

بررسی فرایند اختلاط ماگمایی در توده نفوذی قوشچی با استفاده از مطالعات کانی‌شناسی

فاطمه سرجوقیان^{۱*}، علی کنعانیان^۲

۱- استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان

۲- استاد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۱۱/۱۸

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۳/۸/۲۰

چکیده

منطقه قوشچی در شمال غرب ایران شامل طیف وسیع سنگ‌شناسی از گابرودیوریت تا آلکالی‌گرانیت است که در بخش‌هایی در هم نفوذ کرده و حجم‌های مختلفی از آنکلاوهای مافیک را شکل داده و یا در برخی موقعیت‌ها با هم ادغام شده و سنگ حدواسط را تشکیل داده است. آنکلاوهای موجود با ترکیب سنگ‌شناسی گابرودیوریت دانه ریز بوده، به طوری که با نزدیک شدن به حاشیه آنکلاو ریز دانه‌تر شده و بر اثر تجمع کانی‌های مافیک در حاشیه تیره‌تر به نظر می‌رسد. این آنکلاوها به اشکال مختلفی مانند گرد، بیضوی تا اشکال نامنظم با سطوح صاف، موج، کنگره‌ای و زائده‌دار قابل رویت هستند. حضور درشت بلورهای فلدسپار و کوارتز در آنکلاوهای مافیک و یا هجوم ماگمای گرانیته در توده‌های بزرگ گابرودیوریتی به عنوان دیگر شواهد صحرائی قابل ذکر هستند. علاوه بر آن شواهدی چون بافت پوئی‌کیلیتیک در درشت بلورهای فلدسپار، لخته‌های مافیک، آپاتیت‌های سوزنی، پلاژیوکلاز دو نسلی حاکی از فرایند اختلاط ماگمایی است. ترکیب پلاژیوکلازهای مورد مطالعه از آلبیت تا لابرادوریت تغییر می‌کند، به طوری که آنکلاوهای مافیک با سنگ‌های گابرودیوریتی هم‌پوشانی دارد و سنگ‌های آلکالی‌گرانیت با درشت بلورهای فلدسپار قابل مقایسه هستند. بررسی تغییرات سیستماتیک میزان آنورتیت و عناصر Fe، Ti، Ba و Sr از حاشیه به مرکز در بلورهای پلاژیوکلاز بیانگر نوساناتی در الگوی منطقه‌بندی پلاژیوکلاز و موید نقش موثر اختلاط ماگمایی در شکل‌گیری توده نفوذی مورد مطالعه است.

واژه‌های کلیدی: آنکلاو، اختلاط ماگمایی، ارومیه، فلدسپار، قوشچی

مقدمه

منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز اطلاعات مهمی را درباره فرایندهای ماگمایی در اختیار ما قرار می‌دهد و انتشار آهسته پلاژیوکلاز از عناصر اصلی (گرو و همکاران، ۱۹۸۴؛ باسچک و یوهانس، ۱۹۹۵) و فرعی (گیلتی و کاسرلی، ۱۹۹۴؛ چرنیاک، ۲۰۰۳) و الگوی منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز، تغییرات ترکیب مذاب، مواد فرار، دما و فشار را ثبت می‌کند (اسمیت و براون، ۱۹۸۸). با توجه به مطالب فوق در مقاله حاضر سعی شده است با بررسی شواهد صحرایی، پتروگرافی و نحوه پراکندگی عناصر اصلی و کمیاب از مرکز به حاشیه در بلورهای پلاژیوکلاز موجود، فرایندهای موثر در تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها مورد ارزیابی قرار گیرد.

مواد و روش‌ها

در مطالعات صحرایی با توجه به تغییرات سنگ‌شناسی و ویژگی‌های فیزیکی نظیر رنگ و ابعاد کانی‌های سازنده، و بررسی دقیق روابط سنگ‌شناسی و بافتی، برداشت صحرایی انجام و در مرحله بعد با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان به بررسی مشخصه‌های اصلی سنگ‌شناسی شامل ترکیب کانی‌شناسی و ویژگی‌های بافتی پرداخته شده است. به منظور بررسی خصوصیات شیمیایی کانی‌های فلدسپار، تعدادی از سالم‌ترین نمونه‌ها انتخاب و تجزیه شیمیایی نقطه‌ای به وسیله دستگاه الکترومایکروپروب مدل Cameca SX50 تحت ولتاژ 20 kV و شدت جریان 20 nA در دانشگاه اوکلاهما آمریکا انجام شده است. داده‌های حاصل از این آنالیزها (جدول ۱) به کمک نرم‌افزارهای Minpet و Excel مورد تحلیل و تفسیر قرار گرفتند و به بررسی فرایند موثر در

