

مطالعه شیمی آمفیبول و فلدسپارها و بکارگیری روش‌های مختلف ارزیابی دما و فشار با این کانی‌ها در مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز

جمال رسولی^(۱)، منصور قربانی^۲ و وحید احدنژاد^۳

۱. دانش آموخته دکتری زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۲. دانشیار زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۳. استادیار زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۲/۲۲

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۸/۰۲

چکیده

مجموعه پلوتونیک جبال بارز متشکل از چندین توده نفوذی گرانیتوئیدی است که در شرق و شمال شرق جیرفت در جنوب استان کرمان واقع شده است. ترکیب سنگ‌شناسی این مجموعه شامل گرانودیوریت، کوارتز دیوریت، گرانیت و آکالی گرانیت می‌باشد، اما سنگ نفوذی غالب در این منطقه، گرانودیوریت است. کانی‌های غالب در ترکیب این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، آکالی فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز است. ترکیب پلاژیوکلازها متغیر است و از آندزین تا لابرادوریت تغییر می‌کند و آکالی فلدسپارها در رده ارتوکلاز قرار می‌گیرند. همه آمفیبول‌ها از نوع ماگمایی می‌باشند و در سه گروه آمفیبول‌های کلسیک، آمفیبول‌های سرشار از آهن و آمفیبول‌های (Fe, Mg, Mn) دار قرار گرفته‌اند. بررسی وضعیت اکسیداسیون و احیایی ماگمای منشأ گرانیتوئیدهای منطقه بر اساس ترکیب آمفیبول‌ها، نشان از فوگاسیته بالای اکسیژن در این منطقه دارد. شواهد نشان می‌دهد که گرانیت‌های منطقه جبال بارز، سری مگنتیتی می‌باشند و ماگما در شرایط اکسیدان و در مرز ورقه‌های همگرا تشکیل شده است. بر اساس محاسبه‌های زمین دما فشارسنجی، بر اساس روش‌های Anderson - Smith, Rutherford - Johnson, Schmidt, Zen- Hamarstrom و Uchida، متوسط فشار محاسبه‌شده بین ۱/۵۴ تا ۷/۸۷ کیلوبار در تغییر است و عمق قرارگیری اتاق ماگمایی و شروع تبلور را ۹ تا ۱۲ کیلومتر می‌توان برآورد کرد. همچنین بر اساس دماسنج دو فلدسپار، دمای جایگیری گرانیتوئیدهای جبال بارز به روش Anderson مابین ۵۵۰ تا ۷۵۰ و به روش Putirka مابین ۷۱۰ تا ۸۳۰ درجه سانتی‌گراد و بر اساس تیتانیوم در بیوتیت، مابین ۶۷۰ تا ۷۲۰ سانتی‌گراد در تغییر است. همچنین دماسنجی به روش هورنبلند پلاژیوکلاز دمای ۵۷۸ تا ۷۳۲ درجه سانتی‌گراد را برای به تعادل رسیدن این دو کانی نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، شیمی کانی، زمین دما فشارسنجی، محتوی آلومینیم کل آمفیبول.

مقدمه

تحولات ماگمایی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز بر اساس شیمی کانی‌های آمفیبول و فلدسپار بررسی شود و همچنین تخمینی نسبی از فشار و دما بر سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بحث با روش‌های مختلف یاد شده، صورت گیرد.

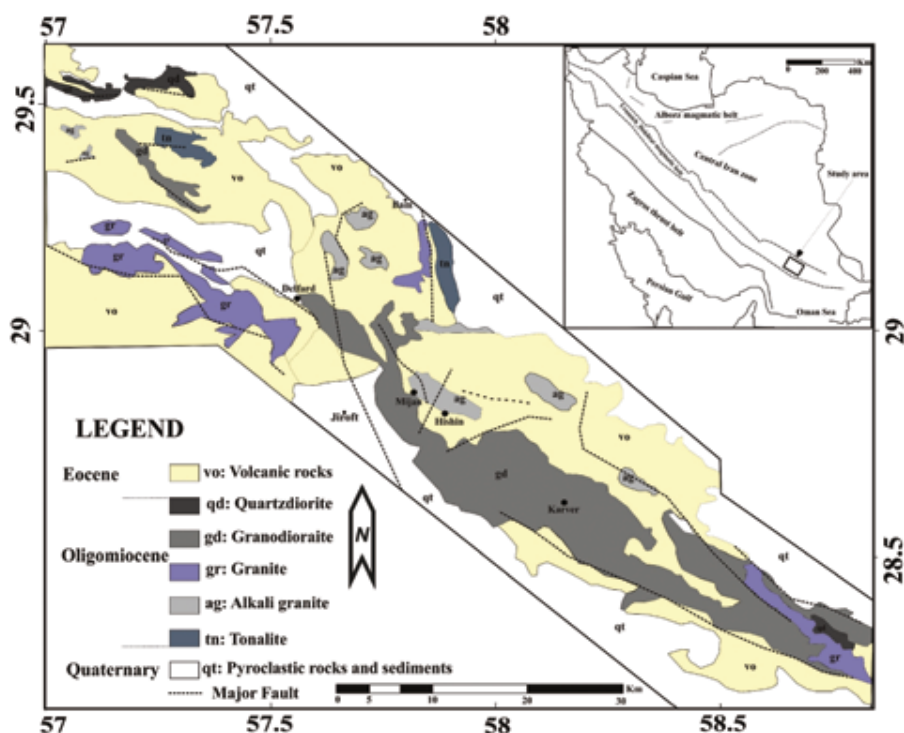
زمین‌شناسی و پتروگرافی واحدهای سنگی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز

بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری (Stocklin 1968) از فلات ایران، منطقه مورد مطالعه در بخش جنوبی کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد. مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، از لحاظ مورفولوژی به شکل کوه‌های مرتفعی است که روند شمال غرب جنوب شرق دارد و توسط دره‌ها و آبراهه‌های عمیق بریده شده است (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳b). یک رخداد ماگمایی در دوره الیگومیوسن، باعث نفوذ و جایگیری این مجموعه پلوتونیک چند مرحله‌ای در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شده است (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳b). علاوه بر این، گاهی در محل همبری سنگ‌های مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز (با ترکیب غالب گرانودیوریتی) با سنگ‌های آتشفشانی، هاله دگرگونی ضعیفی مشاهده می‌شود. همچنین، در برخی از مناطق به وفور می‌توان انکلاوهای مختلف ماگمایی در این سنگ‌ها مشاهده کرد که دلیلی بر وقوع آمیختگی در آن‌ها است (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳a). از سوی دیگر، مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز دارای توده‌های نفوذی تأخیری پی‌درپی است که این توده‌ها ترکیب یکنواخت‌تری داشته و ترکیب غالب آلکالی‌گرانییتی و گرانییتی روشن دارند. در اغلب مناطق، این توده‌های نفوذی تاخیری، اسیدی، پورفیری و هولولوکوکرات است که احتمالاً کانی‌های مافیک، در نتیجه دگرسانی شسته شده‌اند (بیزدانفر، ۱۳۸۹). مشاهده‌های صحرایی برخی از این توده‌های تأخیری (برای مثال در منطقه کرور) نشان می‌دهد که دارای بافت داربستی بوده که این امر می‌تواند ناشی از وجود شیرابه‌های سیلیسی

ترکیب شیمی برخی از کانی‌ها مانند کانی آمفیبول، اهمیت زیادی در تعیین شرایط محیط تشکیل گرانیتوئیدها دارد (Stone, 2000). آمفیبول‌ها، سیلیکات‌های زنجیری مضاعفی هستند که از نظر ترکیب شیمیایی و ساختار کانی‌شناسی تنوع زیادی دارند، بنابراین آمفیبول‌ها در همه سنگ‌های آذرین فلسیک، حدواسط، مافیک و بسیاری از سنگ‌های دگرگونی در گستره دما و فشار زیادی (دمایی ۴۴۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ تا ۲۳ کیلوبار) حضور دارند (Auzanneau et al., 2006). مقدار Ti , Ca , Na و Al موجود در ترکیب آمفیبول‌ها تابع دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن است. همچنین کاتیون‌های Al^{IV} , Ti ، آمفیبول، نسبت به دما حساسیت زیادی دارند، به طوری که افزایش دما سبب بالارفتن مقادیر Al^{IV} و تیتانیوم در آمفیبول می‌شود (Hammarstrom and Zen., 1986). برخلاف Al^{IV} ، میزان Al^{IV} متناسب با افزایش فشار، زیاد می‌شود و دما تاثیری بر آن ندارد. محاسبه مقادیر Al^{IV} و Al^{Total} مبنای اندازه‌گیری فشار بر حسب ترکیب کانی آمفیبول هستند، زیرا مقدار آلومینیم در آمفیبول، تابع غلظت آن در ماگمای مادر نیست، بلکه تابع فشار در زمان تشکیل آمفیبول است (Ghent et al., 1991). فشارسنجی بر اساس مقدار آلومینیم کل آمفیبول توسط (Hammarstrom and Zen (1986) Johnson and Rutherford (1989)؛ Schmidt (1992)؛ Anderson and Smith (1995)؛ و Uchida و همکاران (۲۰۰۷) انجام شده است. این محققان به جز Anderson and Smith (1995) و Smith (1995)، کالیبراسیون خود را بر اساس ارتباط مستقیم بین آلومینیم کل در هورنبلند و فشار محصورکننده در حین تبلور قرار دادند. (Anderson و Smith (1995) نشان دادند که مقدار آلومینیم در هورنبلند نه تنها در کنترل فشار، بلکه در کنترل دما نیز قرار دارد. در نهایت Uchida و همکاران (۲۰۰۷)، اضافه کرده‌اند که علاوه بر دما و فشار، دگرسانی نیز تاثیر زیادی بر محتوی آلومینیم کل آمفیبول و در نتیجه فشارسنجی مرتبط با آن دارد. به سبب اینکه قبلاً هیچ مطالعه‌ای در منطقه جبال بارز بر شیمی کانی‌ها انجام نشده بود، در این پژوهش سعی شده است تا حدودی

