

استفاده از شیمی کانی‌ها در تعیین شرایط تشکیل کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد و هاله دگرگونی آن

زهرا طهماسبی*^۱ و احمد احمدی خلجی^۲

^۱ گروه معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه لرستان، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، ایران

چکیده

توده گرانیتوئیدی بروجرد با طیف سنگ‌شناسی کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت همراه با دایک‌های اسیدی در درون فیلیت‌های همدمان نفوذ کرده و هاله دگرگونی را سبب شده است. بررسی شیمی کانی‌ها در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که بیوتیت دارای ترکیب متنوعی بوده، ماگمای سازنده آن‌ها طیفی از ساب‌آلکالن تا کالک‌آلکالن است. آمفیبول‌ها در گروه کلسیک و در زیرگروه منیزوهورنبلند قرار می‌گیرند و شاهدی برای نوع I بودن توده گرانیتوئیدی بروجرد هستند. ترکیب پلاژیوکلازها از الیگوکلاز-آندزین تا لابرادوریت تغییر می‌کند و آلکالی‌فلدسپارها در رده ارتوکلاز قرار می‌گیرند. فلدسپارهای پگماتیت‌ها از دو نوع سدیک (آلبیت) و پتاسیک (ارتوکلاز) هستند. روند تغییر ترکیب فلدسپارها در واحدهای مختلف سنگی از قطب بازیگرتر به سمت قطب اسیدی تر تفریق ماگمایی را نشان می‌دهند. گارنت در تمام نمونه‌ها از نوع آلماندن-اسپسارتین بوده، دارای یک منطقه‌بندی است. بررسی‌ها نشان می‌دهند که گارنت در هورنفلس‌ها و گرانودیوریت‌ها هم منشأ و غیرماگمایی بوده ولی در پگماتیت‌ها دارای منشأ ماگمایی است. فشارسنجی بر اساس مقدار Al آمفیبول‌ها در کوارتز دیوریت‌ها، فشار تبلور را ۰/۴۳ تا ۱/۶۱ و بر اساس پارامتر $Al_{total} / (Mg + Fe_{total})$ فشار (۱ تا ۳ کیلوبار) برآورد می‌کنند. دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها، دمای ۶۵۳ تا ۷۳۲ درجه سانتی‌گراد را برای به تعادل رسیدن این دو کانی و دماسنجی گارنت-بیوتیت دمای ۴۷۲ درجه سانتی‌گراد را برای زوج گارنت و بیوتیت در هورنفلس‌ها نشان می‌دهد. مقدار فوگاسیته برآورد شده ($\log fO_2$ از ۱۸/۳- تا ۱۵/۶-) حاکی از اکسیدان بودن ماگما (وجود مگنتیت و آمفیبول‌های غنی از منیزیم نیز آن را تأیید می‌کند) و شاهدی برای تشکیل آن در مرز ورقه‌های همگراست.

واژه‌های کلیدی: بروجرد، دماسنجی، زون سنندج-سیرجان، شیمی کانی، فشارسنجی

مقدمه

۴۹° شرقی محدود شده است (شکل ۱). این منطقه پیکره دگرگونی را در شمال و زاگرس خردشده را در جنوب به خود اختصاص داده است و در آن کمپلکس

منطقه مورد مطالعه به عرض‌های جغرافیایی ۳۸°

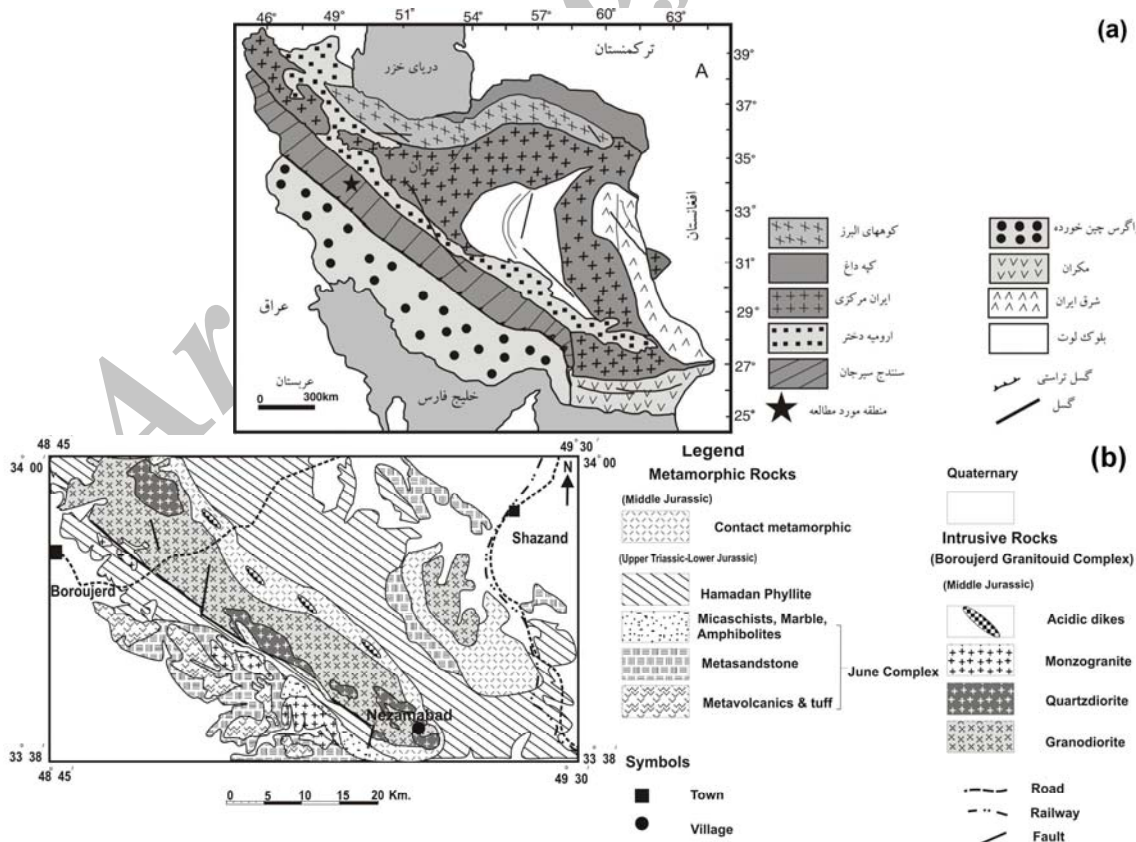
۳۳° تا ۳۴° شمالی و طول جغرافیایی ۴۵° تا ۴۸°

روش انجام پژوهش

در این تحقیق برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ساختمان کانی‌های مختلف و بررسی کانی‌شناسی به‌منظور تعیین شرایط دما و فشار توده گرانیتوئیدی بروجرد و سنگ‌های دربرگیرنده آن، نمونه‌هایی از ترکیبات مختلف سنگی (سنگ‌های آذرین و دگرگونی) انتخاب و از آن‌ها مقطع نازک صیقلی تهیه شد.

تعداد ۱۲۰ نقطه از کانی‌های سازنده آن‌ها مورد تجزیه کمی کانیایی میکروپروب الکترونی مدل CAMECA SX-100 با ولتاژ و شدت جریان به‌ترتیب ۱۲kv و ۱۰nA در آزمایشگاه الکترون میکروپروب انستیتو مینرالوژی و پترولوژی دانشگاه هامبورگ کشور آلمان قرار گرفت که نتایج آن‌ها در جدول ۱ ارائه شده است.

گرانیتوئیدی بروجرد رخنمون دارد. به‌کارگیری هنر تجزیه نقطه‌ای تک‌کانی یکی از مهمترین عوامل تحول چشمگیر و پیشرفت حیرت‌انگیز علم پترولوژی است. با توجه به این‌که بررسی تغییرات بسیار جزئی توزیع و غلظت عناصر، حتی در لایه‌های متناوب و بسیار ظریف کانی توسط تجزیه تک‌کانی میسر شده، از این‌رو، توانایی قابل‌توجه کانی‌هایی مانند بیوتیت، آمفیبول و فلدسپار در تعیین خصوصیات ماگمایی گرانیتوئیدها مورد توجه قرار گرفته‌است. لذا در این مقاله سعی شده است از طریق ادغام نتایج ریزپردازش کانی‌ها، نتایج مطالعات صحرایی و داده‌های سنگ‌شناختی، به بررسی ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف توده و هاله دگرگونی آن، همچنین خاستگاه ماگمای سازنده سنگ‌ها و شرایط فشار-دما، جایگزینی توده گرانیتی بروجرد و هاله دگرگونی آن پرداخته شود.



شکل ۱- (a) موقعیت منطقه مورد مطالعه و زون‌های زمین‌ساختی ایران، (b) نقشه ساده‌شده زمین‌شناسی منطقه (Ahmadi-Khalaji et al., 2007).

جدول ۱- خلاصه داده‌های حاصل از تجزیه نقطه‌ای کانی‌های مختلف (تنها تجزیه‌های معرف ارائه شده‌اند).