محدوده مورد مطالعه، بخشی از همبری سنگ‌های گابرودیوریتی با آلکالی‌گرانیت‌ها قوشچی، در شمال غرب کشور است که به صورت مجموعه‌ای درهم از سنگ‌های مافیک و فلسیک قابل مشاهده است. در این منطقه زبانه‌های کوچکی از سنگ‌های گرانیتوئیدی در داخل سنگ‌های بازیک مشاهده می‌شوند که ظهور آنها را به متاسوماتیسم آلکالن سنگ‌های بازیک نسبت داده‌اند (بهینیا، ۱۳۷۴ و اسدپور، ۱۳۷۹). آن‌ها چنین تصور کرده‌اند که بر اثر تأثیر فرایندهای تکتونیکی بر سنگ‌های منطقه، سیالات هیدروترمال غنی از آلکالن و سیلیس که از ماگمای گرانیتی منشأ گرفته‌اند، بر روی سنگ‌های گابرویی اثر کرده و سبب خروج عناصری چون Fe، Mg و Ca شده‌اند. همچنین مطالعات ژئوشیمیایی صورت گرفته توسط بهینیا (۱۳۷۴) و اسدپور (۱۳۷۹) نشان می‌دهند که ماگمای به وجود آورنده سنگ‌های مافیک و فلسیک منطقه مورد مطالعه دچار تحولات ماگمایی چون تفریق بلورین، آلیش و اختلاط ماگمایی نیز شده است. از طرف دیگر عظیمی (۱۳۸۸) بر این باور است که اختلاط ماگمایی نقش موثری در شکل‌گیری این توده نفوذی داشته است. با توجه به اینکه هنوز نتیجه قطعی در خصوص این سنگ‌ها بیان نشده است، بنابراین در این پژوهش به بررسی نحوه شکل‌گیری و چگونگی تداخل سنگ‌های مافیک و فلسیک در منطقه پرداخته شده است. بدین منظور، علاوه بر مطالعات صحرایی و پتروگرافی بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها از طریق آنالیزهای میکروپروب مورد توجه قرار گرفته و در همین راستا، تغییرات سیستماتیک ترکیب شیمی بلور پلاژیوکلاز را مورد بررسی قرار گرفته است. چرا که الگوی

تکامل ماگمای سازنده توده نفوذی قوشچی پرداخته شده است.

جدول ۱: نتایج آنالیز مایکروپروب فلدسپار در سنگ‌های گرانیتی، آنکلاوها و گابرو دیوریتی قوشچی

Sample	gh.1.1.1	gh.1.1.2	gh.1.1.3	gh.15.1.1	gh.15.1.2	gh.15.1.3	gh.15.1.4	gh.15.1.5	gh.15.2.1	gh.15.2.2
Analysis	alkgra rim2	alkgra mid2	alkgra core3	hyb gra rim1	hyb gra mid2	hyb gra mid3	hyb gra mid4	hyb gra core5	hyb gra rim1	hyb gra mid2
SiO ₂	69.22	69.1	69.2	64.32	64.32	64.4	64.39	62.44	63.93	64.13
TiO ₂	0	0.02	0.01	0.01	0.01	0	0.02	0.01	0.01	0
Al ₂ O ₃	19.42	19.32	19.27	22.28	22.28	22.2	21.75	23.42	22.29	22.29
FeO	0.36	0.35	0.43	0.08	0.08	0.11	0.15	0.14	0.17	0.16
MnO	0	0.02	0	0	0	0.02	0.01	0	0	0
MgO	0	0	0	0.02	0.02	0	0.03	0	0	0.03
BaO	0.02	0	0.03	0	0	0.01	0.03	0.08	0.03	0
CaO	0.03	0.02	0.02	3.55	3.55	3.42	2.97	4.83	3.45	3.66
Na ₂ O	11.76	11.67	11.55	9.53	9.53	9.56	9.56	8.78	9.71	9.42
K ₂ O	0.18	0.07	0.25	0.46	0.46	0.51	0.48	0.38	0.31	0.43
SrO	0	0	0	0.04	0.04	0	0	0.05	0	0