نیز در برخی مقاطع دیده می‌شود که بیشتر بی‌رنگ یا بسیار کم‌رنگ، دارای چندرنگی متوسط در رنگ‌های قهوه‌ای سری دوم (حداکثر بیرفرنژانس پائین سری دوم)، دارای خاموشی مستقیم و دارای رخ مشخص آمفیبول‌های ارتورومبیک و بدون ماکل است. در بخش‌های شمالی و شمال غربی و همچنین به مقدار کمتر در بخش‌های جنوبی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، کوارتز دیوریت‌ها تشکیل شده‌اند که دارای ترکیب کانی‌شناسی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز، بیوتیت، آمفیبول، اسفن، آپاتیت، زیرکن و آلانیت و همچنین کانی‌های اپک، کلریت و سیریسیت هستند. در این بخش کانی آمفیبول از فراوانی بیشتری نسبت به سایر سنگ‌ها برخوردار است. گرانیت‌ها و آلکالی‌گرانیت‌ها هم در منطقه هیشین و کرور و همچنین در بخش‌هایی از میجان به صورت پراکنده و در سایر مناطق دیده می‌شوند. تفاوت‌های کانی‌شناسی آن با بخش گرانودیوریتی، وفور فلدسپار آلکان (ارتوز، میکروکلین) نسبت به پلاژیوکلاز و کاهش نسبت حجمی کانی‌های مافیک از قبیل آمفیبول و بیوتیت در برخی از نمونه‌ها است. اکثر پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی بوده و به همراه آلکالی فلدسپارها به درجات مختلف، دگرسان شده و به کانی‌های اپیدوت، سیریسیت، کلسیت و کوارتز تجزیه شده‌اند. براساس مطالعات زمین شیمیایی، ماگمای مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، سرشت پرآلومین تا متاآلومین دارد و از لحاظ سری ماگمایی از نوع کالکوالکالن پتاسیم متوسط تا بالا می‌باشند (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳b). بررسی‌های صحرایی، مطالعات پتروگرافی و زمین شیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه از نوع گرانیتوئیدهای تیپ I هستند (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳b). از نظر جایگاه نکتونیک، توده‌های مورد مطالعه، جزو گرانیتوئیدهای قوس حاشیه فعال قاره‌ای است و از گرانیت‌های قبل از برخورد تا همزمان با برخورد به‌شمار می‌آیند (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳b).

تأخیری در منطقه باشد (قربانی، ۱۳۹۳). همچنین، شواهد ساختاری پاره‌ای از این توده‌های نفوذی تأخیری نشان می‌دهد که اغلب آن‌ها در زون‌های گسله و یا بعضاً در ساختمان کالدرهای قدیمی جایگزین شده‌اند (مانند میجان و تا حدودی دره‌حمزه) (Rasouli et al., 2014) و در نهایت برخی از این توده‌های تأخیری، دگرسانی‌های سیلیسی، فلیک (کوارتز- سیریسیت)، آرزیلیتی و گاه پتاسیک را نشان می‌دهند (قربانی، ۱۳۹۳). براساس مشاهده‌های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز در حالت کلی به سه بخش عمده (الف) کوارتز دیوریتی (ب) گرانودیوریتی تا تونالیتی (ج) گرانیتی تا آلکالی‌گرانیتی تقسیم می‌شود (شکل ۱). بخش عمده این مجموعه را گرانودیوریت‌ها تشکیل می‌دهند که دارای ترکیب کانی‌شناسی تقریباً مشخصی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار (میکروکلین و اورتوز)، بیوتیت، آمفیبول (هورنبلند و آنتوفیلیت)، آپاتیت، زیرکن، اسفن و آلانیت بوده که نسبت حجمی هر یک از آنها در نمونه‌های مختلف اندکی متفاوت است. در این بخش، پلاژیوکلازها به فراوانی دیده می‌شوند و در بیشتر جاها منطقه‌بندی جالبی به نمایش می‌گذارند که ناشی از تغییرات ترکیبی و یا تغییرات فشار آب در هنگام تبلور است. همچنین، پلاژیوکلازها دگرسانی را تجربه کرده و به سیریسیت، مسکویت (اندک) و تا حدودی زوئیزیت تجزیه شده‌اند. فنوکریست‌های آمفیبول بیشتر از نوع هورنبلند است که غالباً خودشکل می‌باشد و در مقاطع طولی و عرضی در کنار بلورهای مستطیلی پلاژیوکلاز دیده می‌شود. فنوکریست‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در تعادل قرار دارند. زیرا نمونه‌های آمفیبول فاقد حاشیه اکتینولیتی است و دارای مرزهای دانه‌ای عادی با پلاژیوکلاز همزیست و مجاور خود هستند و به همین لحاظ برای تخمین شرایط درجه حرارت تشکیل سنگ در عمق می‌توان از این زوج‌ها استفاده کرد. همچنین، آنتوفیلیت



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز (اقتباس از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزواری، نورمشر و بزم)

روش مطالعه

و آنالیز کمی دقیق نقطه‌ای با رزولوشن ۱۰ و یا ۱۰۰ میکرون در هر نقطه دلخواه از عنصر سدیم تا اورانیوم (Na - U) ارائه می‌دهد. همچنین، به منظور بررسی صحت نتایج داده‌ها، مجدداً در آزمایشگاه زمین‌شیمی دانشگاه Perugia کشور ایتالیا (در قالب فرصت‌مطالعاتی کوتاه‌مدت ۶ ماهه) آنالیز بر روی تعدادی از کانی‌ها توسط دستگاه JEOL, JXA-8200 تکرار شد. ولتاژ مورد استفاده و شدت جریان به ترتیب ۱۵ kV و ۲۰ nA است (جدول‌های ۱ تا ۳).

به منظور دستیابی به اهداف این تحقیق، پس از بررسی شواهد صحرایی و بازدید از رخنمون‌های مختلف، تعداد ۲۰۰ نمونه از سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز برداشت شد و از آن‌ها مقطع نازک و صیقلی تهیه شد. سپس برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های آمفیبول و فلدسپارها در نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان‌شده، آنالیز ریزپردازشی^۱ با دستگاه HORIBA مدل XGT-7200 در شرکت کانساران بینالود انجام شد. این دستگاه با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۲ kV و جریان ۱۵ nA و شمارش در ۴۰ ثانیه کار می‌کند

1. EPMA

جدول ۱. نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی آمفیبول (W%) (فرمول ساختاری براساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده است)