Sample No.	Gd ₁	Gd ₁	Peg	Peg	H	H	H	H	H	Sch	Sch
Mineral type	Grt ₁	Grt ₂	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	37.05	35.38	36.2	35.94	37.23	36.27	36.01	36.11	35.85	35.87	36.23
Al ₂ O ₃	21.65	20.56	21.24	21.21	21.85	21.05	21.15	21.25	21.15	20.74	21.01
MgO	3.36	1.2	0.6	0.83	1.41	1.7	1.61	1.64	1.65	0.8	1.22
FeO	34.92	29.25	32.47	34.2	28.45	33.89	36.92	36.24	34.18	28.38	28.13
TiO ₂	0.06	0.12	0.02	0.02	0.09	0.04	0.09	0.03	0.03	0.02	0
MnO	3.32	11.04	11.07	8.45	11.94	6.33	3.78	4.56	6.22	12.77	12.76
CaO	1.17	1.2	0.15	0.3	0.93	1.11	1.15	1.1	1.1	1.25	1.14
Na ₂ O	0.02	0.05	0.01	0.04	0	0.01	0	0.02	0	0.03	0.02
K ₂ O	0	0.02	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0.01	0.07	0.02	0.02	0	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
NiO	0.07	0.02	0.04	0.02	0.01	0	0.05	0.03	0.02	0.04	0
Total	101.62	98.89	101.81	101.03	101.92	100.43	100.8	100.99	100.25	99.93	100.55
Si	2.95	2.94	2.94	2.94	2.97	2.96	2.93	2.93	2.93	2.96	2.96
Al	2.03	2.01	2.03	2.04	2.06	2.02	2.03	2.04	2.04	2.01	2.02
Mg	0.4	0.15	0.07	0.1	0.17	0.21	0.19	0.2	0.2	0.1	0.15
Fe	2.32	2.03	2.21	2.34	1.9	2.31	2.52	2.46	2.34	1.96	1.92
Ti	0	0.01	0	0	0.01	0	0.01	0	0	0	0
Mn	0.22	0.78	0.76	0.58	0.81	0.44	0.26	0.31	0.43	0.89	0.88
Ca	0.1	0.11	0.01	0.03	0.08	0.1	0.1	0.1	0.1	0.11	0.1
Na	0	0.01	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0
Total	8.03	8.05	8.04	8.04	7.99	8.03	8.04	8.05	8.04	8.04	8.03
Pyr	13.1	4.84	2.38	3.32	5.68	6.76	6.35	6.46	6.57	3.23	4.87
Alm	76.3	66.32	72.26	76.65	64.3	75.74	81.89	80.21	76.24	64	62.93
Grs	3.27	3.49	0.42	0.86	2.7	3.18	3.28	3.11	3.14	3.61	3.27
Sps	7.34	25.35	24.94	19.18	27.32	14.32	8.48	10.23	14.05	29.16	28.92
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

(Pyr=pyrope; alm=almandine; grs=grossular; sps=spessartine)

Sample No.	Qd	Qd	Qd
Mineral type	Hbl	Hbl	Hbl
SiO ₂	49.25	49.27	49.71
Al ₂ O ₃	5.42	5.66	5.53
MgO	13.57	13.45	13.41
FeO	15.74	14.61	15.37
TiO ₂	0.7	0.85	0.79
MnO	0.48	0.31	0.42
CaO	10.69	11.37	11.4
Na ₂ O	0.71	0.79	0.7
K ₂ O	0.42	0.5	0.43
Cr ₂ O ₃	0.08	0.1	0.04
NiO	0.04	0	0.05
Total	97.11	96.9	97.83
Si	7.11	7.18	7.18
Al ^{IV}	0.89	0.82	0.82
sum T	8	8	8
Al ^{VI}	0.03	0.15	0.12
Ti	0.08	0.09	0.09
Fe ³⁺	1.11	0.6	0.73
Cr	0.01	0.01	0
Mg	2.92	2.92	2.89
Fe ²⁺	0.79	1.18	1.13
Mn	0.06	0.04	0.05
sum C	5	5	5
Ca	1.65	1.78	1.76
Na	0.2	0.22	0.2
sum B	1.85	2	1.96
K	0.08	0.09	0.08
sum A	0.08	0.09	0.08

Sample No.	Gd	H	H	H	H	H	H	Qd	Gd	Mgr
Mineral type	Ms	Ms	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	46.04	60.28	34.79	33.53	34.9	35.13	34.94	36.59	34.25	33.59
Al ₂ O ₃	34.48	27.35	19.92	19.35	23	19.81	20.35	14.99	18.87	18.22
MgO	0.96	0.36	8.66	8.6	7.55	8.28	8.52	11.71	7.08	5.77
FeO	1.94	0.7	21.09	21.46	18.62	20.84	20.67	14.97	18.96	20.23
TiO ₂	0.57	0.19	1.83	1.89	1.45	1.64	1.37	3.79	4.69	4.96
MnO	0.03	0	0.3	0.26	0.32	0.24	0.29	3.51	2.34	2.24
Na ₂ O	0.38	0.87	0.25	0.27	0.3	0.3	0.29	0.04	0	0.03
K ₂ O	9.18	6.56	8.08	7.43	7.04	8.07	7.79	0.12	0.19	0.06
Cr ₂ O ₃	0.1	0.01	0.06	0.07	0.06	0.06	0.09	8.57	8.57	8.49
NiO	0	0.04	0.07	0.1	0	0.05	0.01	0.11	0.03	0.08
Total	93.75	96.41	95.07	93.09	93.29	94.45	94.46	94.58	95.2	94.2
Si	3.1	3.78	2.66	2.63	2.65	2.7	2.68	2.79	2.66	2.67
Al ^{IV}	0.9	0.22	1.34	1.37	1.35	1.3	1.32	1.21	1.34	1.33
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al ^{VI}	1.84	1.8	0.46	0.42	0.72	0.49	0.51	0.14	0.39	0.37
Mg	0.1	0.03	0.99	1.01	0.86	0.95	0.97	1.33	0.82	0.68
Fe	0.11	0.04	1.35	1.41	1.18	1.34	1.32	1.2	1.54	1.67
Ti	0.03	0.01	0.11	0.11	0.08	0.09	0.08	0.2	0.14	0.13
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.01	0	0	0.01	0	0	0.01			
Cr	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0
Tot	2.09	1.9	2.91	2.97	2.86	2.89	2.92	2.9	2.9	2.88
Na	0.05	0.11	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.01
K	0.79	0.52	0.79	0.74	0.68	0.79	0.76	0.84	0.85	0.86
Total	6.93	6.53	7.74	7.75	7.59	7.72	7.72	7.75	7.78	7.75

جدول ۱- ادامه.

Sample No.	Peg	Peg	Peg	Peg	Mgr	Mgr	Qd	Qd	Qd	Gd	Gd	Mgr	Mgr	H	H
Mineral type	Fl	Fl	Fl	Fl	Fl	Fl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	64.2	63.9	64.7	65.9	63.5	62.3	56.3	54.8	52.7	58.1	55.0	62.1	55.8	58.2	59.8
Al ₂ O ₃	19.0	19.1	21.9	22.1	19.3	19.0	27.8	29.1	30.1	27.3	29.1	22.8	27.6	26.4	25.8
MgO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CaO	0.0	0.0	2.5	2.0	0.0	0.1	9.5	10.9	12.2	8.6	10.6	3.8	9.2	7.7	6.9
Na ₂ O	1.4	1.0	10.2	10.4	0.6	0.5	6.1	5.4	4.6	6.6	5.4	5.9	5.4	7.3	7.7
K ₂ O	13.6	14.0	0.1	0.2	10.5	11.4	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0
Cr ₂ O ₃	0.1	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	98.3	98.1	99.7	100.7	94.0	93.5	99.9	100.4	99.6	100.8	100.3	94.8	98.1	99.6	100.2
Si	3.0	3.0	2.9	2.9	3.0	3.0	2.5	2.5	2.4	2.6	2.5	2.9	2.5	2.6	2.7
Al	1.0	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.5	1.5	1.6	1.4	1.5	1.2	1.5	1.4	1.4
Ca	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.5	0.5	0.6	0.4	0.5	0.2	0.5	0.4	0.3
Na	0.1	0.1	0.9	0.9	0.1	0.0	0.5	0.5	0.4	0.6	0.5	0.5	0.5	0.6	0.7
K	0.8	0.8	0.0	0.0	0.6	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	5.0	5.0	5.0	5.0	4.8	4.8	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	4.8	5.0	5.0	5.0
X _{ab}	0.1	0.1	0.9	0.9	0.1	0.1	0.5	0.5	0.4	0.6	0.5	0.7	0.5	0.6	0.7
X _{an}	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.5	0.5	0.6	0.4	0.5	0.3	0.5	0.4	0.3
X _{or}	0.9	0.9	0.0	0.0	0.9	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0

(ab=albite; an=anorthite; or=orthose)

موقعیت زمین‌شناسی

در منطقه بروجرد در زون ساختاری سنندج-سیرجان، مجموعه وسیعی از توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی واقع گردیده است که درون فیلیت‌های همدان نفوذ کرده و دگرگونی مجاورتی تا حد رخساره پیروکسن‌هورنفلس بر اثر نفوذ آن به‌وقوع پیوسته است (احمدی‌خلجی، ۱۳۷۸).

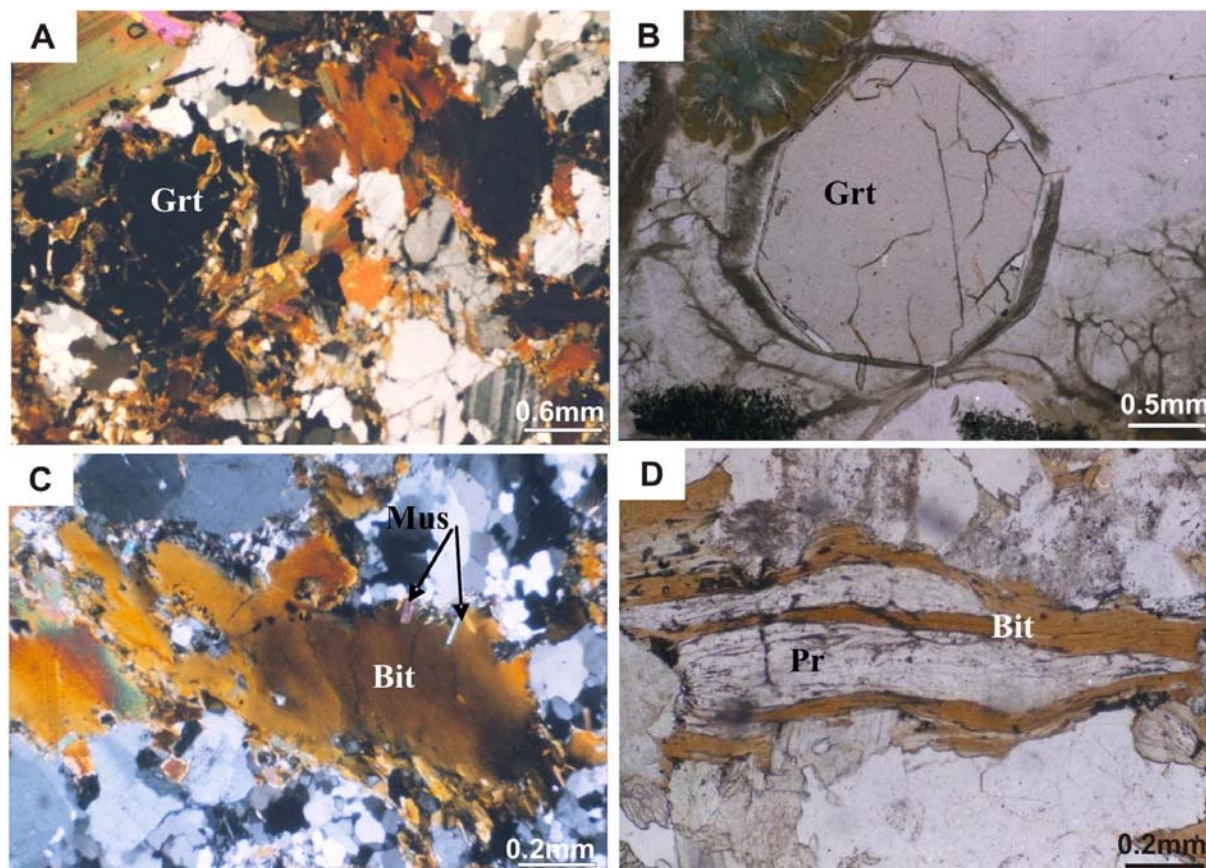
داده‌های تعیین سن بر مبنای روش U-Pb و با استفاده از کانی زیرکن، سن این توده‌های نفوذی را ژوراسیک میانی نشان می‌دهد (احمدی‌خلجی، ۱۳۸۵)، در حالی که تعیین سن‌های انجام‌شده به روش Rb-Sr بر روی کانی‌های بیوتیت و مسکوویت، سن تشکیل کمپلکس بروجرد را در دو دوره بارمین-آپتین و ماستریشتین قرار می‌دهد (مسعودی، ۱۹۹۷).

کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد ۱۸۰ تا ۲۰۰ کیلومتر مربع وسعت داشته، مشابه اکثر توده‌های نفوذی موجود

در زون سنندج-سیرجان دارای روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق است.

پتروگرافی

از نظر سنگ‌شناسی، طیفی از کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و مونوزوگرانیت را می‌توان در این توده یافت (شکل ۱). گرانودیوریت‌ها بخش عمده توده را تشکیل داده، ترکیبی نسبتاً همگن متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و آلکالی‌فلدسپار دارند. در قسمت شمالی و در بخش‌های حاشیه‌ای، این سنگ‌ها حاوی آندالوزیت و گاه گارنت هستند (شکل ۲-A). فراوانی بلورهای آندالوزیت در جاهای مختلف متفاوت است و گارنت فقط در بخش حاشیه توده‌ها و در جاهایی که این کانی در شیب‌های دگرگونی میزبان دیده می‌شود، یافت می‌شود.



شکل ۲- A) بلور گارنت در گرانودیوریت که با تجمعی از بیوتیت‌ها همراهی می‌شود، B) بلور خودشکل گارنت در پگماتیت‌ها، C) کانی مسکوویت به صورت جوانه که بر اثر دگرسانی به خرج بیوتیت به وجود آمده است، D) کانی بیوتیت که در امتداد رخ‌هایش به کانی پرهنیت تبدیل شده است.

توده گرانیتوئیدی بروجرد توسط دایک‌های بزرگی از آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها قطع گردیده است. آپلیت‌ها حاوی کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، مسکوویت، تورمالین و کانی‌های کدر هستند. پگماتیت‌ها بیشتر در واحد گرانودیوریتی و هاله‌ی آن دیده می‌شوند. این سنگ‌ها بر اساس موقعیت و ترکیب کانی‌شناسی به دو گروه تقسیم می‌شوند:

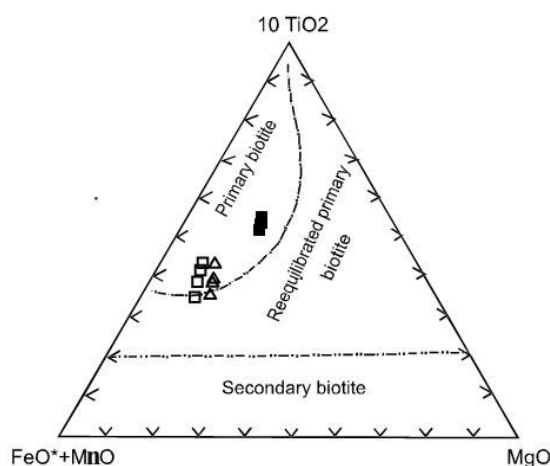
گروه اول در هورنفلس‌ها دیده می‌شوند و دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی بوده و

کوارتزدیوریت‌ها در درون گرانودیوریت‌ها برونزد دارند و ارتفاعات منطقه را تشکیل داده، خاکستری رنگ و از نظر درجه رنگین مزوکرات هستند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز و به مقدار کمتر ارتوز است. مونوزوگرانیت‌ها به صورت توده‌های کوچک و با توپوگرافی پست‌تر عمدتاً در حاشیه جنوبی توده اصلی بروجرد برونزد دارند. رنگ روشن، کمبود نسبی بیوتیت و حضور گسترده پرتیت از ویژگی‌های این نوع سنگ‌ها هستند.

شیمی کانی‌ها

شیمی بیوتیت

بیوتیت کانی فرومنیزین غالب در توده گرانیتوئیدی بوجود آمده است. این کانی در کوارتز دیوریت‌ها به رنگ قهوه‌ای، در گرانودیوریت‌ها به رنگ قهوه‌ای تا زرد یا سبز کم‌رنگ و در مونزوگرانیت‌ها به رنگ سبز پررنگ دیده می‌شود که در حقیقت تغییر رنگ آن‌ها از تغییر ترکیب شیمیایی آن‌ها تبعیت می‌کند (Lalonde and Bernard, 1993). ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی تابع ترکیب ماگمای مادر، فوگاسیته اکسیژن (Partin *et al.*, 1971; Wones *et al.*, 1983; Abbot and Clarke, 1979) و خاصیت گرانیت‌هاست (Abdelrahman, 1994; Nachite, 1986). نمودار سه‌تایی $10\text{MgO-TiO}_2\text{-FeO}^* + \text{MnO}$ (Nachite *et al.*, 2005) که برای تمایز بیوتیت‌هایی اولیه تعادل مجدد یافته و بیوتیت‌های اولیه از بیوتیت‌های ثانوی استفاده می‌شود، نشان می‌دهد که بیوتیت‌های موجود در توده گرانیتوئیدی بوجود آمده همگی از نوع اولیه هستند (شکل ۳).



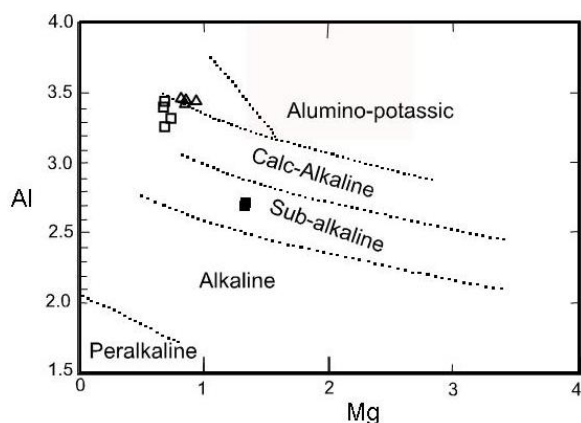
شکل ۳- نمودار سه‌تایی $10\text{MgO-TiO}_2\text{-FeO}^* + \text{MnO}$ (Nachite *et al.*, 2005) جهت تمایز بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌هایی که دچار تعادل مجدد در محیط شده‌اند از بیوتیت‌های ثانوی (کوارتز دیوریت: ■، مونزوگرانیت: □، گرانودیوریت: Δ).

حاوی مسکوویت‌های درشت، گارنت، آندالوزیت، تورمالین و کوارتز هستند (شکل ۲-B).

اما گروه دیگر که درون توده‌ها وجود دارند، فاقد مسکوویت‌های درشت، گارنت و آندالوزیت هستند. این سنگ‌ها محصول مرحله نهایی فعالیت ماگمایی در ارتباط با جایگیری توده گرانیتوئیدی بوجود آمده‌اند.

تزریق توده عظیم گرانیتوئیدی بوجود آمده درون فیلیت‌های همدان، یک توالی کاملی از دگرگونی مجاورتی درجه پایین تا بالا شامل شیبست لکه‌دار، هورنفلس شیبست و هورنفلس را به وجود آورده است. شیبست‌های لکه‌دار خارجی‌ترین بخش از هاله دگرگونی را تشکیل می‌دهند که با نزدیک شدن به توده، در این سنگ‌ها لکه‌های سیاه‌رنگی از کردیریت ظاهر می‌شود، اما شیبست‌های آندالوزیت‌دار گسترده‌ترین واحد شیبست‌ها را در منطقه تشکیل می‌دهند. با پیشرفت تأثیر دگرگونی مجاورتی، سنگ‌ها فابریک گرانوبلاستیک به خود می‌گیرند و فولیاسیون در آن‌ها حذف می‌شود و سخت و متراکم می‌گردند و حالت هورنفلسی پیدا می‌کنند. هورنفلس‌ها در نقاط مختلف منطقه دارای کانی‌های شاخص دگرگونی نظیر کردیریت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند و گارنت نیز به طور موضعی و بسیار جزئی در برخی سنگ‌ها دیده می‌شود.

وجود کردیریت با ماکل قطاعی (پروانه ای) و تبدیل آندالوزیت به سیلیمانیت منشوری در این سنگ‌ها حاکی از یک دگرگونی پیش‌رونده دمای بالاست. از طرف دیگر، حضور آندالوزیت و نبود کیانیت در این سنگ‌ها حاکی از دگرگونی در فشارهای کمتر از ۴ کیلو بار است. بدین ترتیب دگرگونی مجاورتی در منطقه مورد مطالعه حداکثر تا حد رخساره پیروکسن هورنفلس پیش رفته است (احمدی‌خلجی، ۱۳۷۸).



شکل ۵- تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت (Nachite, 1986) (علائم مشابه شکل ۳ هستند).