Sample	gh.15.2.3	gh.15.2.4	gh.15.3.1	gh.15.3.2	gh.15.3.3	gh.15.3.4	gh.15.4.1	gh.15.4.2	gh.15.4.3	gh.15.4.4
Analysis	hyb gra mid3	hyb gra core4	hyb gra rim1	hyb gra mid2	hyb gra mid3	hyb gra core4	hyb gra rim1	hyb gra mid2	hyb gra mid3	hyb gra core4
SiO ₂	60.72	59.47	64.42	59.67	61.61	59.78	64.57	61.47	64.13	64.93
TiO ₂	0.01	0.04	0.01	0.02	0	0.03	0.01	0.03	0	0
Al ₂ O ₃	24.59	25.44	22.23	25.15	23.99	25	22.04	24.13	22.64	22.04
FeO	0.13	0.5	0.08	0.1	0.15	0.14	0.38	0.11	0.1	0.11
MnO	0	0	0	0.02	0.03	0.01	0.01	0	0	0
MgO	0	0.01	0	0	0	0	0.05	0	0	0
BaO	0.02	0.09	0.05	0.05	0.08	0.04	0.05	0.02	0.06	0.02
CaO	6.29	6.15	3.34	6.97	5.73	6.85	1.57	5.55	3.72	3.28
Na ₂ O	8	7.5	9.52	7.69	8.23	7.59	9.93	8.26	9.43	9.85
K ₂ O	0.29	0.87	0.68	0.26	0.38	0.4	1.12	0.29	0.44	0.3
SrO	0.04	0.05	0.01	0	0.05	0.06	0.04	0	0	0

Sample	gh.15.5.3	gh.15.5.4	gh.19.1.1	gh.19.1.2	gh.19.1.3	gh.19.1.4	gh.19.2.1	gh.19.2.2	gh.19.2.2.1	gh.19.2.2.2
Analysis	hyb gra mid1	hyb gra core2	dioenc rim1	dioenc mid2	dioenc mid3	dioenc core4	dioenc rim1	dioenc core2	dioenc rim1	dioenc mid2
SiO ₂	63.73	63.87	59.36	55.42	56.12	56.56	59.56	59.54	61.18	60.83
TiO ₂	0	0	0.02	0.02	0.13	0.01	0.03	0.03	0	0
Al ₂ O ₃	22.63	22.44	25.52	28.43	27.34	27.17	25.22	25.46	24.17	24.03
FeO	0.15	0.18	0.12	0.15	0.36	0.11	0.12	0.09	0.16	0.35
MnO	0.03	0	0	0.02	0.01	0	0	0	0	0.03
MgO	0	0	0	0.01		0	0.08	0	0	0.2
BaO	0.04	0.03	0.03	0.01	0	0.01	0	0.01	0.01	0.01
CaO	3.98	3.82	7.33	10.28	9.63	9.44	7.37	7.21	5.84	6.66
Na ₂ O	9.18	9.46	7.32	5.87	5.94	6.23	7.43	7.62	8.15	8.04
K ₂ O	0.49	0.5	0.29	0.18	0.18	0.2	0.23	0.16	0.25	0.22
SrO	0.06	0	0.08	0.1	0.07	0.09	0.05	0.03	0.04	0.04

Sample	gh.19.2.2.3	gh.19.2.3	gh.19.3.1	gh.19.3.2	gh.19.3.3	gh.2.1	gh.2.2	gh.2.3	gh.2.3.1	gh.2.3.2
Analysis	dioenc	dioenc	dioenc	dioenc	dioenc	gb.dio	gb.dio	gb.dio	gb.dio	gb.dio
	core3	core4	rim1	mid2	core3	middle	middle	middle	rim1	mid2
SiO ₂	60.62	59.64	59.41	57.7	52.12	56.67	63.12	61.14	56.17	55.6
TiO ₂	0	0.03	0.04	0.02	0.15	0.59	0.02	0	0.06	0.1
Al ₂ O ₃	24.33	25.52	25.5	26.55	29.75	26.47	22.98	24.16	27.53	27.84
FeO	0.16	0.08	0.19	0.15	0.87	0.8	0.15	0.12	0.13	0.2
MnO	0	0	0	0	0.03	0.01	0	0	0	0
MgO	0.03	0.02	0	0	0.29	0	0	0	0	0
BaO	0	0.01	0	0	0.04	0.02	0	0.02	0	0.05
CaO	6.23	7.4	7.36	8.52	9.68	9.02	4.73	6.03	9.84	10.32
Na ₂ O	7.7	7.32	7.43	6.8	3.72	6.32	8.64	7.93	6	5.73
K ₂ O	0.23	0.31	0.32	0.14	2.42	0.24	0.56	0.49	0.22	0.19
SrO	0.1	0.05	0.08	0.09	0.07	0.09	0.05	0.06	0.1	0.12