Amphibole	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	53.09	52.80	53.50	54.11	51.57	53.24	54.05	54.21	44.02	44.05
TiO ₂	1.37	1.44	0.55	0.89	1.51	1.39	1.44	1.33	0.19	0.84
Al ₂ O ₃	5.52	5.12	4.28	5.79	6.83	5.91	6.70	5.53	9.55	9.42
FeO	10.32	10.50	11.14	10.42	10.00	11.09	9.13	9.39	22.83	22.37
MnO	0.30	0.29	0.95	0.54	0.69	0.44	0.32	0.50	0.77	0.49
MgO	13.46	13.53	12.48	12.09	13.48	11.58	12.89	11.88	10.98	10.16
CaO	10.67	10.75	10.46	9.97	9.65	10.86	10.40	10.84	4.47	5.30
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.41	0.50	0.43	0.28	0.31	0.43	0.33	0.56	0.22	0.35
Total	97.21	96.99	95.82	96.15	96.59	97.00	97.35	96.30	95.34	95.05
No. of O ₂	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
Si	7.70	7.69	7.91	7.88	7.47	7.76	7.74	7.88	6.86	6.90
Al IV	0.30	0.31	0.09	0.12	0.53	0.24	0.26	0.12	1.14	1.10
Al VI	0.64	0.57	0.65	0.88	0.63	0.77	0.87	0.83	0.61	0.64
AlTotal	0.94	0.87	0.74	0.99	1.17	1.05	1.13	0.94	1.77	1.74
Ti	0.15	0.16	0.06	0.10	0.16	0.15	0.16	0.15	0.02	0.10
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	0.00	0.00	0.00	0.45	0.19
Fe ²⁺	1.25	1.28	1.38	1.27	0.69	1.35	1.09	1.14	2.52	2.74
Mn	0.04	0.04	0.12	0.07	0.08	0.05	0.04	0.06	0.10	0.07
Mg	2.91	2.94	2.75	2.63	2.91	2.52	2.75	2.58	2.55	2.37
Ca	1.66	1.68	1.66	1.56	1.50	1.70	1.60	1.69	0.75	0.89
K	0.08	0.09	0.08	0.05	0.06	0.08	0.06	0.10	0.04	0.07
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.70	0.70	0.67	0.67	0.81	0.65	0.72	0.69	0.50	0.46
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{VI})	0.00	0.00	0.00	0.00	0.45	0.00	0.00	0.00	0.42	0.23
Amphibole	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	52.11	52.87	53.54	54.73	52.61	53.94	53.98	53.94	51.01	53.18
TiO ₂	1.93	1.56	1.12	1.15	1.58	1.52	1.54	1.56	1.34	1.28
Al ₂ O ₃	6.02	5.92	5.16	6.72	6.94	6.71	6.93	6.53	6.98	6.57
FeO	11.15	11.26	11.21	10.43	10.36	11.43	10.21	10.11	11.71	11.14
MnO	0.32	0.31	0.91	0.58	0.71	0.49	0.39	0.43	0.77	0.49
MgO	13.52	13.28	12.36	12.37	13.54	12.21	13.01	12.24	13.21	13.26
CaO	10.89	10.51	11.41	10.16	10.19	11.13	10.76	11.22	11.17	11.30
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.39	0.48	0.46	0.39	0.39	0.31	0.33	0.58	0.53	0.35
Total	96.33	96.19	96.17	96.53	96.32	97.74	97.15	96.61	96.72	97.57
No. of O ₂	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
Si	7.49	7.59	7.75	7.78	7.48	7.64	7.64	7.69	7.34	7.56
Al ^{IV}	0.51	0.41	0.25	0.22	0.52	0.36	0.36	0.31	0.66	0.44
Al ^{VI}	0.51	0.60	0.63	0.90	0.64	0.76	0.79	0.79	0.52	0.66
Al ^{Total}	1.02	1.01	0.88	1.13	1.17	1.12	1.11	1.05	1.14	1.05
Ti	0.21	0.17	0.12	0.12	0.17	0.16	0.16	0.17	0.14	0.14
Fe ³⁺	0.15	0.15	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00
Fe ²⁺	1.19	1.20	1.36	1.24	0.87	1.35	1.21	1.21	1.10	1.32
Mn	0.04	0.04	0.11	0.07	0.09	0.06	0.05	0.05	0.09	0.06
Mg	2.90	2.84	2.67	2.62	2.87	2.58	2.74	2.60	2.83	2.81
Ca	1.68	1.62	1.77	1.55	1.55	1.69	1.63	1.71	1.72	1.72
K	0.07	0.09	0.08	0.07	0.07	0.06	0.06	0.11	0.10	0.06
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.71	0.70	0.66	0.68	0.77	0.66	0.69	0.68	0.72	0.68
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{VI})	0.23	0.20	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00	0.00	0.38	0.00

جدول ۲. نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی آلکالی فلدسپار (W%) (فرمول ساختاری براساس ۳۲ اکسیژن محاسبه شده است)

Sample.No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	59.86	60.01	60.02	66.74	62.46	61.12	60.31	93.94	80.71	65.96	58.86	61.73	62.42	60.11	64.96
Al ₂ O ₃	23.68	24.38	24.34	21.06	23.58	24.70	25.26	2.84	9.01	23.55	24.62	22.39	23.03	25.66	23.55
Cr ₂ O ₃	0.29	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃	0.25	0.35	0.25	0.19	0.21	0.25	0.35	0.09	0.10	0.16	0.28	0.26	0.21	0.15	0.16
FeO	0.22	0.31	0.22	0.17	0.19	0.22	0.31	0.08	0.04	0.14	0.22	0.21	0.17	0.12	0.14
CaO	8.74	10.56	9.98	5.84	8.49	10.34	10.05	1.41	5.88	7.37	8.84	10.03	8.89	10.09	7.96
Na ₂ O	6.66	3.41	4.84	5.85	4.99	3.01	3.57	1.03	2.11	2.78	6.76	4.86	5.10	3.60	3.01
K ₂ O	0.22	0.45	0.24	0.31	0.27	0.23	0.34	0.36	0.11	0.19	0.11	0.12	0.08	0.14	0.19
total	99.92	99.47	99.89	100.16	100.19	99.87	100.19	99.75	97.96	100.15	99.69	99.60	99.90	99.87	99.97
Si	2.68	2.69	2.68	2.91	2.76	2.71	2.67	3.84	3.47	2.86	2.65	2.76	2.77	2.67	2.83
Al	1.25	1.29	1.28	1.08	1.23	1.29	1.32	0.14	0.46	1.20	1.31	1.18	1.20	1.34	1.21
Cr	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Ca	0.42	0.51	0.48	0.27	0.40	0.49	0.48	0.06	0.27	0.34	0.43	0.48	0.42	0.48	0.37
Na	0.58	0.30	0.42	0.50	0.43	0.26	0.31	0.08	0.18	0.23	0.59	0.42	0.44	0.31	0.25
K	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
X _{An}	41.51	61.16	52.46	34.77	47.59	64.38	59.41	38.08	59.82	58.37	41.69	52.88	48.81	60.16	58.39
X _{Ab}	57.24	35.74	46.04	63.03	50.61	33.91	38.19	50.34	38.85	39.84	57.69	46.37	50.67	38.84	39.95
X _{Or}	1.24	3.10	1.50	2.20	1.80	1.71	2.39	11.58	1.33	1.79	0.62	0.75	0.52	0.99	1.66

جدول ۳. نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی پلاژیوکلاز (W%) (فرمول ساختاری براساس ۳۲ اکسیژن محاسبه شده است)

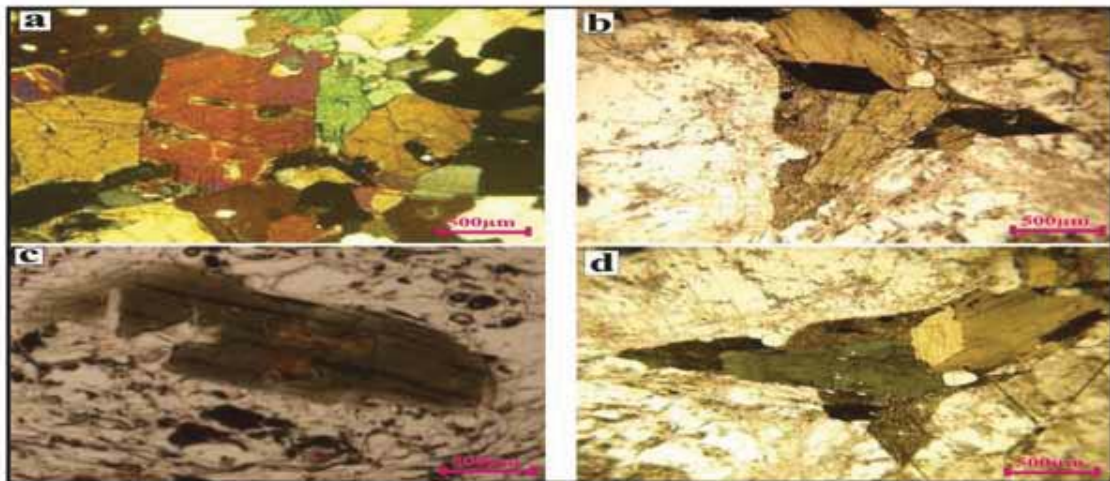
Sample.No	1	2	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	71.15	70.61	71.24	72.02	70.63	71.09	71.19	71.19	71.23	71.02	70.75	71.18
Al ₂ O ₃	16.09	15.75	16.67	15.09	15.40	16.23	15.98	15.98	14.67	16.01	15.79	16.14
Fe ₂ O ₃	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
FeO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
CaO	0.00	0.22	0.48	0.00	0.29	0.27	0.00	0.00	0.22	0.19	0.12	0.17
Na ₂ O	2.81	1.47	0.60	2.79	1.54	1.00	2.72	2.72	1.50	1.61	1.54	1.24
K ₂ O	9.85	11.85	10.91	9.88	11.96	10.67	9.60	9.60	12.21	10.98	11.93	11.06
total	100.09	100.09	100.09	99.97	100.01	99.45	99.68	99.68	100.02	100.00	100.32	99.98
Si	3.16	3.17	3.16	3.20	3.17	3.18	3.17	3.17	3.20	3.17	3.17	3.17
Al	0.84	0.83	0.87	0.79	0.82	0.85	0.84	0.84	0.78	0.84	0.83	0.85
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.24	0.13	0.05	0.24	0.13	0.09	0.23	0.23	0.13	0.14	0.13	0.11
K	0.56	0.68	0.62	0.56	0.69	0.61	0.55	0.55	0.70	0.62	0.68	0.63
X _{An}	0.00	1.29	3.30	0.00	1.67	1.83	0.00	0.00	1.26	1.17	0.70	1.09
X _{Ab}	30.24	15.66	7.46	30.03	16.09	12.24	30.10	30.10	15.54	18.01	16.29	14.40
X _{Or}	69.76	83.05	89.24	69.97	82.23	85.93	69.90	69.90	83.21	80.82	83.01	84.51

