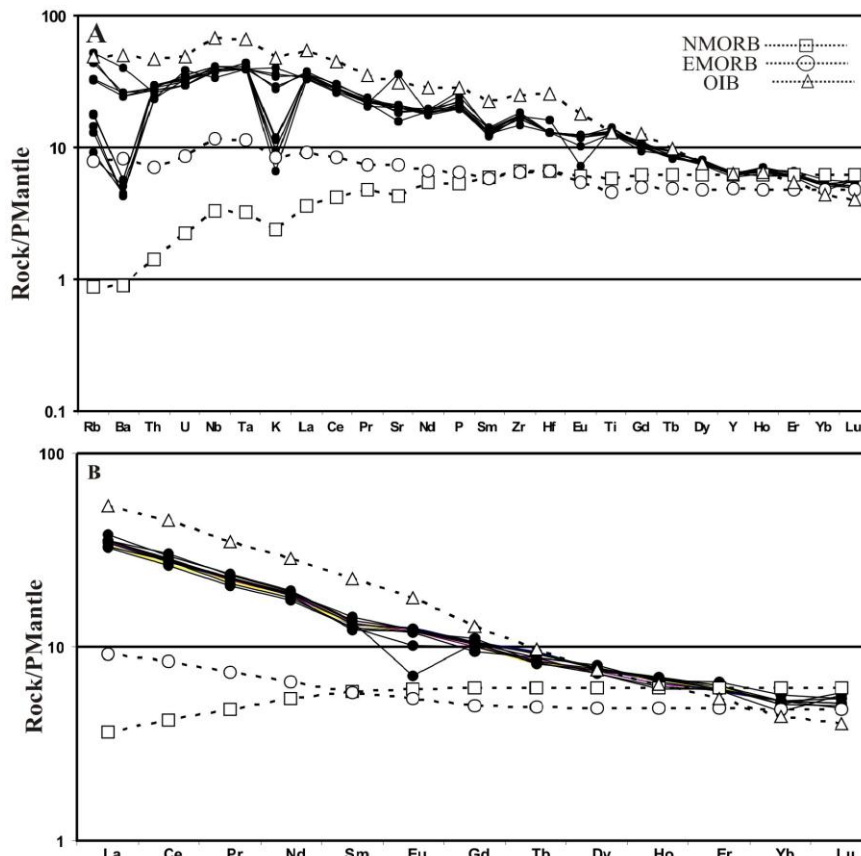


شکل ۹- ترکیب شیمیایی دایک‌های منطقه‌ی بروجرد (پهنه سنندج- سیرجان) در: A) نمودار مجموع آلکالی‌ها در برابر سیلیس یا TAS (Cox et al., 1979) (منحنی ممتد سیاه، سنگ‌های آلکالن را از ساب‌آلکالن جدا می‌کند؛ B) نمودار Zr/P_2O_5 در برابر TiO_2 (Floyd and Winchester, 1975)