Sample	gh.2.3.3	gh.2.4	gh.4.1.1.3	gh.4.1.2.1	gh.4.1.3.1	gh.4.1.3.2	gh.4.1.3.3	gh.4.2.1	gh.4.2.1b	gh.4.2.1c
Analysis	gb.dio	gb.dio	Fkmafic	Fkmafic	Fkmafic	Fkmafic	Fkmafic	Fkmafic	Fkmafic	Fkmafic
	core3	middle	middle	middle	middle	middle	middle	middle	middle	middle
SiO ₂	54.8	62.24	68.81	66.38	68.14	69.13	68.79	69.18	68.41	67.91
TiO ₂	0.02	0	0.02	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	28.43	23.64	19.45	20.97	19.41	19.35	19.19	19.4	19.65	19.75
FeO	0.19	0.09	0.02	0	0.05	0.05	0.11	0.01	0.01	0.02
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0.01
MgO	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0
BaO	0.03	0.01	0.02	0	0	0	0.01	0.02	0.01	0.03
CaO	11.01	5.52	0.25	1.96	0.86	0.15	0.73	0.12	0.31	0.35
Na ₂ O	5.3	8.2	11.62	10.69	11.46	11.74	11.45	11.69	11.45	11.53
K ₂ O	0.18	0.52	0.14	0.07	0.1	0.11	0.11	0.07	0.13	0.14
SrO	0.09	0.06	0	0.08	0	0	0	0	0	0

Sample	gh.4.2.2	gh.4.2.2b	gh.4.2.2c	gh.4.2.2d	gh.4.2.3	gh.1.2.1	gh.1.2.3	gh.15.5.1	gh.15.5.2
Analysis	Fkmafic	Fkmafic	Fkmafic	Fkmafic	Fkmafic	alkgra	alkgra	hyb gra	hyb gra
	middle	middle	middle	middle	middle	rim1	core2	rim1	mid2
SiO ₂	69.05	68.1	68.6	68.71	68.05	66.04	68.97	56.47	57.84
TiO ₂	0	0	0.01	0.01	0.04	0	0	0	0.08
Al ₂ O ₃	19.19	20.06	19.15	21.33	19.81	19.2	18.08	26.07	25.84
FeO	0.04	0.03	0.02	0.02	0.04	0.54	0.23	3.12	2.1
MnO	0	0	0	0	0	0.01	0	0.04	0.02
MgO	0	0	0	0.05	0	0	0	0.23	0.17
BaO	0.02	0.02	0	0.02	0	0	0.02	0.09	0.1
CaO	0.03	0.64	0.07	0.06	0.59	0.06	0.07	1.17	2.69
Na ₂ O	11.76	11.26	11.64	11.72	11.29	7.63	4.64	4.63	6.17
K ₂ O	0.06	0.15	0.07	0.03	0.08	8.27	8.01	5.95	4.01
SrO	0	0.08	0	0	0.02	0	0	0	0.01

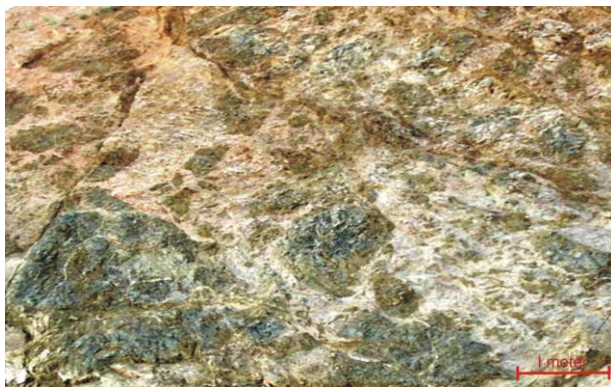
نتایج

دریاچه ارومیه واقع شده، به طوری که از سه طرف به این دریاچه و از طرف دیگر به جاده سلماس- ارومیه محدود می‌گردد. پی‌سنگ این منطقه را سنگ‌های دگرگون شده منسوب به

زمین‌شناسی: منطقه قوشچی با موقعیت جغرافیایی ۳۸°۲' تا ۳۸°۵' شمالی و ۴۵° ۵' تا ۴۵° ۱۰' شرقی، در پیش‌آمدگی شمال‌غرب

رسوبات کنگلومرایی قاعده ائوسن مشاهده شده است، لذا سن کرتاسه تا ائوسن برای آن در نظر گرفته‌اند (حقی‌پور و آقا نباتی، ۱۳۶۷). بررسی‌ها روی سنگ‌های رخنمون یافته نشان می‌دهد که ماگماهای مافیک و فلسیک همزیست، با یکدیگر تداخل پیدا کرده است (شکل ۱).