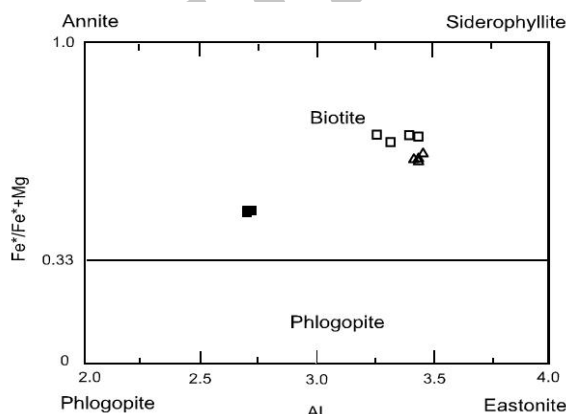
همچنین بیوتیت در کوارتز دیوریت در محدوده کالک‌آلکالن و بیوتیت در گرانودیوریت و مونوزوگرانیت در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند (عبدالرحمان، ۱۹۹۴) (شکل ۶).

Stussi و Cuney (۱۹۹۶) معتقدند که مرز بین گستره P و C در نمودار Al_2O_3 -MgO واقع مرز تقریبی بین بیوتیت‌های ماگماهای پرآلومینوس و متآلومینوس است، نه مرز بین بیوتیت ماگمای پرآلومینوس و آهکی-قلیایی.

در هر حال، با توجه به ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد بررسی می‌توان گفت که سنگ میزبان آنها در یک محیط زمین‌ساختی مشابه توده‌های کوه‌زایی آهکی-قلیایی تشکیل شده است.

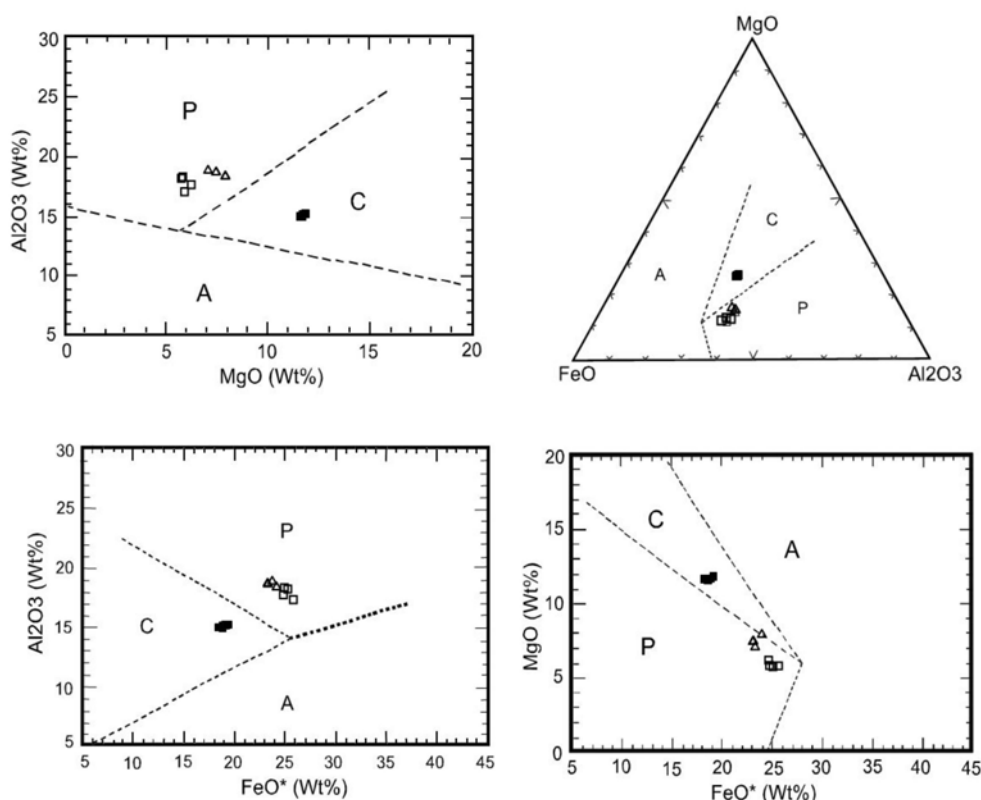
این سری‌ها احتمالاً در یک رژیم فشارشی وابسته به فرورانش، چنانکه Baker (۱۹۸۷) برای ماگماتیسیم قلیایی-آهکی ترشیاری تگزاس و مکزیکو در نظر می‌گیرد، تشکیل شده‌اند و تفاوت‌های ترکیبی آنها احتمالاً نتیجه تفاوت در سنگ خاستگاه و شرایط ذوب بوده است که این نتایج با مطالعات معظمی گودرزی (۱۳۸۵) مطابقت می‌کند.

همه میکاهای تجزیه‌شده با توجه به داشتن مقادیر $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ بزرگتر از ۰/۳۳ در رده بیوتیت (در مقابل فلوگوپیت) قرار می‌گیرند (Deer et al., 1962) (شکل ۴) و با توجه به تغییرات Al در مقابل نسبت $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ ، این بیوتیت‌ها تنوع ترکیبی نشان می‌دهند، به طوری که بیوتیت‌ها در کوارتز دیوریت با کمترین مقدار Al کل و کمترین مقدار نسبت $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ بین دو قطب آنیت و فلوگوپیت و متمایل به قطب آنیت قرار می‌گیرند.



شکل ۴- طبقه‌بندی شیمیایی میکاهای توده مورد مطالعه (Deer et al., 1962; Spear, 1984) (علائم مشابه شکل ۳ هستند).

در حالی که بیوتیت در گرانودیوریت و مونوزوگرانیت با داشتن مقدار Al کل و مقدار نسبت $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ بیشتر، بین دو قطب آنیت و سیدروفیلیت با روندی به سمت قطب سیدروفیلیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴). بر اساس نمودار دوتایی تغییرات Mg در مقابل Al کل در کانی بیوتیت (Nachite, 1986)، ترکیب بیوتیت در گرانودیوریت و مونوزوگرانیت در محدوده کالک‌آلکالن و ترکیب بیوتیت در کوارتز دیوریت در محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (Nachite, 1986) (شکل ۵).



شکل ۶- تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994) (علایم مشابه شکل ۳ هستند) (پهنه A: مناطق کششی، پهنه C: مناطق فرورانش، پهنه P: محیط‌های برخوردی).

شیمی مسکوویت

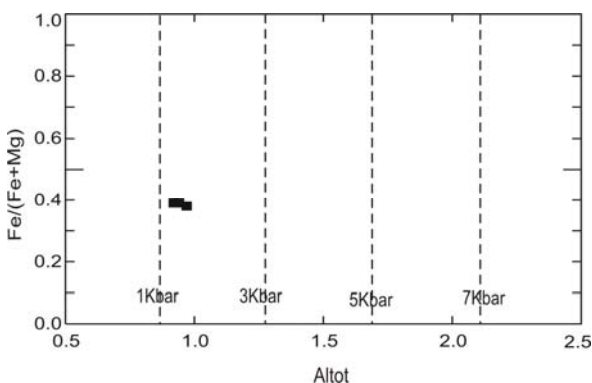
بدون جهت‌یافتگی بودن (شکل ۲-C)، همراهی با مجموعه‌ای از کانی‌های مات در حاشیه بیوتیت‌ها، نبود آن در جاهایی غیر از حضور بیوتیت به نظر می‌رسد که مسکوویت در گرانودیوریت‌ها بر اثر دگرسانی و احتمالاً به‌خرج بیوتیت حاصل شده است.

Ti، Mg و Fe بیوتیت نیز در حاشیه این کانی به‌صورت اسفن و کلریت ظاهر شده است. همچنین تشکیل کانی پرهنیت در امتداد رخ کانی بیوتیت عملکرد فعالیت‌های تاخیری بر روی آن را تأیید می‌کند (شکل ۲-D و جدول ۲).

رخ بیوتیت‌ها به‌سادگی موقعیت ساختاری مناسبی را برای تبلور پرهنیت از یک سیال فراهم می‌کند، ولی بر اساس واکنش احتمالی زیر (Tulloch, 1979) ممکن

کانی مسکوویت به مقدار بسیار کم و به‌صورت بلورهای ریز به همراه بیوتیت در سنگ‌های مختلف توده گرانیتوئیدی بروجد، به‌خصوص واحد گرانودیوریت دیده می‌شود. برای بررسی شیمی مسکوویت در این سنگ‌ها و همچنین در هورنفلس‌های موجود در بلافصل آن‌ها، این کانی تجزیه شده است (جدول ۱). نتایج حاصل از این تجزیه‌ها نشان می‌دهد که ترکیب این کانی در این دو واحد سنگی مختلف کاملاً متفاوت است به‌طوری که مسکوویت موجود در گرانودیوریت‌ها در مقایسه با این کانی در هورنفلس‌ها دارای MgO، TiO₂، FeO* و K₂O بیش‌تر و Na₂O و SiO₂ کمتری هستند. با توجه به ترکیب شیمیایی این کانی، خودشکل‌بودن، ریزبلور و

2001 و از آنجایی که مقادیر $Fe/(Fe + Mg)$ برای آمفیبول‌های مورد مطالعه ۰/۳۸ تا ۰/۳۹ هستند و در محدوده صفر تا ۰/۶ (فوگاسیتة اکسیژن بالا) قرار دارند که برای فشارسنجی مناسب هستند، لذا در این جا از این کانی برای فشارسنجی بر اساس مقدار Al استفاده می‌شود (Dietl, 2000). بر اساس پارامتر Al_{tot} در برابر $Fe_{tot} / (Mg + Fe_{tot})$ (Schmidt, 1992)، آمفیبول‌های واحد کوارتز دیوریتی در محدوده فشار ۱ تا ۳ کیلو بار (عمق تقریبی ۳/۵ تا ۱۰/۵ کیلومتر) متبلور شده‌اند (شکل ۷) و نتایج حاصل از فشارسنجی با استفاده از روش‌های مختلف (جدول ۳)، حداقل و حداکثر فشار را به ترتیب ۰/۴۳ و ۱/۶۱ کیلو بار (عمق تقریبی ۱/۵ تا حدود ۶ کیلومتر) برآورد می‌کنند.