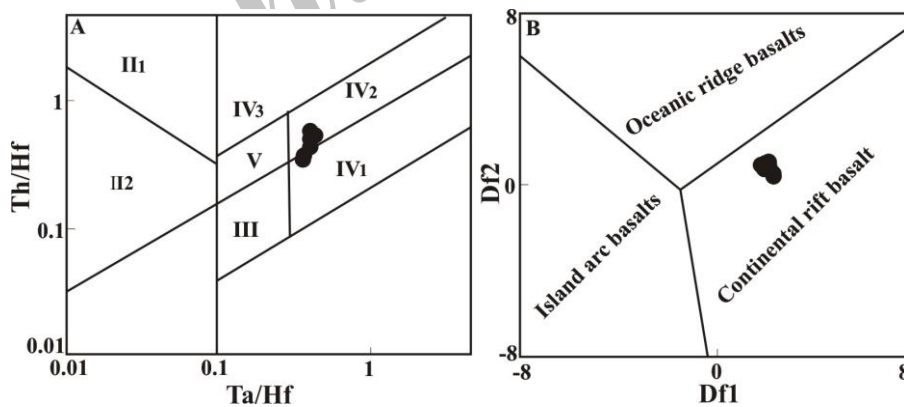
در نمودار عنصرهای ناسازگار بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های بررسی‌شده، عنصرهای LILE به‌سوی HFSE شیب منفی دارند و در عنصرهای Ta, Nb, Ti بی‌هنجاری مثبت و در عنصرهای Ba, Rb, K, Sm بی‌هنجاری منفی دیده می‌شود (شکل ۱۰- A). این الگو در عنصرهای ناسازگار (شیب منفی از سوی عنصرهای خاکی نادر سبک به سنگین و بدون آنومالی منفی Nb) برای ماگمای ساخته‌شده در پهنه درون صفحه‌ای پیشنهاد شده است (Rollinson, 1993). نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نشان می‌دهد که نمونه‌های بررسی‌شده از عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE) در برابر عنصرهای خاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شده‌تر هستند. همچنین، مگر نمونه GH-11، نمونه‌های دیگر آنومالی Eu نشان نمی‌دهند

در نمودار عنصرهای ناسازگار بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های بررسی‌شده، عنصرهای LILE به‌سوی HFSE شیب منفی دارند و در عنصرهای Ta, Nb, Ti بی‌هنجاری مثبت و در عنصرهای Ba, Rb, K, Sm بی‌هنجاری منفی دیده می‌شود (شکل ۱۰- A). این الگو در عنصرهای ناسازگار (شیب منفی از سوی عنصرهای خاکی نادر سبک به سنگین و بدون آنومالی منفی Nb) برای ماگمای ساخته‌شده در پهنه درون صفحه‌ای پیشنهاد شده است (Rollinson, 1993).

نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نشان می‌دهد که نمونه‌های بررسی‌شده از عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE) در برابر عنصرهای خاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شده‌تر هستند. همچنین، مگر نمونه GH-11، نمونه‌های دیگر آنومالی Eu نشان نمی‌دهند



شکل ۱۰- ترکیب شیمیایی دایک‌های منطقه‌ی بروجرد (پهنه سندنج- سیرجان) در: (A) نمودار الگوی توزیع عنصرهای کمیاب در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) الگوی توزیع عنصرهای خاکی نادر در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). ترکیب میانگین مذاب‌های OIB، EMORB و NMORB برای مقایسه آورده شده است.



شکل ۱۱- جایگاه نمونه‌های دایک‌های منطقه‌ی بروجرد (پهنه سندنج- سیرجان) در: (A) نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf (Wang *et al.*, 2001)؛ (B) نمودار $Df2$ در برابر $Df1$ (Agrawal *et al.*, 2008) بر پایه داده‌های عنصرهای کمیاب. I: بازالت‌های ریفتهای اقیانوسی؛ II: کناره صفحه‌های همگرا؛ II₁: بازالت‌های جزایر کمائی اقیانوسی؛ II₂: جزایر کمائی حاشیه قاره + بازالت‌های آتشفشانی حاشیه قاره؛ III: بازالت‌های درون صفحه‌های اقیانوسی (جزایر اقیانوسی + سی‌مونت‌ها + T-MORB + E-MORB)؛ IV: بازالت‌های درون صفحه‌های قاره‌ای؛ IV₁: ریفتهای درون قاره‌ای + توله‌ایت‌های ریفتهای حاشیه قاره؛ IV₂: آلکالی‌بازالت‌های ریفتهای درون قاره؛ IV₃: پهنه‌های کششی درون قاره و بازالت‌های ریفتهای آغازین؛ V: بازالت‌های تنوره‌های گوشته‌ای؛ نمودار $Df2$ در برابر $Df1$ (Agrawal *et al.*, 2008) بر پایه داده‌های عنصرهای کمیاب:

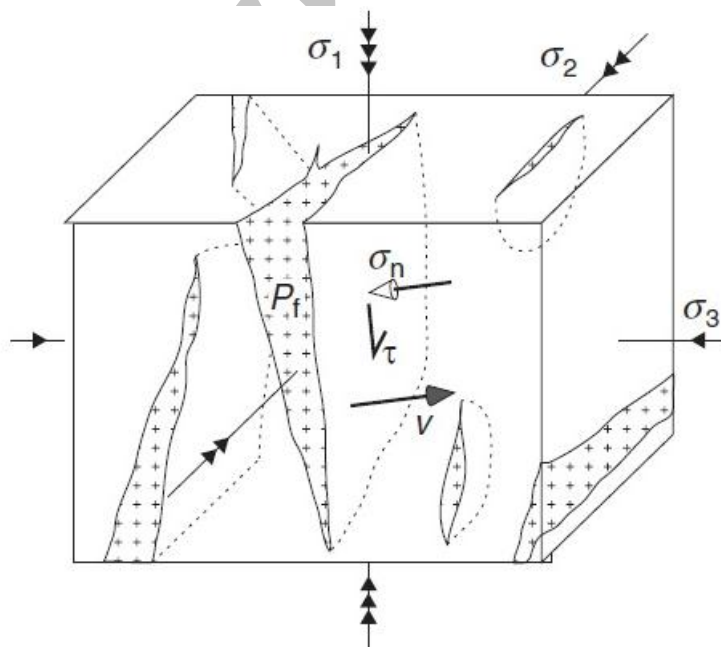
$$Df1 = -0.5558 \log(La/Th) - 1.4260 \log(Sm/Th) + 2.2935 \log(Yb/Th) - 0.6890 \log(Nb/Th) + 4.1422$$

$$Df2 = -0.9207 \log(La/Th) + 3.6520 \log(Sm/Th) - 1.9866 \log(Yb/Th) + 1.0574 \log(Nb/Th) - 4.4283$$

سازوکار پیدایش دایک‌های بازیک

چگالی و ویسکوزیته ماگما، فشار در ماگما و بزرگی و جهت‌یابی استرس در سنگ‌کره از پارامترهای کنترل نفوذ دایک‌ها هستند (McHone et al., 2005). درباره میدان تنش و روند دایک‌ها، σ_3 عمود بر روند دایک‌ها و σ_1 در راستای روند دایک‌ها بوده و صفحه دربرگیرنده σ_1 و σ_2 همان صفحه دایک است (شکل ۱۲). پس دایک‌ها می‌توانند نشان‌دهنده‌های خوبی برای بررسی تنش‌های دیرین باشند. برای نمونه، جهت‌یابی کمابیش قائم برخی دایک‌ها نشان‌دهنده محور افقی و موازی سطح زمین است. این گونه جایگاه‌ها در بخش‌هایی از پوسته که دچار کشش زمین‌ساختی هستند معمول است. جهت‌یابی دایک‌ها معمولاً میدان تنش ناحیه‌ای در پوسته را نشان می‌دهد. به‌ویژه، میدان تنش در راستای مسیر نفوذ دایک باید هم‌سو با گسترش شکستگی ماگمایی باشد. از آنجایی که بیشتر دایک‌ها در پی نفوذ ماگما درون شکستگی‌های کششی پدید می‌آیند، میدان