پرکامبرین تشکیل می‌دهند که پروتولیت آن را مجموعه‌ای از سنگ‌های نفوذی، تخریبی و تخریبی آتشفشانی تشکیل می‌دهند (حقی‌پور و آقاناتی، ۱۳۶۷؛ خدابنده و امینی فضل، ۱۹۹۳). این توده در سنگ‌های آتشفشانی همراه با شیل کرتاسه زیرین، تزریق شده و قلوه‌هایی از آن در

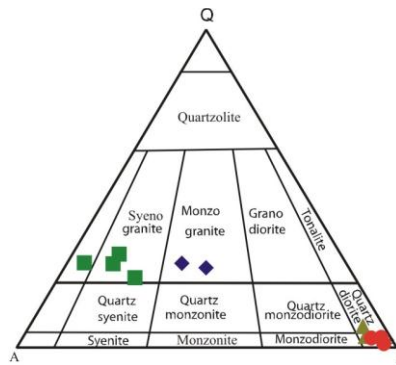


شکل ۱: نمای صحرایی تداخل رخنمون سنگ‌های فلسیک و مافیک توده نفوذی قوشچی

همچنین در بعضی نواحی، زبانه‌هایی از سنگ‌های روشن با ضخامت چند میلی‌متر تا چند ده سانتی‌متر در داخل سنگ‌های مافیک تزریق شده است که گاهی درشت بلورهای فلدسپات در همبری سنگ مافیک و فلسیک و حتی درون سنگ‌های مافیک خودنمایی می‌کند. در برخی مناطق، سنگ‌های گرانیتی به طور تدریجی به سنگ‌های حدواسط تبدیل می‌شوند و نمی‌توان مرز مشخصی را برای آنها تصور نمود.

پتروگرافی: به منظور نامگذاری سنگ‌های مورد مطالعه از طبقه‌بندی پیشنهادی اشتریک‌ایزن (۱۹۷۶) استفاده شده است که بر مبنای آنالیز مدال طراحی شده است. بر اساس این طبقه‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه در گروه آلکالی گرانیت، سینوگرانیت، مونزوگرانیت و گابرویدیوریت تشکیل شده است (شکل ۲).

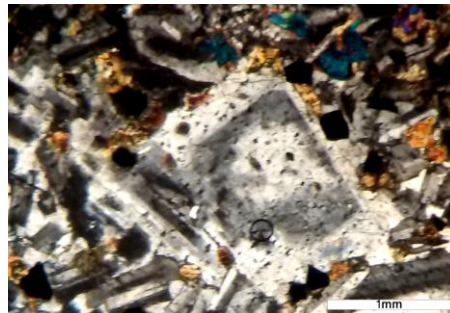
سنگ‌های گرانیتی حاوی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک است که از چند میلی‌متری تا قطعات بزرگ چند متری، را در بر گرفته است. این آنکلاوها از نظر شکل ظاهری به اشکال گرد، بیضوی تا اشکال نامنظم قابل مشاهده‌اند و دارای سطح تماس صاف، چین‌دار، کنگره‌دار و زائده‌دار هستند. هر چند این آنکلاوها دانه ریز هستند، اما اندازه بلورها در آنکلاوهای بزرگتر از مرکز به سمت حاشیه کوچکتر می‌شوند و در حاشیه افزایش کانی‌های فرومنیزین منجر به افزایش شدت رنگ در آنکلاوها شده است که بیانگر شکل‌گیری حاشیه‌های انجماد سریع در آن است. در بخش‌های زیادی هم مشاهده می‌شود که فاقد چنین حاشیه‌هایی هستند، حتی در قسمت‌هایی به نظر می‌رسد که با یک حاشیه تدریجی، در حال از هم پاشیده شدن توسط ماگمای گرانیتی است.



شکل ۲: طبقه بندی مدال با استفاده از نمودار QAP (اشتریکایزن، ۱۹۷۶). علامت مربع بیانگر سنگ‌های فلسیک، علامت دایره معرف سنگ‌های مافیک، علامت لوزی نماینده گرانیت هیبریدی و علامت مثلث نشان‌دهنده آنکلاوهای مافیک موجود در آن است.

سبز تا قهوه‌ای به اشکال مختلف مشاهده می‌شوند و در برخی موارد در راستای رخ‌های خود به بیوتیت، در حال تبدیل هستند. همچنین در پاره‌ای موارد بر اثر دگرسانی آمفیبول‌ها، کانی کدر در همراهی با اکتینولیت و کلریت قابل رویت است. بیوتیت‌ها نیز در اندازه متوسط تا کوچک حضور دارند که گاهی به اسفن، کلریت و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. بلورهای کوارتز و ارتوکلاز هم به صورت خیلی نادر در لابه لای کانی‌های دیگر یافت می‌شوند. اسفن به دو صورت بلور شکل دار اولیه و بلورهای بی‌شکل ثانویه که حاصل از تجزیه کانی‌های مافیک است، قابل مشاهده است. آپاتیت اکثراً به فرم سوزنی درون پلاژیوکلازها، آمفیبول و کانی‌های دیگر وجود دارند که نشان از سرد شدن سریع دارد (واپلی و همکاران، ۱۹۶۲).