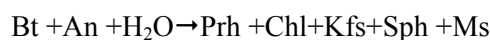


شکل ۷- نمودار Al_{total} در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ از Schmidt (۱۹۹۲) که محدوده فشار تشکیل آمفیبول‌ها را نمایش می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود آمفیبول‌های واحد کوارتز دیوریت، حدود ۱/۵ کیلو بار را نشان می‌دهند (علایم مشابه شکل ۳ هستند).

جدول ۳- نتایج به‌دست آمده از چهار کالیبراسیون متفاوت برای محاسبه فشار از طریق مقدار Al موجود در هورنبلند در کوارتز دیوریت.

Analysis no.	1	2	3	Average
Hollister <i>et al</i> (1987)	0.43	0.71	0.54	0.56
Schmidt (1992)	1.37	1.61	1.46	1.48
Hammarstrum and Zen (1986)	0.71	0.96	0.81	0.83
Johnson and Rutherford (1989)	0.43	0.64	0.52	0.53
Average	0.79	1.18	1.27	1.08

است عملاً پرهنیت (Prh) به‌جای بیوتیت (Bt) میزبان‌ش جایگزین شود:



جدول ۲- آنالیز مایکروپروب پرهنیت به موازات رخ‌های بیوتیت

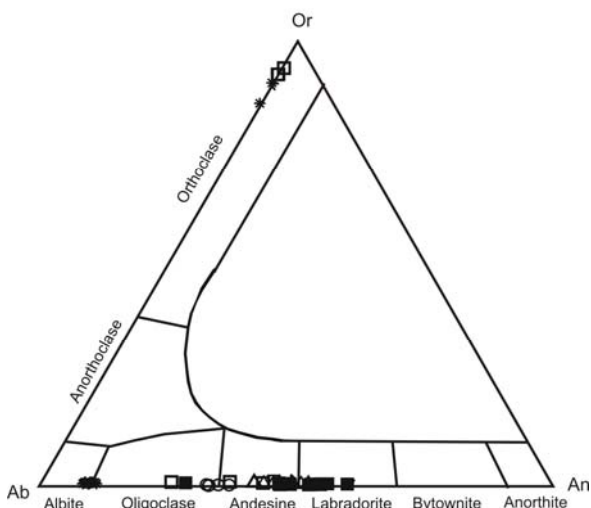
Element	9	4	6	7	8
Na ₂ O	0.01	0.04	0.03	0.05	0.02
CaO	26.69	26.63	26.70	26.50	26.21
NiO	0.03	0.01	-	-	0.02
SiO ₂	43.46	43.41	43.37	43.38	43.42
MgO	-	0.02	-	0.02	0.16
K ₂ O	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05
FeO	0.32	0.49	0.43	0.64	0.86
Al ₂ O ₃	23.70	23.67	23.46	23.73	23.43
F	0.05	0.02	-	-	-
SO ₃	-	-	0.01	0.00	0.01
MnO	0.02	-	-	0.03	0.01
P ₂ O ₅	-	0.00	0.02	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	-	0.02	0.02	-	0.01
SrO	0.03	0.02	-	0.01	0.02
TiO ₂	0.09	0.10	0.13	0.07	0.03
BaO	-	0.05	-	-	0.03
Total	94.38	94.51	94.20	94.47	94.28

شیمی آمفیبول

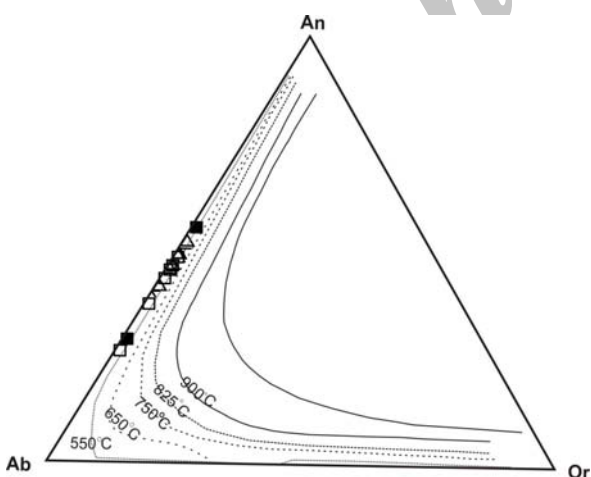
برای طبقه‌بندی آمفیبول‌ها و نیز سایر محاسبات نظیر فشارسنجی و دماسنجی، آمفیبول موجود در کوارتز دیوریت تجزیه شده است (جدول ۱). برای محاسبه فرمول ساختمانی آمفیبول‌ها، از روش نرمالیزه کردن بر اساس $13 = Si + Ti + Al + Fe + Mn$ یا $Mg + Ca_{tione}$ (نرمالیزه کردن به روش 13eCNK یا روش ۱۳ کاتیون) که بهترین نتیجه را برای محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول ارائه می‌کند، استفاده شده است (Cosca *et al*, 1991). بر اساس رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake *et al.*, 1997)، همه آمفیبول‌های تجزیه شده جزو گروه آمفیبول‌های کلسیک هستند و همگی در زیرگروه منیزوهورنبلند قرار می‌گیرند. با توجه به این که آمفیبول‌ها قابل استفاده‌ترین کانی‌ها در دماسنجی و فشارسنجی در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان هستند و در محدوده وسیعی از P-T از ۱ تا ۲۳ Kbar و در دماهای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدارند (Leake *et al.*, 1997; Stein and Dietl,

شیمی فلدسپارها

گرانیتوئیدی بوجود این دما کمتر از دمای واقعی تبلور آن است. علت پایین بودن دمای محاسبه شده به این روش می‌تواند تحولات زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها در طول سرد شدن توده باشد (Koroll, 1993; Anderson, 1996).



شکل ۸- ترکیب فلدسپارهای نمونه‌های مختلف منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار آلبیت- ارتوز- آنورتیت. (پگماتیت: *، هورنفلس: O) (سایر علائم مشابه شکل ۳ هستند).



شکل ۹- نمودار آنورتیت- ارتوز- آلبیت برای تعیین دمای تعادلی کانی‌های فلدسپاری موجود در توده گرانیتوئیدی بوجود برای گستره فشار ۱ کیلوبار (Koroll, 1993; Anderson, 1996) (علائم مشابه شکل ۳ هستند).

برای بررسی ترکیب شیمیایی و فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی حاکم بر محیط تشکیل فلدسپارها در واحدهای اصلی توده گرانیتوئیدی و همچنین پگماتیت‌ها و هورنفلس‌ها این کانی‌ها تجزیه شده‌اند (جدول ۱). نتایج حاصل از این تجزیه‌ها نشان می‌دهند که ترکیب پلاژیوکلازها در کوارتز دیوریت از $An=46$ تا $An=59$ ، در گرانودیوریت از $An=41$ تا $An=52$ و در مونزوگرانیت از $An=26$ تا $An=48$ متغیر هستند و در رده الیگوکلاز-آندزین در مونزوگرانیت تا لابرادیوریت در کوارتز دیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۷).

ترکیب نمونه‌های پلاژیوکلاز موجود در هورنفلس‌ها از $An=33$ تا $An=37$ تغییر می‌کند و در رده الیگوکلاز-آندزین قرار می‌گیرند (شکل ۸). پتاسیم فلدسپارهای تجزیه شده در مونزوگرانیت که دارای بافت پرتیتی هستند، دارای ترکیبی با تغییر خیلی کم از $Or=92$ و $Ab=8$ تا $Ab=6$ هستند و در رده ارتوکلاز قرار می‌گیرند. نتایج تجزیه فلدسپارهای موجود در پگماتیت‌ها، وجود دو نوع فلدسپار در این سنگ‌ها را نشان می‌دهند؛ به طوری که یک نوع از آن‌ها سدیک بوده، دارای ترکیب با تغییر خیلی کم از $Ab=88$ و $An=12$ تا $An=10$ هستند و تقریباً در رده آلبیت قرار می‌گیرند و نوع دیگر پتاسیک بوده، دارای ترکیب $Or=86$ و $Ab=14$ تا $Or=90$ و $Ab=10$ هستند که در رده ارتوکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۸).

دماسنجی دو فلدسپار

با توجه به شکل ۹، دمای توده گرانیتوئیدی با استفاده از نمودار سه‌تایی آلبیت، آنورتیت، ارتوکلاز با دمایی در حدود ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد ارزیابی می‌شود که با توجه به ترکیب سنگ شناسی توده

آمفیبول‌ها برآورد گردید و با در نظر گرفتن این‌که این فشارها در طیف فشار صفر تا ۵ کیلوبار در جدول ۳ قرار می‌گیرد، لذا حداقل و حداکثر دمای ۶۵۳ و ۷۳۲ درجه سانتی‌گراد برای آن‌ها در نظر گرفته می‌شود. Vyhnal و همکاران (۱۹۹۱) نیز فرمول $T=25.3P+654.9$ را برای تعیین دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز ارائه کرده‌اند. بر اساس این فرمول، حداقل و حداکثر فشار برآورد شده بر اساس پارامتر Al_{total} در آمفیبول‌ها (۰/۴۳ و ۱/۶۱ کیلوبار) دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز در کوارتز دیوریت ۶۶۶ تا ۶۹۶ درجه سانتی‌گراد و با در نظر گرفتن حداقل و حداکثر فشار بر اساس مقدار Al_{total} در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ (۱ تا ۳ کیلوبار، شکل ۷) ۶۸۰ تا ۷۳۱ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود.

تعیین فوگاسیته اکسیژن در کوارتز دیوریت

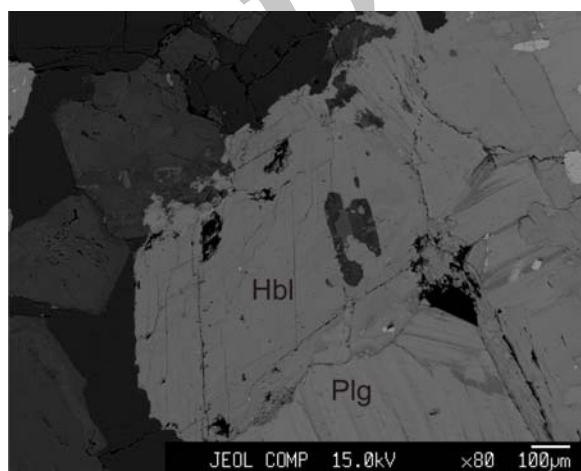
مقدار فوگاسیته اکسیژن ماگما به مواد منشأ و محیط تکتونیکی آن وابسته است؛ به‌طوری‌که ماگماهای گرانیته مشتق شده از رسوبات معمولاً حالت احیاء دارند، در حالی‌که گرانیته‌های نوع I، نسبتاً اکسیدان هستند (Helmy et al., 2004).