تنش باید پیدایش شکستگی کششی در راستای دایک را تقویت کند. از این‌رو، همه تنش‌های محلی در همه لایه‌هایی که دایک در هنگام رسیدن به سطح از آنها می‌گذرد باید یکسان باشند. به عبارت دیگر، میدان تنش باید در راستای مسیر دایک همگن و یکنواخت باشد (Gudmundsson, 2006). در منطقه بروجرد، در پی فرورانش دریای نئوتتیس به زیر صفحه ایران و سرانجام برخورد صفحه ایران و عربستان، نیروی فشارشی در راستای NE-SW پدید آمده است. فرورانش دریای نئوتتیس در کرتاسه پیشین تا پسین ادامه یافته و حرکت صفحه عربی به سوی NE بوده است (Berberian and King, 1981). پس در مقطعی از زمان فرورانش، σ_3 عمود بر راستای جابجایی صفحه، یعنی NW-SE، بوده است و از این‌رو، گسترش شکستگی‌های کششی موازی با راستای جابجایی حرکت صفحه عربی را در پی داشته است. این شکستگی‌های کششی در راستای دایک‌های بازیک منطقه بروجرد بوده‌اند.



شکل ۱۲- تصویر نمادین از شکستگی‌های بازشونده در توده سنگ. در تنش ثابت و یکنواخت، σ_1 ، σ_2 و σ_3 نماد محورها هستند. اگر فشار سیال P_1 بیشتر از تنش نرمال زمین‌ساختی σ_n باشد، یک شکستگی بازشونده پدید می‌آید. تنش‌های برشی (τ) و نرمال (σ_n) به جهت‌یابی شکستگی نمایش داده‌شده با بردار نرمال واحد v بستگی دارند (Sato et al., 2013)

گروه آمفیبول‌های کلسیک هستند و در گستره منیزیم‌هورنبلند تا هورنبلنداکتینولیت جای گرفته‌اند. زمین‌فشارسنجی به‌روش مقدار آلومینیم آمفیبول، دمای نزدیک به ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۵ تا ۵/۲ کیلوبار را نشان می‌دهد.

برپایه تجزیه شیمیایی پلاژیوکلازها به روش ریزکاو الکترونی، ترکیب آنها آلبیت-لیگوکلاز است و دمای تبلور کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند.

برپایه شیمی سنگ‌کل، نمونه‌های بررسی شده دارای سری ماگمایی آلکالن هستند و در گستره درون صفحه قاره‌ای جای گرفته‌اند. بررسی‌های ساختاری نیز درستی این نکته را نشان می‌دهند. الگوهای بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه نشان می‌دهند که دایک‌های بازیک بروجرد دارای بی‌هنجاری مثبت در عنصرهای Ta, Nb و Ti و بی‌هنجاری منفی در عنصرهای Ba, Rb, K و Sm هستند. این الگوی عنصرهای ناسازگار (شیب منفی از عنصرهای خاکی نادر سبک به سنگین و بدون آنومالی منفی Nb) نشان‌دهنده ماگماهای پدیدآمده در پهنه‌های درون صفحه‌ای است.

از دیدگاه سنگ‌زایی، این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته‌ای گارنت‌دار پدید آمده‌اند و ماگمای سازنده آنها از ذوب‌بخشی درجه کم خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده ریشه گرفته است. در هنگام پیدایش ماگمای سازنده این سنگ‌ها جدایش بلوری همراه با هضم (AFC) روی داده است.

برپایه بررسی‌های زمین‌ساختی درباره میدان تنش و روند دایک‌ها، در این منطقه، شکستگی‌های کششی موازی با راستای جابجایی صفحه عربی بوده و این شکستگی‌های کششی در