سنگ‌های گابرو دیوریت بافت گرانولار دارد و در برخی موارد بافت‌های میکروگرانولار، افیتیک و اینترگرانولار نیز قابل مشاهده است. کانی‌های اصلی این توده سنگی شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن و بیوتیت است. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکل دار تا بی‌شکل، در اندازه درشت تا کوچک حضور دارند. این بلورهای با ماکل پلی‌سنتتیک و یا ساختمان منطقه‌ای قابل رویت است (شکل ۳) که در برخی موارد به مجموعه کانی‌های آل‌بیت، کلسیت، اپیدوت و کلریت تجزیه شده‌اند که به آن دگرسانی سوسوریتی اتلاق می‌گردد. پیروکسن‌های موجود شامل دوسری کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن است که فراوانی کلینوپیروکسن‌ها نسبت به ارتوپیروکسن‌ها برتری دارد. پیروکسن‌ها غالباً طی فرایند اورالیتی شدن به آمفیبول تبدیل شده‌اند. آمفیبول‌ها با چندرنگی



شکل ۳: حضور پلاژیوکلازها با زونینگ نوسانی و ماکل پلی‌سنتتیک در سنگ‌های مورد بررسی.

اند. از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به آپاتیت، اسفن و زیرکن اشاره نمود.

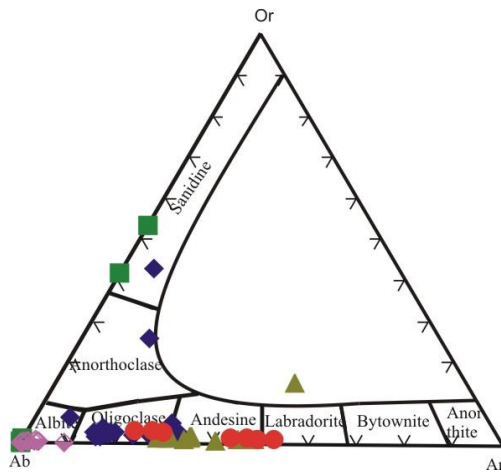
آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب سنگ-شناسی میکروپورفیریک گابرویدیوریتی تا کوارتز میکروپورفیریک گابرویدیوریتی شباهت زیادی با توده مافیک منطقه دارد، اما فراوانی بیشتر آمفیبول نسبت به پلاژیوکلاز در آن قابل توجه است. پلاژیوکلازها غالباً ساختمان منطقه‌ای با زونینگ پیچیده دارند که در حاشیه دچار خوردگی شده‌اند. بلورهای آمفیبول نیز در اندازه درشت بلور تا ریز بلور در مقاطع دیده می‌شوند، که درشت بلورها در حاشیه تحلیل رفته‌اند. همچنین بلورهای بیوتیت، کوارتز خلیجی، فلدسپار پتاسیم با بافت پوئی کیلیتیک، آپاتیت سوزنی و اسفن نیز در بین آن‌ها قابل رویت است. آنکلاوها دانه ریز بوده و اندازه دانه‌ها از مرکز آنکلاو به سمت حاشیه دانه ریزتر شده و فراوانی کانی‌های مافیک در حاشیه فزونی می‌یابد. همچنین در حاشیه شاهد ظهور پیروکسن بوده که در بخش‌های مرکزی آنکلاو قابل رویت نیستند. از طرف دیگر درشت بلورهایی فلدسپار در بین کانی‌های به طور بارزی خودنمایی می‌کنند و در پاره‌ای این بلورها در همبری آنکلاو-سنگ میزبان قرار گرفته است.

شیمی فلدسپار: با بهره‌گیری از نمودار مثلثی آل‌بیت-ارتوکلاز-آنورتیت (دیر و همکاران، ۱۹۹۱) ترکیب پلاژیوکلاز در واحدهای مختلف توده نفوذی شناسایی شده است. در این نمودار سنگ‌های آلکالی گرانیت در محدوده اوایل آل‌بیت، سنگ‌های گابرویدیوریت بین الیگوکلاز تا اوایل لابرادوریت، سنگ‌های گرانیت هیبرید بین اواخر آل‌بیت تا اوایل آندزین تغییر می‌کند. آنکلاو میکروگرانولار مافیک در دامنه‌ای بین اواخر الیگوکلاز تا اواخر آندزین قرار می‌گیرد و با