همچنین ماگماهای با اکسیداسیون بالا در مرز ورقه‌های همگرا تشکیل می‌شوند (Ewart, 1979)، در حالی‌که ماگماهای فلسیک حاصل از تفریق ماگماهای مشتق شده از گوشته در مناطق ریفتی، احیا هستند (Loiselle and Wones, 1989).

گرچه تعیین فوگاسیته اکسیژن اولیه ماگماها از مطالعه گرانیته‌نیدها مشکل است، ولی معمولاً به‌وسیله کانی‌های فرعی نظیر مگنتیت و ایلمنیت و مجموعه کانی‌های سنگ و شیمی کانی‌ها امکان‌پذیر است.

دماسنجی به روش هورنبلند- پلاژیوکلاز

برای دماسنجی با این روش از زوج پلاژیوکلاز و هورنبلند در کوارتز دیوریت استفاده شده است (شکل ۱۰). Holland و Blundy (۱۹۹۴) کالیبراسیونی را معرفی کردند که قابلیت استفاده در دماهای ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۱ تا ۱۵ کیلوبار را داراست (Holland, 1994). نتایج حاصل از دماسنجی با این روش در جدول ۴ ارائه شده است.



شکل ۱۰- نمایش مرز تعادلی بین دو کانی هورنبلند و پلاژیوکلاز که تجزیه نقطه‌ای از آنها جهت محاسبه فشار و دما صورت گرفته است.

جدول ۴- نتایج محاسبه فشار و دما برای زوج پلاژیوکلاز - هورنبلند در کوارتز دیوریت که به روش Holland و Blundy (۱۹۹۴) محاسبه شده است.

Pkbar	0	5	10	15
$x(ab)=0.54$				
T (ed-tr)	691	653	614	575
T (ed-ri)	698	711	725	739
$x(ab)=0.47$				
T (ed-tr)	684	649	614	579
T (ed-ri)	715	732	750	767

با توجه به اینکه قبلاً فشار بین ۱ تا ۳ کیلوبار بر اساس پارامتر Al_{total} در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ (شکل ۷) و ۰/۴۳ تا ۱/۶۱ کیلوبار بر اساس مقدار Al_{total} در

دماسنجی هورنبلند - پلاژیوکلاز و فشارسنجی Al هورنبلند، مقدار فوگاسیته اکسیژن برای کوارتز دیوریت توده گرانیتوئیدی بر وجود تعیین شده است که بیانگر اکسیدان بودن ماگمای تشکیل دهنده آن ($\log fO_2$) از $18/3$ - تا $15/6$ - است.

شیمی گارنت

گارنت در شیست‌ها، هورنفلس‌ها، پگماتیت‌های موجود در هورنفلس‌ها و گرانودیوریت‌های موجود در بلافصل با سنگ‌های دگرگونی دیده می‌شود. نتایج حاصل از تجزیه این کانی (جدول ۱) نشان می‌دهد که ترکیب آن در شیست‌ها از $Alm=63$ ، $Sps=29$ ، $Pyr=5$ ، $Grs=3$ تا $Alm=64$ ، $Sps=29$ ، $Pyr=3$ و $Grs=4$ تغییر می‌کند و در رده آلماندن - اسپسارتین قرار می‌گیرد.

این کانی در هورنفلس‌ها که از حاشیه به حاشیه بلور تجزیه شده است دارای ترکیب $Alm=64$ ، $Sps=27$ ، $Pyr=6$ ، $Grs=3$ تا $Alm=82$ ، $Sps=8$ ، $Pyr=6$ است که در رده آلماندن - اسپسارتین قرار می‌گیرد و یک منطقه‌بندی را نیز نشان می‌دهد. بیشترین تغییرات از حاشیه به مرکز مربوط به جزء آلماندن و اسپسارتین است؛ به طوری که از بخش حاشیه به مرکز مقدار Alm و Pyr زیاد، ولی Sps کم می‌شود.

ترکیب گارنت در پگماتیت‌های موجود در هورنفلس‌ها نیز که از یک حاشیه به حاشیه دیگر یک بلور تجزیه شده است، از $Alm=72$ ، $Sps=25$ ، $Pyr=2$ ، $Grs<1$ تا $Alm=77$ ، $Sps=19$ ، $Pyr=3$ ، $Grs=1$ تغییر می‌کند که نشان می‌دهد این کانی در این سنگ‌ها نیز از رده آلماندن - اسپسارتین است و یک منطقه‌بندی جزئی را نشان می‌دهد که عکس منطقه‌بندی در گارنت موجود در هورنفلس‌ها است؛

برای مثال، وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم بیانگر ماگماهای نسبتاً اکسیدان است و همچنین وجود تیتانیت و مگنتیت خودشکل به عنوان فازهای متبلور شده قبلی در سنگ‌های فلسیک نیز معرف ماگمای نسبتاً اکسیدان است (Enami et al., 1993). با توجه به تجزیه‌های نقطه‌ای انجام شده بر روی اکسیدهای موجود در کوارتز دیوریت‌ها (جدول ۵)، وجود کانی مگنتیت تأیید می‌شود و تجزیه‌های نقطه‌ای بر روی آمفیبول‌ها (جدول ۱) نیز حاکی از وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم در این سنگ‌هاست، که نشان می‌دهد ماگمای تشکیل دهنده آن‌ها نسبتاً اکسیدان بوده است.

جدول ۵- نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای از اکسیدهای موجود در کوارتز دیوریت که حاکی از وجود کانی مگنتیت در این سنگ‌ها است.

Sample No.	Gkl	Gk18	AD14	AD22
TiO ₂	2.8	10.74	2.41	0.34
SiO ₂	0.03	0	0.07	0.04
FeO	28.3	77.86	26.73	30.69
FeO _{total}	68.12	6.21	69.09	68.28
Cr ₂ O ₃	0.09	0.43	0.19	0.07
Al ₂ O ₃	0.1	2.02	0.09	0.07
V ₂ O ₃	0.38	0	0.28	0.29
MnO	0.25	0.22	0.91	0.26
MgO	0.06	2.14	0.04	0.04
CaO	0	0.12	0	0
Total	100.13	99.74	99.81	100.8

Wones (۱۹۸۹) پیشنهاد می‌کند که با استفاده از مجموعه تیتانیت + مگنتیت + کوارتز در سنگ‌های گرانیتی می‌توان فوگاسیته اکسیژن نسبی را تعیین کرد. وی همچنین پیشنهاد کرده است که با استفاده از معادله زیر می‌توان مقدار فوگاسیته اکسیژن را برآورد نمود:

$$\log fO_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142(P-1)/T$$

در این معادله T بیانگر دما بر حسب درجه کلوین و P فشار بر حسب بار است. لذا با استفاده از این معادله و حداقل و حداکثر دماها و فشارهای برآورد شده از

جدول ۶- نتایج دماسنجی برای زوج‌های همزیست گارنت-بیوتیت توسط شش کالیبراسیون مختلف در یک نمونه هورنفلس. (Ferry and Spear, FS78, (Bhattacharya et al., 1992) B92 (Perchuk et PL83, (Hodges and Spear, 1982) HS82, 1978) (Holdaway et al., 1997) HL97 al., 1983)

Grt-Bit Pairs	1	2	5	13	14
Pressure(kbar)	3	3	3	3	3
B92-HW	453	489	479	483	480
B92-GS	402	466	470	469	459
FS78	458	467	429	443	451
HS82	468	479	442	455	463
PL83	512	517	494	502	507
HL97	492	499	471	481	487

بحث

توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد به سن ژوراسیک میانی بخشی از توده‌های نفوذی موجود در زون سنندج - سیرجان را تشکیل داده که به موازات شیستوزیته سنگ‌های دگرگونی رخنمون دارد. ترکیب سنگ‌شناسی این توده عمدتاً متشکل از مونزوگرانیت، گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت با ترکیب غالب گرانودیوریتی است. حاصل تزریق این توده عظیم درون فیلیت‌ها و اسلیت‌ها، ایجاد سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در بخش شمالی توده با یک توالی کاملی از دگرگونی درجه پایین تا بالا شامل شیست لکه‌دار، هورنفلس شیست، هورنفلس و میگماتیت‌های تزریقی است، ولی در بخش جنوبی به دلیل گسله بودن به صورت ناقص وجود دارند (Berthier et al., 1974; Masoudi, 1997)؛ احمدی خلجی، ۱۳۸۵ (شکل ۱).

مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ترکیب شیمیایی سنگ‌های مختلف این توده و توده مشابه به آن در منطقه آستانه اراک (Tahmasbi et al., 2010) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آن‌ها از نوع I و کالک‌آلکان بوده که در طی یک حاشیه ورقه‌ی همگرا ایجاد شده است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵؛ احمدی خلجی

به طوری که از بخش حاشیه به مرکز مقدار Alm و Pyr کم، ولی Sps زیاد می‌شود. تجزیه حاشیه به حاشیه بلور گارنت موجود در گرانودیوریت‌های بخش حاشیه توده گرانیتوئیدی بروجرد نشان می‌دهد که این کانی دارای ترکیبی از $Alm=66$ ، $Sps=25$ ، $Pyr=5$ ، $Grs=4$ تا $Alm=76$ ، $Sps=7$ ، $Pyr=13$ ، $Grs=4$ است و تقریباً در رده آلماندن- اسپسارترین قرار می‌گیرد و یک منطقه‌بندی را نیز نشان می‌دهد که عکس منطقه‌بندی موجود در گارنت‌های پگماتیت‌ها و شبیه به منطقه‌بندی موجود در گارنت‌های هورنفلس‌هاست به طوری که از بخش حاشیه به مرکز مقدار Alm و Pyr زیاد، ولی Sps کم می‌شود. تصور می‌شود که تشابه تغییرات ترکیب گارنت در هورنفلس‌های بلافصل گرانودیوریت‌ها و گارنت موجود در بخش‌های حاشیه‌ای این سنگ‌ها حکایت از هم منشأ بودن آن‌ها دارد، ولی متفاوت بودن روند تغییرات ترکیب گارنت از حاشیه به مرکز در پگماتیت‌های موجود در هورنفلس‌ها با گارنت موجود در هورنفلس‌ها و گرانودیوریت‌های بخش حاشیه‌ای نشان می‌دهد که منشأ این گارنت متفاوت است.