بحث

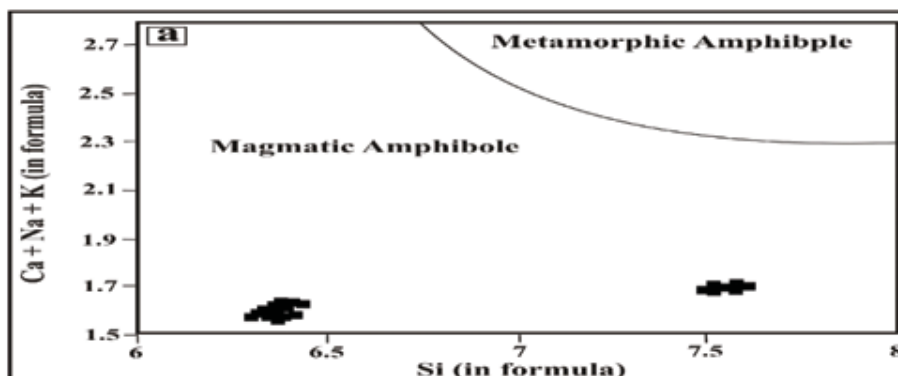
رده‌بندی آمفیبول‌ها

هستند. همچنین، تعداد کمی از آمفیبول‌های سنگ‌های گرانودیوریتی از نوع آنتوفیلیت (ثانویه) و غنی از عناصر فرومنیزیم (آهن و منیزیم) هستند. برخی از آمفیبول‌های سنگ‌های گرانیتی از نوع منوکلینیک و کلسیک بوده و برخی از آمفیبول‌های سنگ‌های آلکالی‌گرانیتی نیز از نوع کلسیک-سدیک است (شکل ۴)، اما در حالت کلی و به لحاظ آماری می‌توان گفت که اکثر آمفیبول‌های منطقه جبال بارز، آمفیبول‌های اولیه و کلسیک هستند. این پدیده نشان از توده‌های گرانیتی نوع I است که با سایر مطالعات در این زمینه، در منطقه جبال بارز هم‌خوانی دارد (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳b).

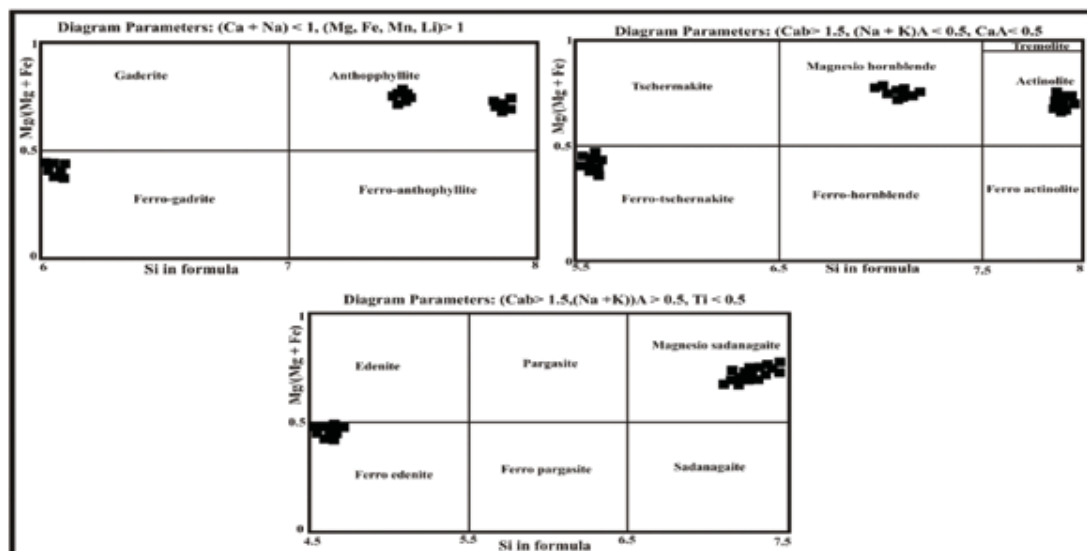
آمفیبول‌های گرانیتوئیدهای جبال بارز در مطالعات میکروسکوپی، با رنگ‌های متنوعی نمایان می‌شوند که نشانگر ترکیب شیمیایی متفاوت آن‌ها در این سنگ‌ها است (شکل ۲). در گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها به صورت نیمه شکل‌دار به رنگ قهوه‌ای تا زرد دیده می‌شوند (شکل ۲- a و b) و در کوارتز دیوریت‌ها، آمفیبول به صورت شکل‌دار با چندرنگی سبز تا آبی مشاهده می‌شود (شکل ۲- c و d). بر اساس طبقه‌بندی Laeke (1997)، آمفیبول‌های سنگ‌های منطقه جبال بارز، جزو آمفیبول‌های ماگمایی هستند (شکل ۳). بیشتر آمفیبول‌های منطقه جبال بارز (Fe, Mg, Mn) دار، از نوع کلسیک (منیزیم هورنبلند) است، بنابراین اولیه



شکل ۲. a و b) تصاویر میکروسکوپی از آمفیبول‌های نیمه شکل‌دار که به رنگ‌های مختلف دیده می‌شوند. c و d) آمفیبول‌های سنگ‌های کوارتز دیوریتی که نیم شکل‌دار بوده و به رنگ سبز دیده می‌شوند



شکل ۳. طبقه‌بندی آمفیبول‌های آنالیز شده در نمودار Ca+Na+K در مقابل Si بر اساس روش Laeke (1997)

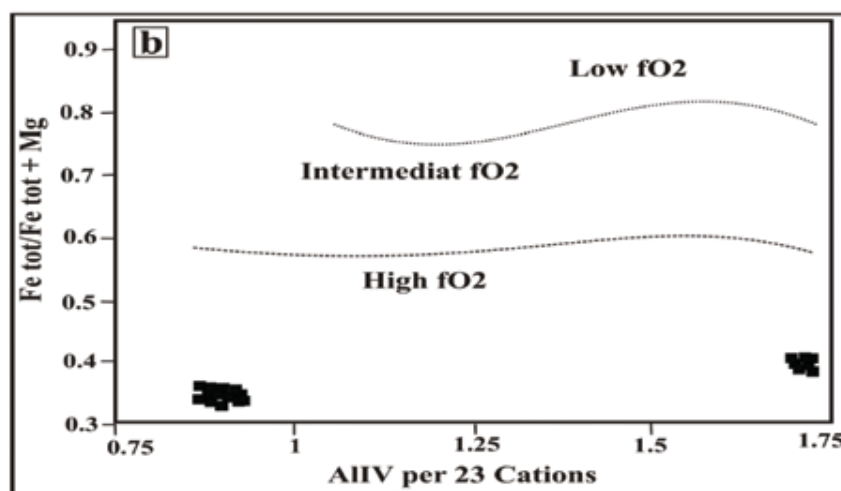


شکل ۴. تقسیم‌بندی آمفیبول‌های منطقه جبال بارز بر اساس روش Laeke (1997)

تعیین فوگاسیته اکسیژن از طریق ترکیب آمفیبول

همه آمفیبول‌ها در گستره وسیعی با فوگاسیته بالای اکسیژن قرار گرفته‌اند (شکل ۵). این مطلب موید آن است که کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز، در ارتباط با مرز ورقه‌های همگرانشکیل شده است (Anderson, 1995; Anderson and Smith, 1997). همچنین حضور مگنتیت در این سنگ‌ها، نشانه سری مگنتیتی و یا I آن‌ها است (Ishihara, 1977). این نتایج، با تعیین فوگاسیته با کانی بیوتیت در منطقه مورد مطالعه سازگار است (رسولی، ۱۳۹۳).

فوگاسیته اکسیژن از جمله عواملی است که مجموعه کانی‌های یک سنگ را تحت تاثیر قرار می‌دهد. یکی از روش‌های ارزیابی فوگاسیته اکسیژن در سنگ‌های نفوذی، بررسی ترکیب آمفیبول‌هایی است که از نظر شیمیایی، دارای $Fe^{Total}/Fe^{Total} + Mg > 0.3$, $Al^{IV} > 0.75$ باشند. همه آمفیبول‌های آنالیز شده منطقه مورد مطالعه، دارای چنین شرایطی هستند. در نمودار Al^{IV} در مقابل $Fe^{Total}/Fe^{Total} + Mg$



شکل ۵. Al^{IV} نسبت به $Fe^{tot}/Fe^{tot} + Mg$ نشان می‌دهد که آمفیبول‌های منطقه جبال بارز در فوگاسیته بالای اکسیژن تشکیل شده‌اند (Helmy, et al., 2004)

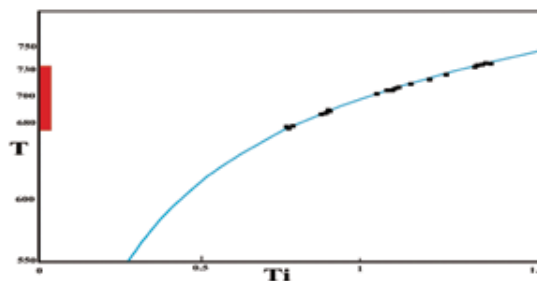
تعیین محیط تکتونوماگمایی با کانی آمفیبول

$Al^{IV} = 1.5$ کانی آمفیبول به عنوان مرز جدایش محیط‌های تکتونیک در نظر گرفته شده است (Vynhal et al., 1991). در این تقسیم‌بندی، آمفیبول‌هایی که Al^{IV} بالاتر از ۱/۵ داشته باشند، آمفیبول‌های هستند که در فشار بالاتر از ۱۰ کیلو بار تشکیل شده‌اند و متعلق به محیط زمین‌ساختی جزایر قوسی هستند. در مقابل، آمفیبول‌هایی که Al^{IV} پایین‌تر از ۱/۵ داشته باشند، معرف آمفیبول‌هایی هستند که در فشار کمتر از پنج کیلو بار تشکیل شده‌اند و متعلق به محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای هستند. بر اساس این، همه نمونه‌ها Al^{IV} پایین‌تر از ۱/۵ دارند، بنابراین نشان‌دهنده محیط تکتونوماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای هستند.