سنگ‌های آلکالی گرانیت تا گرانیت عمدتاً از پتاسیم فلدسپار و کوارتز تشکیل شده و دارای بافت‌های گرانولار، میکروگرانولار، گرافیکی، گرانوفیری و پرتیتی است. فلدسپات‌های پتاسیم در اندازه درشت تا ریز دانه به صورت ارتوکلاز و میکروکلین قابل رویت هستند و در برخی موارد تیغه‌هایی از آل‌بیت درون آن قرار گرفته و بافت پرتیتی را به نمایش می‌گذارد. این بلورهای بی-شکل تا نیمه شکل‌دار، معمولاً در قسمت‌های داخلی به کانی‌های رسی کائولینیت دگرسان شده‌اند. بلورهای کوارتز غالباً با فرم بی‌شکل، در اندازه درشت تا ریز بلور مشاهده می‌شوند که در بعضی نقاط با فلدسپات‌های آلکالن هم‌رشدی داشته و بافت گرافیکی و گرانوفیری را تشکیل داده است. این کانی در بین کانی‌های زمینه حضور دارند، ولی گاه به صورت ادخال در کانی-های دیگر نیز ظاهر شده‌اند. پلاژیوکلازها از مهمترین کانی‌های فرعی این توده محسوب شده که هم بصورت درشت بلور و هم بصورت ریز دانه دیده می‌شوند. این کانی عمدتاً بصورت نیمه شکل‌دار تا خودشکل است و منطقه‌بندی نوسانی همراه با ماکل پلی‌سنتتیک در پلاژیوکلازها قابل رویت است که گاهی به سریسیت تجزیه شده است. در برخی موارد درشت بلورهای پلاژیوکلاز، پلاژیوکلازهای کوچکتر را اسیر نموده‌اند و پلاژیوکلازهای دونسلی را تشکیل داده‌اند. آمفیبول و بیوتیت از کانی‌های مافیک موجود در این سنگ‌ها به شمار می‌آیند. هورنبلند به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند که در پاره‌ای موارد به کلریت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. گاه لخته‌هایی از کانی‌های فرومنیزین به - همراه کانی‌های کدر و آپاتیت وجود دارد که بعضی از آنها در حاشیه دچار تحلیل رفتگی شده-

آلکالی‌گرانیت با تشابه ترکیبی با درشت بلور آلبیتی موجود در آنکلاوهای مافیک، رابطه معناداری را به نمایش گذاشته و این احتمال را که درشت بلورهای موجود در قطعات مافیک از توده فلسیک اصلی منشا گرفته‌اند، قوت می‌بخشد (شکل ۴).

سنگ‌های گابرودیوریتی هم‌پوشانی دارد. درشت بلور فلدسپار که به صورت آنکلاو فلسیک ظاهر شده است، از نوع فلدسپات‌های غنی از سدیم با ترکیب آلبیت هستند که در بخش‌هایی از ساختمان بلورین آن دچار جانشینی توسط عنصر پتاسیم شده است. پلاژیوکلازهای موجود در



شکل ۴: طبقه‌بندی فلدسپارهای موجود در توده نفوذی قوشچی در نمودار مثلثی آلبیت - آنورتیت - ارتوکلاز (دیر و همکاران، ۱۹۹۱). علامت مربع بیانگر سنگ‌های آلکالی‌گرانیت، دایره معرف سنگ‌های گابرودیوریتی، لوزی توپر نماینده گرانیت هیبریدی و مثلث نشان‌دهنده آنکلاوهای مافیک و لوزی نیمه‌پر معرف آنکلاو فلسیک موجود در آن است.

سرعت سرد شدن ماگمای مافیک، از مرکز تا حاشیه آنکلاو توضیح داد که سبب دانه ریزتر شدن حاشیه نسبت به قسمت‌های مرکزی می‌شود (ورنون، ۱۹۸۳؛ کومار، ۱۹۹۵). نکته قابل ذکر این که تزریق زبانه‌هایی از سنگ‌های گرانیتی در داخل سنگ‌های مافیک همراه با حضور آنکلاوهای مافیک در سنگ‌های گرانیتی می‌تواند بیانگر همزمانی شکل‌گیری آنها و نقش بارز اختلاط و آمیختگی ماگمایی باشد.

اشکال مختلف بیضوی، تخم مرغی تا اشکال نامنظم با سطوح تماس صاف، چین‌دار و کنگره‌ای نتیجه خصوصیات فیزیکی و عملکرد ماگمایی است، که بیانگر مذاب بودن آنکلاو در هنگام قرارگیری در مخزن ماگمایی و دلیلی بر اختلاط و آمیختگی ماگمایی تلقی می‌شود (چن و همکاران،