دماسنجی به روش گارنت - بیوتیت

محاسبات دماسنجی گارنت- بیوتیت براساس تجزیه بیوتیت‌ها و گارنت‌های همزیست در یک نمونه هورنفلس انجام گرفته است. در این نمونه، کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، گارنت و بیوتیت به عنوان کانی‌های اصلی دیده می‌شوند. برای محاسبه دما با این روش از شش کالیبراسیون رایج استفاده شده و فشار حداکثر ۳ کیلوبار منظور شده است (جدول ۶). همان‌طور که در این جدول ملاحظه می‌شود، دمای به دست آمده برای این زوج‌ها با احتساب متوسط همه کالیبراسیون‌ها ۴۷۲ درجه سانتی‌گراد است.

حداکثر فشار را بترتیب ۰/۴۳ و ۱/۶۱ کیلوبار (عمق تقریبی ۱/۵ تا حدود ۶ کیلومتر) نشان می‌دهد. وجود بافت شبه پورفیری با مگاکریست‌های از پلاژیوکلاز در کوارتزدیوریت‌ها می‌تواند تاییدی بر این فشار (عمق) محاسبه شده باشد طهماسبی و همکاران، ۱۳۸۸؛ کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۷). دماسنجی به روش هورنبلند- پلاژیوکلاز حداقل و حداکثر دمای به تعادل رسیدن این دو زوج کانی را به ترتیب ۶۵۳ و ۷۳۲ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌کند که این دمای تقریبی توسط پترولوژی هورنفلس‌های میزبان حاوی کردیریت - آندالوزیت و کردیریت - سیلیمانیت تأیید می‌شود.

ترکیب کانی گارنت در شیست، هورنفلس، گرانو-دیوریت و پگماتیت آلماندن- اسپسارترین است. فعالیت خیلی بالای SiO_2 در طول تشکیل گارنت‌های مجموعه‌های گرانیتی و پگماتیتهای وابسته به آن به مفادیر خیلی پایین TiO_2 این گارنت‌ها منجر می‌شود (Einaudi and Burt, 1982).

منطقه‌بندی شیمیایی گارنت در پگماتیت عکس هورنفلس و گرانودیوریت بخش حاشیه توده گرانیتوئیدی بروجرد است. تصور می‌شود که تشابه تغییرات ترکیب شیمیایی گارنت در هورنفلس و گرانودیوریت حاکی از هم‌منشأ بودن آن است، به عبارت دیگر گارنت موجود در بخش حاشیه‌ای گرانودیوریت‌ها در حقیقت زینوکریست‌هایی است که در طی هضم سنگ‌های در برگیرنده به‌دلیل دیرگداز بودن ذوب نشده و باقی مانده است.

به‌عقیده Lameyre و همکاران (۱۹۸۹) برخی از گرانودیوریت‌های زینولیت دار حاشیه توده نفوذی متشکل از کانی‌های مافیک و دیرگداز (مانند گارنت) معرف منشأ گوشته‌ای در تشکیل ذوب‌بخشی پوسته‌ای و نهایتاً ماگمای گارنت‌دار است؛ یعنی ابتدا مجموعه

و همکاران، ۱۳۸۶؛ Ahmadi-Khalaji *et al.*, 2007؛ Sr- (Masoudi and Yardley, 2005). داده‌های ایزوتوپ Nd (با مقدار اولیه $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ بین ۰/۷۰۶ تا ۰/۷۰۷ و $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ بین ۳/۶۲- تا ۱/۳۳-) نیز نشان می‌دهند که این ماگما از پوسته زیرین منشأ گرفته و تبلور تفریقی آن در سطوح بالاتر پوسته، واحدهای مختلف سنگ‌شناسی را سبب شده است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵؛ Ahmadi-Khalaji *et al.*, 2007). مقدار فوگاسیته اکسیژن برآورد شده $\log f_{\text{O}_2}$ از ۱۸/۳- تا ۱۵/۶- برای این توده بیانگر اکسیدان بودن ماگمای تشکیل دهنده آن است که وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم و مگنتیت در کوارتزدیوریت‌ها نیز آن را تأیید می‌کند. بیوتیت‌ها همگی از نوع اولیه ماگمایی و وابسته به سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان نوع I هستند که در طی فرآیندهای کوهزایی ایجاد شده‌اند (Baker, 1987; Stussi and Cuney, 1996).

ترکیب پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد مطالعه از الیگوکلاز- آندزین در مونوزوگرانیت تا لابرادیوریت در کوارتزدیوریت (واحد بازیک‌تر) متغیر است. آلکالی‌فلدسپار در مونوزوگرانیت در رده ارتوکلاز قرار می‌گیرد و فلدسپار موجود در پگماتیت (واحد اسیدی‌تر) از دو نوع سدیک (رده آل‌بیت) و نوع پتاسک (رده ارتوکلاز) است. لذا روند تغییر ترکیب فلدسپارها در سنگ‌های مختلف توده گرانیتوئیدی با تفریق ماگمایی سازگاری داشته، تأیید می‌کند که طیف سنگ‌شناسی موجود در منطقه مورد مطالعه حاصل این فرآیند بوده است.

آمفیبول‌ها کلسیک بوده و در زیر گروه منیزیوهورنبلند قرار می‌گیرند که تاکیدی بر نوع I بودن توده نفوذی است (Stein and Dietl, 2001). فشارسنجی بر اساس مقدار Al این کانی حداقل و

ماگمایی بوده، وابستگی آن‌ها را به سنگ‌های آذرین کالک‌آلکالن نوع I که در طی فرآیندهای کوه‌زایی ایجاد شده‌اند، نشان می‌دهد (Baker, 1987; Stussi and Cuney, 1996).

- آمفیبول این سنگ‌ها کلسیک بوده، در زیرگروه منیزوهورنبلند قرار می‌گیرند که بر نوع I بودن این توده‌ی گرانیتوئیدی تاکید می‌کنند.

- روند تغییر ترکیب فلدسپارها با کم شدن مقدار An از قطب بازیک‌تر (کوارتز دیوریت) به سمت قطب اسیدی‌تر (پگماتیت) با تفریق ماگمایی سازگاری داشته، تایید می‌کند که طیف سنگ‌شناسی موجود در منطقه مورد مطالعه حاصل این فرآیند بوده است. - مقدار فوگاسیته اکسیژن برآورد شده ($\log fO_2$) از $18/3$ - تا $15/6$ - برای توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد بیانگر اکسیدان بودن ماگمای تشکیل‌دهنده آن است که وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم و مگنتیت در کوارتز دیوریت‌ها نیز اکسیدان بودن این ماگما و تشکیل آن در طی یک حاشیه ورقه‌ی همگرا را تایید می‌کند (Ewart, 1979).

- فشارسنجی بر اساس مقدار Al آمفیبول‌ها عمق تقریبی $1/5$ تا حدود ۶ کیلومتر را برای واحد کوارتز دیوریتی کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد نشان می‌دهد که با شواهد پتروگرافی این سنگ‌ها نظیر وجود بافت شبه پورفیری با مگا کریست‌های پلاژیوکلاز، عمق محاسبه شده مزبور محتمل به نظر می‌رسد.

- دماسنجی به روش هورنبلند-پلاژیوکلاز حداقل و حداکثر دمای به تعادل رسیدن این دو زوج کانی را به ترتیب 653 و 732 درجه سانتی‌گراد برآورد می‌کند که این دمای تقریبی توسط پترولوژی

گرانودیوریتی بر اثر ذوب‌بخشی ایجاد و سپس در طی آرایش ماگمایی گارنت در آن پیدا شده است.

تصور بر این است که در توده مورد بحث به دلیل عمق کم تشکیل گرانودیوریت‌ها و فشار پایین تبلور، زمان کافی برای هضم زینولیت‌های گارنت‌دار وجود ندارد و فقط با یک تعادل ناقص با ماگما جایگیری نهایی صورت گرفته است. ریزدانه‌بودن، فقدان حاشیه واکنشی و همراهی این کانی با آندالوزیت، فراوان بودن آن در سنگ‌های دگرگونی مجاور، دانه‌درشت‌بودن و غیرقابل مقایسه‌بودن با اندازه‌ی سایر کانی‌ها و عدم تعادل با آن‌ها همگی این مطلب را تایید می‌کنند. اما متفاوت بودن روند تغییرات ترکیب گارنت در پگماتیت با هورنفلس و گرانودیوریت حاکی از منشأ متفاوت بوده، همگنی بافتی، هم‌اندازه بودن آن با سایر کانی‌ها در پگماتیت می‌تواند بیانگر این باشد که کانی مزبور منشأ دگرگونی ندارد، بلکه مستقیماً از مذاب گرانیتی تبلور یافته‌است.

با توجه به اینکه گارنت فقط در پگماتیت با میزبان هورنفلس دیده می‌شود و در پگماتیت با میزبان گرانیتوئیدی یافت نمی‌شود، لذا تصور می‌رود که این مذاب گرانیتی در طی ورود به هورنفلس از آلومینیوم و سایر متشکله‌های گارنت غنی شده است و شرایط لازم برای تبلور این کانی فراهم شده است.

دماسنجی گارنت- بیوتیت بر روی هورنفلس، دمای به‌دست آمده برای این زوج‌ها را با احتساب متوسط همه‌ی کالیبراسیون‌ها، 472 درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد.

نتیجه‌گیری

از مطالعات انجام شده نتایج زیر حاصل شده است:
- بر اساس تجزیه‌های نقطه‌ای، بیوتیت موجود در سنگ‌های مختلف این توده همگی از نوع اولیه

هورنفلس‌های میزبان حاوی کلدیریت - آندالوزیت و کلدیریت - سیلیمانیت تأیید می‌شود.