دماسنجی با کانی آمفیبول

الف) براساس محتوی تیتانیوم آمفیبول

حلالیت تیتانیوم در کانی‌های سیلیکاته به‌ویژه در آمفیبول‌ها، میکاها و پیروکسن‌ها، تابع دما است (Raase, 1974, Ernest, 2002). در شکل ۶، گستره دمای تشکیل آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار دما - Ti آورده شده است. نتایج پیاده‌کردن مقادیر Ti (به صورت درصد) برای آمفیبول‌های منطقه جبال بارز نشان می‌دهد که این آمفیبول‌ها در گستره دمایی ۶۷۰ تا ۷۳۵ درجه سانتی‌گراد بسته شدن شبکه بلور انجام شده که در شکل ۶ به صورت یک محدوده قرمز رنگ به نمایش درآمده است.



شکل ۶. نمودار Ti در مقابل T برای آمفیبول‌های منطقه جبال بارز. ستون پررنگ نشان‌دهنده دمای تشکیل آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه است (Raase, 1974)

ب) براساس ترکیب آمفیبول

روش Ridolfi و Renzulli (2012)، برای تعیین دما براساس ترکیب آمفیبول، بر پایه بررسی حدود هزار آمفیبول طبیعی و ساخته شده در آزمایشگاه استوار است. سنتز آمفیبول‌ها در آزمایشگاه در شرایط خاصی از لحاظ دما و فشار انجام شده است (800-1.130-C and 130-2.200 MPa). با مقایسه شرایط دما و فشار این آمفیبول‌های ساخته شده با آمفیبول‌های طبیعی، نتایج جالبی حاصل شده است. از جمله این‌که هورنبلندهای منیزیم بالا، (چرماریت و پاراگزیت) در مذاب کالک‌آلکان و در اعماق کم و دمای بالا تشکیل می‌شوند. آمفیبول‌های کرسوتیت و پاراگزیت، تقریباً به‌طور انحصاری فقط در ماگماهای آلکان یافت می‌شوند. همچنین، آمفیبول منیزیه‌استنژیت در ماگماهای آلکان و نیز کالک‌آلکان یافت می‌شود (Ridolfi and Renzulli, 2012). زمین‌دماسنجی بر روی آمفیبول‌های منطقه جبال بارز با روش Ridolfi و Renzulli (2012) انجام گرفت. نتایج نشان می‌دهد که دامنه تغییرات دما برای آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه مابین ۶۷۳ تا ۷۵۵ درجه سانتی‌گراد در تغییر است و میانگین دمای محاسبه شده به این روش ۷۰۹ درجه سانتی‌گراد است.

فشار سنجی با آمفیبول

تاکنون آمفیبول‌ها به عنوان فشارسنج توسط افراد مختلفی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در ادامه، فشارسنجی براساس کانی آمفیبول برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با روش‌های مختلف ارائه می‌شود.

الف) روش Zen و Hammarstron (1986)

Zen و Hammarstron (1986) با آنالیز کردن هورنبلندهای پنج مجموعه آهکی - قلیایی به عنوان معرف رژیم‌های فشار بالا و فشار پایین، یک رابطه خطی بین آلومینیم کل و همارایی $(Al^{IV})_4$ با ۲۳ اکسیژن به شرح زیر برقرار کرده‌اند:

$$Al^{IV} = 0.15 + 0.69 Al^T \quad P (\pm 3kbar) = -3.92 + 5.03 Al^T \quad (r^2 = 0.8)$$

در رابطه بالا، P فشار بر حسب کیلو بار و Al^T معرف مقدار آلومینیم کل در ترکیب آمفیبول است. بر اساس

گرفت (Johnson et al., 1989). معادله پیشنهادی برای این روش به شکل زیر است:

$$P(\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 \text{Al}^T \quad (r^2 = 0.99)$$

در رابطه بالا، P فشار بر حسب کیلو بار و Al^T معرف مقدار آلومینیم کل در ترکیب آمفیبول است. محاسبه‌ها برای سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز بر اساس این معادله نشان می‌دهد که دامنه تغییرات فشار در این منطقه بین ۰/۲۵ تا ۱۲/۲۱ کیلو بار متغیر است و میانگین فشار محاسبه‌شده بر اساس این روش ۵/۲۲ کیلو بار است. در مورد دامنه گسترده تغییرات فشار به صورت خلاصه می‌توان چنین گفت که نخست آمفیبولی که برای فشارسنجی انتخاب شده از واحدهای مختلف سنگ‌شناختی منطقه (کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی‌گرانیت) برداشت شده است و قطعاً با استناد به تحولات ماگمایی و تشکیل هر یک از این سنگ‌ها در یک عمق خاص، فشارهای وارد شده بر روی کانی آمفیبول نیز متفاوت بوده است. از طرف دیگر، همچنان‌که توسط محققان اشاره شده، در این منطقه فرایندهای هیدروترمال رخ داده است و قطعاً این فرایند موجب دگرسانی در تعداد زیادی از آمفیبول‌ها شده (البته نه همه آمفیبول‌ها) و سبب پایین آوردن مقدار آلومینیم و در نتیجه کمتر نشان داده شدن فشار وارد شده بر روی آن باشند و در خاتمه باید اذعان کرد که ممکن است تعدادی از آمفیبول‌ها نیز، آمفیبول‌های به‌جا مانده از سنگ مادر باشند که به صورت رستیت باقی مانده و وارد مذاب شده باشند و در نتیجه به هنگام تعیین فشار، فشارهای بالاتری نسبت به فشار تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه ایجاد کرده باشند.

د) روش Smith و Anderson (1995)

Anderson و Smith (1995) با در نظر گرفتن این نکته که میزان آلومینیم موجود در آمفیبول، نه تنها به فشار وابسته است، بلکه تا حدی نیز به دما وابسته می‌باشد، معادله زیر را برای محاسبه فشار ارائه کردند:

$$P[\pm 0.6 \text{ Kb}] = -3.01 + 4.76 \text{Al}^T - \left\{ (T(^{\circ}\text{C}) - 675) / 85 \right\}^* \left\{ .53 \text{Al}^T + .005294^* (T^{\circ} [\text{C}] - 675) \right\}$$

محاسبه‌های انجام‌شده با این روش برای سنگ‌های منطقه جبال بارز، مشخص شد که دامنه تغییرات فشار در سنگ‌های گرانیتوئیدی این منطقه بین ۰/۵۰ تا ۱۴/۷۲ (در هسته تعدادی از آمفیبول‌ها) کیلو بار در تغییر است. میانگین فشار محاسبه‌شده برای کل آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه با این روش ۶/۲۰ کیلو بار است.

ب) روش Schmidt (1992)

در این روش، فشارسنج آلومینیم در کانی هورنبلند که مبنی بر رابطه خطی بین Al^T هورنبلند ماگمایی با فشار تبلور در توده‌های نفوذی و آتشفشانی کم‌عمق است، به‌طوری تجربی در شرایط اشباع از آب و در فشارهای ۲/۵ تا ۱۳ کیلو بار و دماهای ۶۵۵ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد کالیبره (هم‌سنجی) شده است. در جریان ایجاد تعادل بین مجموعه هورنبلند - بیوتیت - پلاژیوکلاز - ارتوکلاز - کوارتز - اسفن و اکسید آهن - تیتان مذاب - بخار در یک حالت طبیعی در دمایی معادل ۱۵ تا ۲۰ درجه سانتی‌گراد بالاتر از خط انجماد، ترکیب و محتوی آلومینیم کل (Al^T) هورنبلند دستخوش تغییر است (Helz, 1973). معادله‌ی این تغییرات عبارت است از:

$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{Al}^T \quad (r^2 = 0.99)$$

در رابطه بالا، P فشار بر حسب کیلو بار و Al^T معرف مقدار آلومینیم کل در ترکیب آمفیبول است. محاسبه‌های انجام شده برای سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز بر اساس معادله فشارسنجی Schmidt (1992)، نشانگر آن است که دامنه تغییرات فشار در این منطقه بین ۰/۵۴ تا ۱۴/۶۳ (در هسته برخی از آمفیبول‌ها) کیلو بار در تغییر است و میانگین فشار محاسبه شده برای کل آمفیبول‌های این منطقه ۵/۸۷ کیلو بار است.