کنترل‌کننده برخی تغییرات در نمونه‌های بازیک بروجرد بوده است (شکل ۱۳-C). از نمودار تغییرات Ce/Yb در برابر Ce (Ellam and Cox, 1991) برای شناسایی ژرفای رخداد ذوب‌بخشی در خاستگاه بهره گرفته شد. به‌باور این پژوهشگران، نسبت‌های REE (مانند: Ce/Yb) می‌توانند شاخص خوبی برای نشان دادن ژرفای رخداد ذوب‌بخشی باشند؛ زیرا این نسبت‌ها در هنگام فرآیندهای جدایش بلوری چندان تغییر نمی‌کنند؛ اما به درجه‌های گوناگون ذوب‌بخشی حساس هستند. برپایه این نمودار، ژرفای رخداد ذوب‌بخشی و پیدایش ماگمای سازنده دایک‌های بازیک بروجرد نزدیک به ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر به‌دست می‌آید (شکل ۱۳-D). از این‌رو، برپایه این ژرفای به‌دست آمده (۱۰۰-۱۱۰ کیلومتر هم‌ارز با ۳۰ کیلوبار)، بالاتر بودن مقادیر Sm در برابر Yb ($Sm > Yb$) و ماهیت آلکالن آنها همگی نشان‌دهنده پیدایش مذاب این سنگ‌ها در ژرفای بسیار و از یک گوشته گارنت‌دار است.

نتیجه‌گیری

دایک‌های بازیک در منطقه بروجرد دارای روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری (عکس روند زاگرس) هستند و سنگ‌های دیگر منطقه، به‌ویژه گرانودیوریت‌ها و دایک‌های اسیدی را قطع می‌کنند. به‌نظر می‌رسد این دایک‌ها جوان‌ترین فعالیت ماگمایی در منطقه هستند که در راستای شکستگی‌ها نفوذ کرده‌اند. این دایک‌ها ترکیب هورنبلندگابرو (دولریت) و بافت افیتیک تا ساب‌افیتیک دارند. آمفیبول، پلاژیوکلاز، آپاتیت، اسفن و بیوتیت از کانی‌های سازنده این دایک‌ها هستند. سریسیت، کلسیت، کلریت، اپیدوت، پرهنیت و کوارتز به‌صورت ثانوی در این سنگ‌ها نیز دیده می‌شوند.

در دایک‌های بازیک بررسی شده، آمفیبول‌ها از

سپاس‌گزاری

از خانم مه‌لقا معمری برای دراختیار گذاشتن داده‌ها و بررسی‌های زمین‌ساختی خود درباره دایک‌های بازیک و اسیدی بروجرد سپاس‌گزاری می‌شود. همچنین، از داوران ارجمند مجله پترولوژی که پیشنهادهای علمی ارزنده ایشان این مقاله را بهبود بخشید صمیمانه سپاس‌گزاری می‌شود.

راستای دایک‌های بازیک منطقه بوده‌اند. از این‌رو، ماگمای سازنده این دایک‌ها که سرشت آلكالن داشته است در ژرفای بسیار و از ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته‌ای گارنت‌دار پدید آمده است. سپس، ماگمای پدیدآمده در شکاف‌های ژرف پوسته قاره‌ای نفوذ کرده و دایک‌های بازیک را پدید آورده است.

منابع

- Agrawal, S., Guevara, M. and Verna, S. P. (2008) Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review* 50(12): 1057-1079.
- Ahmadi Khalaji, A. (2006) Petrology of the granitoid rocks of the Boroujerd area. PhD Thesis, University of Tehran, Tehran, Islamic Republic of Iran (in Persian).
- Alici, P., Temel, A., Gourgaud, A., Kieffer, G. and Gundogdu, M. N. (1998) Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Gölcük area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 423-446.
- Anderson, J. L. (1983) Proterozoic anorogenic granite plutonism of North American. *Geological Society of America Memoir* 161: 133-152.
- Anderson, J. L. (1996) Status of thermo-barometry in granitic batholiths. *Earth Science Review* 87: 125-138.
- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al in hornblende barometer. *American Mineralogist* 80: 549-559.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(2): 210-265.
- Berthier, F., Billiaul, H. P., Halbronn, B. and Marizot, P. (1974) Etude Stratigraphique, petrologique et structurale de La region de Khorramabad (Zagros, Iran). *Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France*.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole - plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 208-224.
- Coban, H. (2007) Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews* 80: 219-238.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. and Brousse, R. (1995) Origin of anomalous rare earth element and yttrium enrichment in subaerially exposed basalts: evidence from France Polynesia. *Chemical Geology* 119: 115-138.
- Cox, K. G. (1980) A model for flood basalt volcanism. *Journal of Petrology* 21: 629-650.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin, London, UK.

- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An introduction to the Rock forming minerals. 17th, Longman Ltd., London, UK.
- Deevsalar, R., Ghorbani, M. R., Ghaderi, M., Ahmadian, J., Murata, M., Ozawa, H. and Shinjo, R. (2014) Geochemistry and petrogenesis of arc-related to intraplate mafic magmatism from the Malayer-Boroujerd plutonic complex, northern Sanandaj-Sirjan magmatic zone, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 274 (1): 81–120.
- Ellam, R. M. and Cox, K. G. (1991) An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 105: 330-342.
- Féménias, O., Mercier, G. C., Nkono, C., Diot, H., Berza, T., Tatu, M. and Demaiffe, D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calcalkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *American Mineralogist* 91: 73-81.
- Floyd, P. A. and Winchester, J. A. (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters* 27: 211–218.
- Gudmundsson, A. (2006) How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections and eruptions in composite volcanoes. *Journal of Earth Science Reviews* 79: 1–31.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E-A. (1989) Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Helmy, H. M., Ahmed, A. F., El Mahallawi, M. M. and Ali, S. M. (2004) Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of African Earth Sciences* 38: 255-268.
- Helz, R. (1993) Phase reactions of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5\text{ kb}$, Part 11, Melt composition. *Journal of Petrology* 17: 139-193.
- Johnson, M. C. and Rutherford, M. J. (1989) Experimental Calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) Volcanic rocks. *Geology* 17: 837-841.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J. A., Maresch, W. V., Nicket, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungareti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *European Journal of Mineralogy* 9: 623-651.
- McHone, J. G., Anderson, D. L., Beutel, E. K. and Fialko, Y. A. (2005) Giant dykes, flood basalts, and plate tectonics: A contention of mantle models. In: *Plates, plumes and paradigms* (Eds. Foulger, G. R., Natland, J. H., Presnall, D. C., and Anderson, D. L.) Special Paper 388: 401–420. Geological Society of America.
- Moameri, M. (2015) Structural Analysis of dykes in the east and northeast of Boroujerd. MSc thesis, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Pal, N., Pal, D. C., Mishra, B. and Meyer, F. M. (2001) The evolution of the Palim granite in the Bastar tin province, Central India. *Mineralogy and Petrology* 72: 281-304.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. (Eds. Hawkesworth C. J., and Norry M. J.) 230–249. Shiva, Nantwich.

- Philpotts, A. R. (1991) Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall Englewood Cliffs, New Jersey.
- Rollinson, H. (1993) Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. Longman Geochemistry Series, Singapore.
- Sato, K., Yamaji, A. and Tonai, S. (2013) Parametric and non-parametric statistical approaches to the determination of paleostress from dilatant fractures: Application to an Early Miocene dike swarm in central Japan. *Journal of Tectonophysics* 588: 69–81.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.
- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Fallick, A. E., Jeronimo, M. and Cruz, M. (1998) Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Science* 11: 457-471.
- Stein, E. and Dietl, C. (2001) Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of Odenwald. *Mineralogy and Petrology* 72: 185-207.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implication for mantle composition and processes. In: *Magmatism in Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D., Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society of London.
- Tahmasbi, Z. and Ahmadi Khalaji, A. (2010) Using of mineral chemistry to determine the formation conditions of Boroujerd granitoid complex and its metamorphic aureole. *Petrology* 2: 77-94 (in Persian).
- Wang, Y. L., Zhang, C. J. and Xiu, S. Z. (2001) Th/Hf Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts. *Acta Petrologica* 17(3): 413-421.
- Wyllie, P. J., Cox, K. G. and Biggar, G. M. (1962) The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Journal of Petrology* 3: 238-243.