- ترکیب کانی گارنت در سنگ‌های مختلف مطالعه شده (شبیست، هورنفلس، گرانودیوریت و پگماتیت) آلمانند - اسپسارتین است. این کانی در پگماتیت‌ها منشأ ماگمایی داشته، اما در گرانودیوریت‌ها

زینوکریست‌هایی هستند که در طی هضم سنگ‌های در برگیرنده ذوب نشده و باقی مانده‌اند.

- دماسنجی گارنت- بیوتیت بر روی هورنفلس، دمای به‌دست آمده برای این زوج‌ها را با احتساب متوسط همه کالیبراسیون‌ها، ۴۷۲ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد.

منابع

- احمدی‌خلجی، ا. و درویش‌زاده، ع. (۱۳۷۸) بررسی پتروژنز سنگ‌های دگرگونی منطقه شرق و شمال شرق بروجرد. مجموعه مقالات هجدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- احمدی‌خلجی، ا. (۱۳۸۵) پتروولوژی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد. پایان‌نامه دکتری، پردیس علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران.
- احمدی‌خلجی، ا.، اسماعیلی، د. و ولی‌زاده، م. (۱۳۸۵) خاستگاه و ویژگی‌های تکتونیکی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد (غرب ایران). فصل‌نامه علوم زمین ۶۰: ۳۲-۴۷.
- احمدی‌خلجی، ا.، ولی‌زاده، م. و اسماعیلی، د. (۱۳۸۶) پتروولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بروجرد (غرب ایران). مجله دانشکده علوم، دانشگاه تهران ۳۳(۱۰): ۱-۱۴.
- کنعانیان، ع.، احمدیان، ج. و سرجوقیان، ف. (۱۳۸۷) شیمی برخی از کانی‌ها و ارزیابی دما و فشار در توده گرانیتوئیدی کوه دم، شمال شرق اردستان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ۱: ۴۹-۶۶.
- طهماسبی، ز.، خلیلی، م.، احمدی‌خلجی، ا. و مکی‌زاده، م. (۱۳۸۸) مقایسه انواع آمفیبول‌ها و ژئوترموبارومتري توده نفوذی آستانه (زون سنندج-سیرجان). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ۲: ۲۷۹-۲۹۰.
- معظمی‌گودرزی، ف. (۱۳۸۵) کاربرد ترکیب شیمیایی بیوتیت در تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدهای بروجرد-همدان (شمال غرب سنندج-سیرجان). پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
- Abdel-Rahman, A. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous Magmas. *Journal of Petrology* 35(2): 525-541.
- Abbot, R. N. and Clarke, D. B. (1979) Hypothetical liquids relationships in the subsystem Al_2O_3 -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for $(H_2O) < 1$. *Canadian Mineralogist* 17: 549-560.
- Ahmadi-Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M. V., 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.
- Anderson, J. L. (1996) Stature of thermo-barometry in granitic batholiths, *Earth Science Review* 87: 125-138.
- Baker, D. S. (1987) Tertiary alkaline magmatism in Trans-Oecos, In: *Alkaline Igneous Rocks*. Fitton, J. G. and Upton, B. G. J. (Eds.): Geological Society Special Publications.
- Berthier, F; Billiaul, H.P; Halbronn, B., Marizot, P. (1974) Etude Stratigraphique, petrologique et structural de La region de Khorramabad (Zagros, Iran). These De 3e cycle, Grenoble.
- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S.K. and Raith, M. (1992) Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a

- reformulation of the biotite–garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111: 87–93.
- Cosca, M. A., Essene, E. J. and Bowman, J. R. (1991) Complete chemical analyses of metamorphic hornblendes: Implications for normalizations, calculated H_2O activities, and thermobarometry, *Contribution to mineralogy and petrology* 108: 472-484.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1962) Rock-forming minerals, 3rd Volume. Sheet silicates. Longman, London.
- Dietl, C. (2000) Structural and Petrologic Aspects of the Emplacement of Granitoid Plutons: Case Studies from the Western Margin of the Joshua Flat-Bear Creek-Pluton (White-Inyo Mountains, California) and the Flaser granitoid Zone (Odenwald, Germany). Unpublished PhD thesis, Heidelberg University, Germany.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J. G. and Bird, D. K. (1993) Al–Fe³⁺ and F–OH substitutions in titanite and constrains on their P–T dependence. *European Journal of Mineralogy* 5: 231–291.
- Einaudi, M. T. and Burt, D. M. (1982) Intruduction terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 77: 745-754.
- Ewart, A. (1979) A review of the mineralogy and chemistry of tertiary recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In: Fred, B. (Eds.): *Trondhemites, dacites, and related rocks*. Springer-Verlag, Berlin 12–101.
- Ferry, J. M. and Spear, F. S. (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66: 113–117.
- 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.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E. (1986) 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.
- Hodges, K. V., Spear, F. S. (1982) Geothermometry, geobarometry and Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist* 67: 1118–1134.
- Holdaway, M. J., Mukhopadhyay, B., Dyar, M. D., Guidotti, C. V. and Dutrow, B. L. (1997) Garnet ± biotite geothermometry revised: New Margules parameters and a natural specimen data set from Maine. *American Mineralogist* 82(5-6): 582- 595.
- Holland, T. and Blundy, J. (1994) Non ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole–plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433– 447.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. B. (1987) Confirmation of the empirical calibration of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 231–239.
- Koroll, H., Evangelakakkis, C., and Voll, G. (1993) Two feldspar Geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 510–518.
- Lalonde, A. E. and Bernard, P. (1993) Composition and color of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogen, Northwest Territories. *Canadian Mineralogist* 31: 203–217.
- Lameyre, J., Vauchelle, L. and Durandau, A. (1989) Compared characteristics and tectonic setting of Leucogranites and cordierite granodiorites: two contrasted groups of peraluminous granitoids. 28th International Geological Congress, Washington, D. C. 2: 254-255.
- 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., Mandarino, J. A., Maresch, W. V.,

- Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, 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. *Canadian Mineralogist* 35: 219–246.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. R. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America, Abstracts with Program* 7, 468.
- Masoudi, F. (1997) Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran. Unpublished Ph. D. Thesis, Leeds University, UK.
- Masoudi, F., Yardley, B. W. D., Cliff, R. A. (2002) Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran, Islamic Republic of Iran. *Journal of Sciences* 13(3): 249-254.
- Masoudi, F. and Yardley, B. W. D. (2005) Magmatic and metamorphic fluids in the pegmatite development: evidence from Boroujerd complex. *Journal of Sciences* 6(1): 43-53.
- Nachit, H., Abderrahmane, I., El Hassan A. and Mohcine B. O. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites, *C. R. Geosciences* 337(16): 1415-1420.
- Nachit, H. (1986) Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes, applications typologiques, thèse, université de Bretagne occidentale, Brest.
- Partin, E., Hewitt, D. A. and Wones D. R. (1983) Quantification of ferric iron in biotite, *Geological Society American*. 15, 659.
- Perchuk, L. L. and Lavrenteva, I. V. (1983) Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite–garnet–biotite. In: Saxena, S. K. (Eds.): *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*, Springer-Verlag, New York 199–239.
- 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.
- Speer, J. A. (1984) Mica in igneous rocks. In: *Micas*. Bailey, S. W. (Eds.): *Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy* 13: 299-356.
- Stein, E. and Dietl, C. (2001) Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and Petrology* 72: 185–207.
- Stussi, J. M. and Cuney, M. (1996) Nature of biotites from alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Rahman: a comment. *Journal of Petrology* 37: 1025-1029.
- Tahmasbi, Z., Castro, A., Khalili, M., Ahmadi-Khalaji, A. and Rosa, J. (2010). Petrologic and geochemical constraints on the origin of Astaneh pluton, Zagros orogenic belt, Iran. *Journal of Asian of Earth Sciences* 39(3): 81-96.
- Tulloch, A. J. (1979) Secondary Ca-Al silicates as Low- grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 105-117.
- Vyhnal, C. R., McSween, H. Y. and Speer, J. A. (1991) Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist* 76: 167–188.
- Wones, D. R. (1989) Significance of the assemblage titanite+magnetite +quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* 74: 744–749.

Using of mineral chemistry to determine the formation conditions of Boroujerd granitoid complex and its metamorphic aureole

Zahra Tahmasbi*¹ and Ahmad Ahmadi Khalaji²

¹ Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Lorestan, Khorram Abad, Iran

² Department of Geology, Faculty of sciences, University of Lorestan, Khorram Abad, Iran

Abstract

The composition of Boroujerd granitoid varies from quartz diorite, granodiorite to monzogranite associated with acidic dykes intruded into the Hamedan phyllite and developed a metamorphic aureole. On the basis of mineral chemistry the biotites have different compositions and their parent magma has subalkaline to calc-alkaline nature. The studied amphiboles are classified as calcic (magnesian-hornblende) which point to the I-type nature of the Boroujerd granitoid. Plagioclases vary from andesine-oligoclase to labradorite, alkali feldspars occur as orthoclase and those in pegmatites are sodic (albite) and potassic (orthoclase). The changes in feldspar composition in different units are normal indicating magma differentiation. In all samples, garnet displays zoning and is almandine-spessartine in composition. Also, garnet in hornfels and granodiorites is cogenetic and nonmagmatic, but in pegmatites it has magmatic nature. Al-barometer accounts that the pressure of amphibole crystallization is 0.43 to 1.61 Kbar and Al_{total} versus $Fe_{total}/(Mg+Fe_{total})$ accounts the pressure between 1 to 3 Kbar. Hornblende - plagioclase thermometer shows 653 to 732 °C for equilibrium of these two minerals and garnet-biotite thermometer shows 472 °C for garnet-biotite in hornfels. The estimated oxygen fugacity ($\log f_{O_2}$ varies between -18.3 to -15.6) imply an oxidation magma (confirms magnetite and enrichment of Mg in amphibole) and its formation in convergent plate boundary.

Keywords: Boroujerd, Thermometry, Sanandaj-Sirjan Zone, Mineral chemistry, Barometry

* zahra_tak@yahoo.com