ج) روش Johnson و Rutherford (1989)

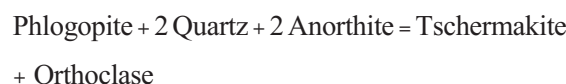
این دو پژوهشگر فشارسنج تجربی بر اساس محتوی آلومینیم هورنبلندهای آذرین در تعادل با مذاب شماره، بیوتیت، کوارتز، سانیدین، پلاژیوکلاز، اسفن و مگنتیت یا ایلمنیت به صورت آزمایشگاهی کالیبره کردند. کالیبراسیون به واسطه تعادل انبوه فازهای یاد شده در گستره فشار ۲ تا ۸ کیلو بار و دمای ۷۴۰ تا ۷۸۰ درجه سانتی‌گراد صورت

فشار، به سرعت افزایش می‌یابد. در این صورت، باید محتوی آلومینیم کل آمفیبول، متناسب با این کاهش فشار انجماد، منطبق شود (Uchida et al., 2007). همان‌طور که اشاره شد در فشارهای نسبتاً بالا، این واکنش به سمت راست تمایل دارد و در نتیجه محتوی آلومینیم کل نیز افزایش پیدا خواهد کرد، زیرا با پیشرفت واکنش، فلوگوپیت مصرف شده و در نتیجه محتوی آلومینیم کل آن وارد سیستم شیمیایی بیوتیت می‌شود. (Uchida et al., 2007) نشان داده‌اند که با پیشرفت واکنش بالا و با بالا رفتن محتوی آلومینیم کل بیوتیت، محتوی آلومینیم کل آمفیبول نیز بالا خواهد رفت و انطباق خوبی نیز در این زمینه وجود دارد (شکل ۷a). محاسبه‌ها با این روش نیز برای سنگ‌های گرانیتی منطقه جبال بارز انجام شد و نتایج نشان داد که دامنه تغییرات فشار بین ۰/۶۴ تا ۱/۷۳ کیلوبار در تغییر است و میانگین فشار محاسبه شده ۱/۵۴ کیلوبار است. در شکل (۷b)، مقایسه‌ای بین روش‌های زمین فشارسنجی مختلف و منحنی‌های کالیبراسیون هر یک آمده است تا درک درستی از مقایسه این روش‌ها با همدیگر صورت گیرد. در توجیه اختلاف زیاد فشار محاسبه شده با روش (Uchida et al., 2007) با چهار روشی که قبلاً برای تعیین فشار با آلومینیم کل آمفیبول اشاره شد، ذکر نکات زیر ضروری است: اولاً چهار فشارسنج قبلی در فشار بالا کاربرد دارند و به دلیل فشار پایین سنگ‌های مجموعه نفوذی، مقادیر به‌دست آمده گاهی کمتر (و حتی منفی) از میزان خطای فرمول فشارسنجی است که با فشار منطقه سازگاری ندارد. دوماً (Uchida et al., 2007) و همچنین Hollister (1987) اعتقاد دارند که در سنگ‌های گرانیتوئیدی، تاثیر دما در فشارهای زیر دو کیلوبار بر روی محتوی آلومینیم کل آمفیبول زیاد است. نکته نهایی این‌که، در سنگ‌های گرانیتوئیدی هیدروترمال، دگرسانی اتفاق افتاده و سیستم کانی هورنبلند دچار تغییرات دگرسانی شده و به کانی‌های دیگر در حال تجزیه و تبدیل شدن است. در نتیجه محتوی آلومینیم کل کاهش یافته است و فشار محاسبه شده کمتر از حد انتظار خواهد بود (Uchida et al., 2007). با استناد به مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی صورت‌گرفته در منطقه جبال بارز به روشنی مشخص شده است که در

در رابطه بالا، P فشار بر حسب کیلوبار و T دمای تبلور آمفیبول بر حسب درجه سانتی‌گراد و Al^T معرف مقدار آلومینیم کل در ترکیب آمفیبول است. این رابطه فقط در دماهای کمتر از ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد معتبر است. زیرا در دمای بیش از ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد که خارج از کالیبراسیون تجربی این روش است، مجموعه کانی‌شناسی مورد نیاز برای دما فشارسنجی پایدار نخواهند بود. با توجه به این‌که دمای انجماد توده‌های گرانیتوئیدی بین ۶۵۰ تا حدود ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد است، بر اساس این معادله در دمای ۷۵۰ و ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد، به ترتیب فشارهای میانگین محاسبه شده برای سنگ‌های منطقه جبال بارز، ۵/۲۹ تا ۴/۱۹ کیلوبار در تغییر است.

ذ) روش (Uchida et al., 2007)

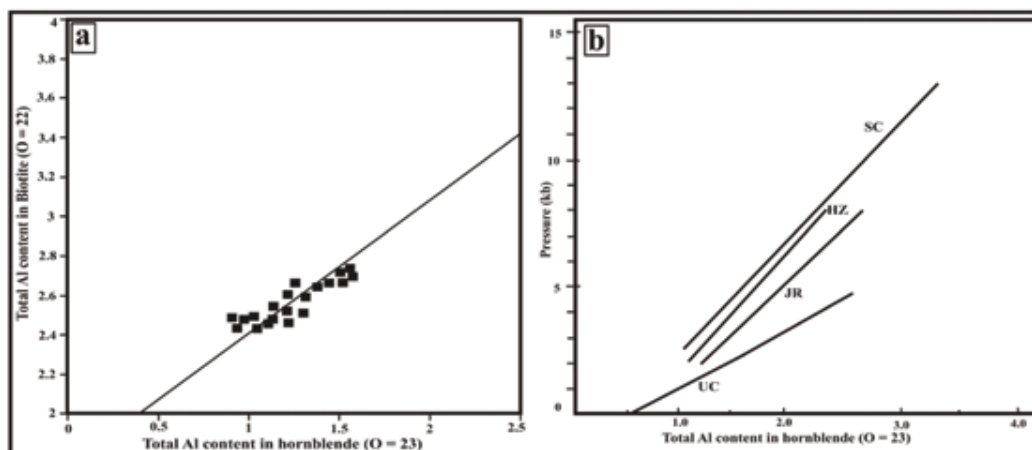
(Uchida et al., 2007) برای فشارسنجی سنگ‌های گرانیتی تعدادی از معادن ژاپن، از محتوی آلومینیم کل آمفیبول استفاده کرده‌اند. به نظر این محققان، زمین فشارسنج آمفیبول یک ابزار بسیار مهم در تعیین فشار انجماد سنگ‌های گرانیتی است. این فشارسنج زمانی در سنگ‌های گرانیتی مناسب است که اجتماعی از کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژوکلاز در سنگ موجود باشند. در این حالت، واکنش زیر در سنگ‌های گرانیتی حادث می‌شود (Hollister, 1987):



با دقت در این معادله مشخص می‌شود که حجم بخش سمت راست از حجم بخش سمت چپ کمتر است، بنابراین بر اساس اصل لوشاتولیه، فشار در بخش راست بالاتر از فشار در بخش چپ می‌باشد (Uchida et al., 2007). کالیبراسیون‌های آزمایشگاهی نشان می‌دهند که زمین فشارسنج آمفیبول در بازه فشار ۲/۵ تا ۱۳ کیلوبار در سنگ‌های گرانیتوئیدی پایدار است و در فشارهای بالاتر از این حد، آمفیبول پایدار نمی‌ماند و نمی‌توان از این زمین فشارسنج استفاده کرد (Uchida et al., 2007). در فشارهای زیر دو کیلوبار نیز استفاده از این روش، باید با احتیاط صورت گیرد. زیرا دمای انجماد گرانیت‌ها با کاهش

و دگرسانی بر روی مجموعه جبال بارز گرانیتوئیدی است. در خاتمه باید اذعان کرد که بازه تغییراتی که در دماهای محاسبه شده بر اساس Ti نیز دیده می شوند، شاید در ارتباط با فرایندهای هیدروترمال باشند.

بسیاری از مناطق جبال بارز فرایندهای هیدروترمال فعال بوده است (بیزدانفر، ۱۳۸۹، قربانی، ۱۳۸۶ و رسولی، ۱۳۹۳)، بنابراین یکی دیگر از دلایل پایین بودن فشارهای محاسبه شده با روش Uchida et al., 2007 تاثیر فرایندهای هیدروترمال

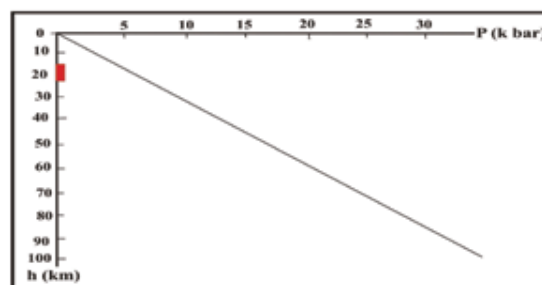


شکل ۷. (a) رابطه بین محتوی کل آلومینیم هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه. (b) مقایسه زمین فشارسنج‌های آمفیبول. متحنی‌های کالیبراسیون روش‌های ذکر شده در بالا با هم مقایسه شده‌اند: SC: Schmidt (1992); HZ: Hammarstron and Zen (1987); JR: Johnson and Rutherford (1990) و UC: Uchida et al., 2007

عمق تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز شیمی فلدسپارها

به‌منظور تفکیک و طبقه‌بندی فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه از شکل‌های (9a و 9b) استفاده شده است. با دقت در شکل 9a به آسانی می‌توان دید که پلاژیوکلازهای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در دو محدوده آندزین و لابرادوریت ($An = 35-65$) قرار گرفته‌اند. همان‌گونه که قبلاً عنوان شد در اکثر سنگ‌های مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، به‌وفور می‌توان در بررسی‌های میکروسکوپی، در پلاژیوکلازها منطقه‌بندی (زونینگ) مشاهده کرد. به‌منظور تشخیص منطقه‌بندی عادی یا معکوس در پلاژیوکلازهای مورد بحث، آنالیز ریزپردازش الکترونی از حاشیه به طرف مرکز بلور انجام شد. با بررسی نتایج مشخص شد با این‌که گستره تغییر ترکیب در همه سنگ‌های این مجموعه، از آندزین تا لابرادوریت در تغییر است. اما در سنگ‌های گرانیتی حاشیه پلاژیوکلازها نسبت به مرکز از درصد آنورتیت کمتری برخوردار است و این مطلب نشان‌دهنده منطقه‌بندی عادی در گرانیت‌ها است، اما در گرانودیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها حاشیه پلاژیوکلاز از

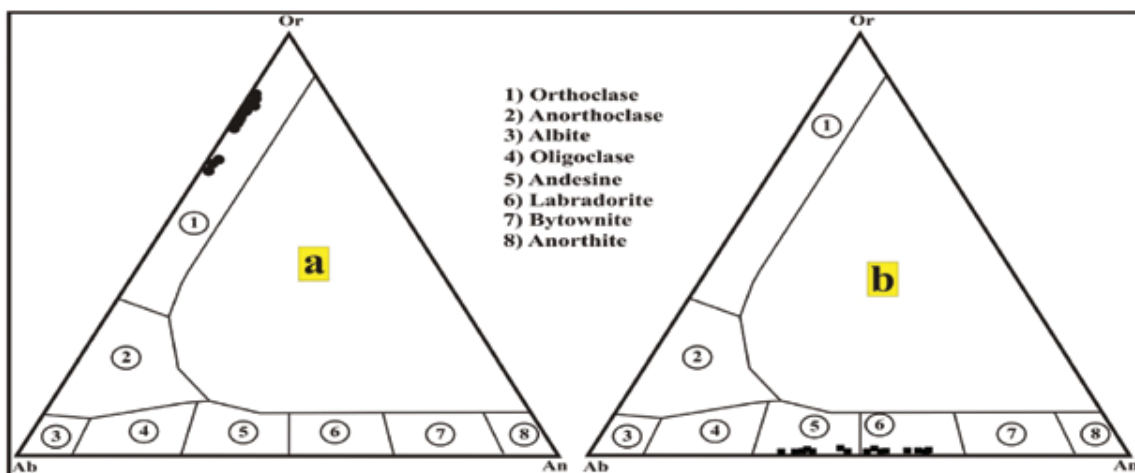
عمق تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز - عمق (شکل 8) به راحتی می‌توان عمق تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز را تعیین کرد. با در نظر گرفتن گرادیان فشار از سطح به عمق که در پوسته معادل ۰/۲۸ بار بر کیلومتر و در گوشته فوقانی معادل ۰/۳۳ بار بر کیلومتر است (Ghent et al., 1991)، پس از رسم متوسط فشارهای محاسبه شده بر روی نمودار فشار - عمق معلوم شد که مجموعه سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز در عمق بین ۱۸ تا ۲۳ کیلومتری تشکیل شده‌اند.



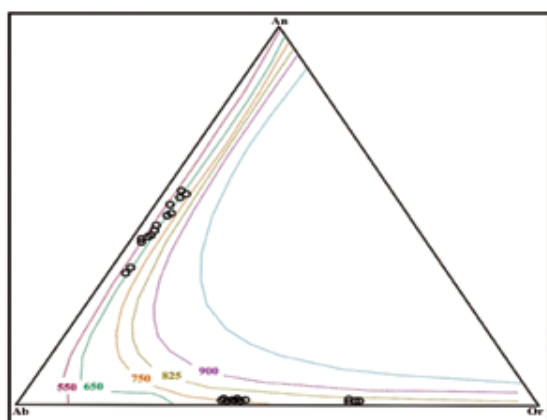
شکل ۸. بر آورد عمق تشکیل سنگ‌های مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز بر روی نمودار عمق - فشار. مستطیل قرمز رنگ محدوده عمق تشکیل را برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد

فرایندهایی مانند اختلاط ماگمایی و یا تغییر فشار بخار آب در هنگام تبلور پلاژیوکلازها است. بر اساس شکل ۹b نیز به آسانی قابل استنباط است که آلکالی فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه در محدوده $Or = 72-88$ قرار گرفته‌اند.

مقدار آنورتیت بیشتری نسبت به مرکز برخوردار بوده و این نشان‌دهنده منطقه‌بندی معکوس در این سنگ‌ها است. در مورد منطقه‌بندی معکوس به‌طور خلاصه می‌توان گفت که این بافت، نشان‌دهنده عدم برقراری تعادل بین بلور با ماگما در اثر



شکل ۹. a) نمودار طبقه‌بندی پلاژیوکلازها و b) نمودار طبقه‌بندی آلکالی فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه (Anderson, 1997)



شکل ۱۰. نمودار سیستم An-Or-Ab جهت تعیین دمای تعادلی فلدسپارهای موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی مجموعه جبال بارز (Anderson, 1997)

ب) روش Putirka (2008)

تلاش‌هایی که از سال ۱۹۳۴ برای دماسنجی با روش‌های مختلف با دو فلدسپار ارائه شده است، به سبب نداشتن پشتوانه تجربی و یا آزمایشگاهی، همواره ناقص بوده‌اند (Putirka, 2008). داده‌های حاصل از مطالعات آزمایشگاهی نیز به مطالعات قبلی اضافه شده است

دماسنجی با دو فلدسپار

با استفاده از نتایج آنالیزهای پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار منطقه مورد مطالعه، دو روش دماسنجی بر اساس دو فلدسپار برای این سنگ‌ها به‌کار رفته است.

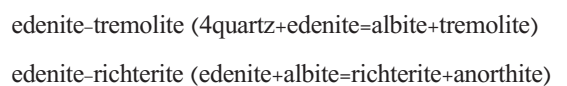
الف) روش Anderson (1997)

نتایج آنالیز فلدسپارهای منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار سه‌تایی (Anderson, 1997) An-Or-Ab انطباق داده شد. طبق شکل ۱۰، بر اساس این روش، دمای در حدود ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد برای سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه جبال بارز تعیین شده است (فشار به صورت فرضی یک کیلو بار در نظر گرفته شده است). البته به نظر می‌رسد که با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی مزبور، دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد کمتر از دمای واقعی تبلور سنگ‌های منطقه بوده است. احتمالاً پایین بودن دمای محاسبه شده، ناشی از تحولات ماگمایی در زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها در طول تبلور توده بوده است (Kroll et al., 1993. Anderson, 1997).

می‌خورد (Putirka, 2008). نتایج محاسبه درجه حرارت به این روش نشان می‌دهد که بر اساس معادله ۲۷a، دامنه تغییرات دما بین ۶۸۳ تا ۹۸۰ درجه سانتی‌گراد است. همچنین بر اساس معادله ۲۷b، دامنه تغییرات دما بین ۵۹۲ تا ۸۲۸ درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند. میانگین دمای محاسبه‌شده برای مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز ۷۶۶ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است.

زمین دماسنج زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز

در مورد دماسنجی با روش زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز، تردیدهای زیادی بین پژوهشگران وجود دارد، ولی با این حال، هنوز هم این روش یکی از روش‌های متداول دماسنجی برای سنگ‌های کالک‌آلکان محسوب می‌شود (Stein and Dietl, 2001). برای محاسبه دما با این روش، هورنبلند و پلاژیوکلاز باید به صورت همزیست در کنار هم حضور داشته و هورنبلند فاقد حاشیه واکنشی باشد (Helmy, 2004). Blundy Holand and Holand (1994) and Blundy (1992) بر اساس واکنش آدنیت - ترمولیت که تنها قابل استفاده برای سنگ‌های آذرین کوارتزار فلسیک تا حدواسط با پلاژیوکلاز (An=0.92) و هورنبلند (Si=7.8 p.f.u.) است، این دماسنج را طراحی کردند. دماسنج زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد کالیبره شده است. واکنش‌های پایه برای این روش به قرار زیر است:



فرمول محاسبه دما توسط این دماسنج به صورت زیر است:

$$T [\pm 311 \text{ oK}] = 0.677 P[\text{kbar}] - 48.98 + Y_{Ab} / - 0.0429 - 0.0083144 \text{Ln} \left\{ (\text{Si} - 4) / (8 - \text{Si}) X_{Ab}^{\text{plag}} \right\}$$

که در این معادله، T دمای تعادلی بر حسب درجه سانتی‌گراد، P فشار بر حسب کیلوبار، Si تعداد کاتیون‌های سیلیس در فرمول ساختاری آمفیبول و X_{Ab}^{plag} میزان درصد کانی آلبیت در پلاژیوکلاز است. مقدار Y_{Ab} از رابطه زیر به دست می‌آید:

(Koester et al., 2002. Patino-Douce, 2005. Auzanneau et al., 2006) که همگی این تلاش‌ها در راستای به حداقل رساندن و اصلاح کردن خطاها است. اما در حال حاضر نیز با اضافه شدن داده‌های آزمایشگاهی، این نگرانی پیش آمده که ممکن است نتایج داده‌های آزمایشگاهی تشکیل بلورها برای تخمین دما، الزاماً بر روی کانی‌های طبیعی منطبق نباشد، اما این موضوع نمی‌تواند زیاد نگران‌کننده باشد، زیرا تخمین دمای یک توده نفوذی گرانیتوئیدی بر اساس دو فلدسپار، حساسیت بالایی به مقدار کم X_{Or} ، X_{Ab} ، X_{An} دارد (Putirka, 2008). معادله Putirka (2008) برای محاسبه دمای تشکیل یک توده گرانیتوئیدی به روش دو فلدسپار به قرار زیر است:

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}\text{C})} = 9.8 - 0.098P(\text{kbar}) - 2.46 \ln \left(\frac{X_{Ab}^{\text{ofs}}}{X_{Ab}^{\text{pl}}} \right) - 14.2 \left(X_{Si}^{\text{ofs}} \right) + 423 \left(X_{CaO}^{\text{ofs}} \right) - 2.42 \ln \left(X_{An}^{\text{ofs}} \right) \quad (27a)$$

$$- 11.4 \left(X_{An}^{\text{pl}} X_{Ab}^{\text{pl}} \right) T(^{\circ}\text{C}) = \frac{-0.11 + 0.11 \ln \left(\frac{X_{Ab}^{\text{ofs}}}{X_{Ab}^{\text{pl}}} \right) - 442 - 3.72P(\text{kbar})}{3.27 \left(X_{An}^{\text{ofs}} \right) + 0.098 \ln \left(X_{An}^{\text{ofs}} \right) + 0.52 \left(X_{An}^{\text{pl}} X_{Ab}^{\text{pl}} \right)} \quad (27b)$$

معادله 27a با حدود ۳۰ تا ۴۱ داده آزمایشگاهی از محققان مختلف کالیبره شده است. خطای محاسبه دما نیز در این معادله بین ۲۳ تا ۴۴ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است (Putirka, 2008). معادله 27b بسیار ساده‌تر از همه مدل‌هایی است که تاکنون برای دماسنجی با دو فلدسپار ارائه شده و بر اساس ۴۲ نتیجه آزمایشگاهی و داده‌های طبیعی از نقاط مختلف دنیا کالیبره شده است و در نتیجه دارای کالیبراسیونی جهانی است که میزان خطای آن به طور متوسط ۳۰ درجه سانتی‌گراد است. مهم‌ترین مزیت این معادله آن است که فاقد خطاهای سیستماتیکی است که در معادلات مختلف ارائه‌شده توسط محققان دیگر به چشم

۷۶۶ درجه سانتی‌گراد برآورد شده و در نهایت این که متوسط دمای محاسبه شده برای مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز به روش پلاژیوکلاز آمفیبول ۶۶۰ درجه سانتی‌گراد است.

منابع

- رسولی، ج.، قربانی، م و احدنژاد، و.، ۱۳۹۳a. استفاده از شواهد صحرایی، میکروسکوپی و زمین شیمیایی در تعیین منشاء انکلاوهای ماگمایی مجموعه پلوتونیک جبال بارز (شرق و شمال شرق جیرفت). مجله پترولوژی، سال ششم، شماره ۲۲، تابستان ۱۳۹۴، ۱۷۳ - ۱۹۶.

- رسولی، ج.، قربانی، م و احدنژاد، و.، ۱۳۹۳b. پترولوژی توده‌های نفوذی کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز (خاور و جنوب‌خاور جیرفت). فصلنامه علوم زمین، سال بیست و چهارم، تابستان ۱۳۹۴، شماره ۹۶، ۳ - ۱۶.

- رسولی، ج.، ۱۳۹۳. پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز با نگرشی به زون بندی دگرسانی و کانی‌سازی مس (شمال شرق جیرفت). رساله دوره دکتری، دانشگاه شهیدبهشتی، تهران، ۳۶۶.

- قربانی، م.، ۱۳۹۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات آریز زمین، ۴۸۸.

- قربانی، م.، ۱۳۸۶. زمین‌شناسی اقتصادی و منابع معدنی و طبیعی ایران. مرکز پژوهشی زمین‌شناسی پارس (آریز زمین).

- یزدانفر، ا.، ۱۳۸۹. پترورژنر توده‌های نفوذی تأخیری (دره‌حمزه، میجان و کرور) در باتولیت جبال بارز و ارتباط آنها با کانی‌سازی مس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهیدبهشتی تهران، ۱۵۲.

- Anderson, J.L., 1997. Status of thermo-barometry in granitic batholiths, Transactions of Royal Society Edinburgh. Earth Science 87, 125-138.

- Anderson, J.L., and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist, 80, 549- 559.

- Auzanneau, E., Vielzeuf, D., and Schmidt, M.W., 2006. Experimental evidence of ecompression melting during exhumation of subducted continental crust. Contributions to Miner-

$$X_{Ab} > 0.5 - Y_{Ab} = 0, X_{Ab} < 0.5 - Y_{Ab} = 8.06 + 25.5 (1 - X_{Ab})^2$$

درجه حرارت مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز بر پایه این معادله ۵۷۸ تا ۷۳۲ درجه سانتی‌گراد در تغییر است و میانگین دمای محاسبه شده با این روش ۶۶۰ درجه سانتی‌گراد است. در خاتمه باید خاطر نشان کرد که با این که دماسنج یاد شده می‌تواند برای فازهای سنگ‌شناسی متنوعی استفاده شود، با این حال دارای یک نقص عمده است و آن تعداد زیاد متشکله‌های آن است که همگی دمای محاسبه شده را تحت تاثیر قرار داده و لذا همه آن‌ها بالقوه، منشاء خطا در محاسبه دمای به دست آمده هستند.

نتیجه‌گیری

همه آمفیبول‌های مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز ماگمایی بوده و در سه گروه آمفیبول‌های کلسیک، آمفیبول‌های سرشار از آهن و آمفیبول‌های (Fe, Mg, Mn) دار قرار گرفته‌اند. همچنین، در نمودار Al^{IV} در مقابل $Fe^{Total}/Fe^{Total} + Mg$ ، همه آمفیبول‌ها در گستره وسیعی با فوگاسیته بالای اکسیژن قرار گرفته که نشان می‌دهد مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، در ارتباط با مرز ورقه‌های همگرا (حاشیه فعال قاره‌ای) تشکیل شده و حضور مگنتیت در این سنگ‌ها، نشانه سری مگنتیتی و یا I آن‌ها است. نتایج دماسنجی با محتوی تیتانیم آمفیبول گستره دمایی ۶۷۰ تا ۵۳۹ و بر اساس ترکیب آلومینیم گستره دمایی ۶۷۳ تا ۷۵۵ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد. فشارسنجی با روش Hammarstrom و Zen (1986)، میانگین فشار ۶/۲۰ کیلوبار، با روش Schmidt (1992)، میانگین ۵/۸۷ کیلوبار، با روش Rutherford و Johnson (1989)، میانگین ۵/۲۲ کیلوبار، با روش Smith و Anderson (1995)، در دمای ۷۵۰ و ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد، به ترتیب فشارهای میانگین محاسبه شده ۵/۲۹ تا ۴/۱۹ کیلوبار در تغییر بوده و با روش Uchida et al., 2007 ۱/۵۴ کیلوبار را نشان می‌دهد. همچنین نتایج دماسنجی با دو فلدسپار به روش Anderson (1997)، گستره دمایی ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و بر اساس روش Putirka (2008)، متوسط دمای تعیین شده

alogy and Petrology, 152,125-148.

- Blundy, J., and Holland, T.J., 1992. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib Mineral Petrol* 104,208-224.
- Ernest, W. G., 2002. Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California", *American Mineralogists*, 87, 478-490.
- Ghent, E. D., Nicholls, j., Simony, P. S., Sevigny, J. H., and Stout, M. Z., 1991. Hornblende barometry of the Nelson batholith, southeastern British Columbia: Tectonic implications", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 1982-1991.
- 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., ElMahallawi, M.M., and Ali, S.M., 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids. Eastern Desert of Egypt and tectonic implication, *Journal of African Earth Sciences*, 38, 255-268.
- Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at PH₂O = 5kb as a function of oxygen fugacity", *Journal of Petrology*, 14, 249-302.
- Holland, T.J.B., and Blundy, J.D., 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., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons", *American Mineralogists*, 72, 231- 239.
- Ishihara, S. 1977. The Magnetite- Series and Ilmenite- Series Granitic rocks. *Mining Geology*, 27, 293-350.
- 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.
- Koester, E., Pawley, A.R., Fernandes, L.A., Porcher, C.C., and Soliani, J.r. E., 2002. xperimental melting of cordierite gneiss and the petrogenesis of syntranscurrent peraluminous granites in southern Brazil. *Journal of Petrology*, 43,1595-1616.
- Kroll, H., Evangelakakis C., and Voll, G., 1993. Two feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 510-518.
- Leake, B.E., 1997. Nomenclature of amphiboles of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names", *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-651.
- Patino-Douce, A.E., 2005. Vapor-absent melting of tonalite at 15-32 kbar. *Journal of Petrology*, 46,275- 290.
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69,61-120.
- Raase P. 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 45, 231- 236.
- Rasouli, J., Ghorbani, M and Ahadnejad, V. 2014. Field observations, Petrography and microstructures study of Jebale Barez Plutonic complex (East - North East Jiroft). *Journal of Tethys*, 2, 3, 178-195.
- Ridolfi, F., and Renzulli, A., 2012. Cal-

- cic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, (2012) 163, 877-895.
- 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.
 - 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.
 - Stone, D., 2000. Temperature and pressure Variations in suites of Archean felsic plutonic rocks, Berens River area, North west superior province Ontario, Canada, *Canadian Mineralogist*, 38, 455-470.
 - Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, 1229-1258.
 - Uchida, E., Endo, S., and Makino, M., 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, 57, 1, 47-56.
 - Vynhal, C.R., McSween, H.Y., and Speer, J.A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminium-hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", *American Mineralogists*, 76, 176 - 188.