بحث

بررسی خصوصیات پتروگرافی: در مطالعات صحرایی قطعاتی از سنگ‌های مافیک ریز بلور با ترکیب گابرودیوریتی درون سنگ‌های روشن گرانیتی به صورت گلبول‌های بسیار ریز چند میلی‌متری تا قطعات بزرگ چند متری قابل رویت است. این بلورها دانه ریز است، اما در آنکلاوهای بزرگتر، دانه درشت‌تر بوده و با نزدیک شدن به حاشیه آنکلاو، اندازه بلورها کوچکتر می‌شود. اندازه این بلورها را می‌توان به سرد شدن سریع ماگماهای گلبول‌های مافیک در طول تزریق درون گرانیتوئیدهای میزبان با دمای کمتر، نسبت داد (دانیر و همکاران، ۲۰۰۵). تغییر در اندازه دانه‌ها در آنکلاوهای بزرگتر را می‌توان به افزایش نرخ هسته‌سازی و کاهش رشد بلورها با تغییر در

و سپس در صورت مناسب بودن ترکیب مذاب باقیمانده برای رشد فلدسپار پتاسیم، این کانی متبلور می‌شود. با توجه به این نکته که ترکیب شیمیایی آنکلاوها برای تبلور درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم مناسب نیست، به نظر می‌رسد مواد لازم برای تبلور این درشت بلورها از منشاء خارجی تامین شده باشد که در اثر انتقال درشت بلورها از یک ماگمای فلسیک به داخل ماگمای مافییک‌تر، در طول اختلاط ماگمایی رخ داده است (ورنون، ۲۰۰۴). پسکورا و پونز (۱۹۸۹) نیز معتقدند ورود همزمان ماگمای فلسیک و مافییک به درون یک مخزن ماگمایی و اختلاط آن‌ها با یکدیگر، باعث جابه‌جایی کانی‌ها بین آنکلاو و سنگ میزبان می‌شود که این امر بیانگر مذاب بودن آنکلاو در هنگام فرارگیری در داخل ماگمای اسیدی میزبان است (پروگینی و همکاران، ۲۰۰۳؛ کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱؛ سیلوا و همکاران، ۲۰۰۰).

اسپارکس و همکاران (۱۹۷۷) پیشنهاد می‌کنند، هنگامی که ماگمای فلسیک با یک ماگمای مافییک، با درجه حرارت زیاد، مخلوط می‌شود، سریعاً گرم شده و ویسکوزیته آن بطور چشمگیری کاهش می‌یابد. در این صورت درشت بلورهای فلدسپار در مجاور آنکلاوها، می‌تواند در اثر آمیختگی مواد فلسیک توسط ماگمای مافییک دربرگرفته شود (پسکورا و پونز، ۱۹۸۹). میزان تفاوت حرارتی، رئولوژی و اختلاف ترکیبی بین دو ماگمای تداخل یافته، بر میزان همگن شدن آنها، ارتباطات صحرائی و اشکال ماکروسکوپی آنکلاوها موثر است.

در برخی موارد در سطح تماس آنکلاوها-سنگ میزبان، درشت بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند یا بیوتیت مشاهده می‌شود (دیدیه و

۲۰۰۲؛ باربارین و دیدیه، ۱۹۹۱؛ کومار و همکاران، ۲۰۰۴؛ ال دسوکی و همکاران، ۱۹۹۶). تغییر در شرایط فیزیکی آنکلاوها و ماگمای فلسیک مانند تغییرات درجه حرارت و تغییر در ویسکوزیته ماگماها در لحظه برخورد، منجر به شکسته شدن آنکلاوها و تنوع در شکل سطوح آنکلاو-سنگ میزبان می‌شود.

در این آنکلاوها گاهی درشت بلورهایی از کانی‌های کوارتز و فلدسپار خودنمایی می‌کنند که گاهی در همبری آنکلاو-سنگ میزبان قرار گرفته‌اند. با توجه به این که ترکیب شیمیایی قطعات مافییک با تبلور فلدسپارهای پتاسیم خصوصاً در مراحل اولیه تبلور، سازگار نیست، لذا احتمالاً از یک منشأ خارجی نشأت گرفته است. در مطالعات پیشین نظریه‌هایی برای شکل‌گیری این درشت بلورها بیان شده و در مطالعات اولیه دیدیه (دیدیه، ۱۹۷۳) آن‌ها را پورفیروبلاست‌هایی می‌دانند که بر اثر فرایند متاسوماتیسم از محلول‌های نشأت گرفته از ماگمای گرانیته‌ای، در حالت جامد حاصل شده‌اند و حضور درشت بلورها در مرز آنکلاو-سنگ میزبان را شاهدی بر آن می‌دانند. کانتاگرل و همکاران (کانتاگرل و همکاران، ۱۹۸۴) بر این باورند که این ویژگی دلیل منطقی به حساب نمی‌آیند و تشکیل درشت بلورها همراه با ادخال‌هایی از کانی‌های زمینه، همگی گواه بر مذاب بودن آنکلاوها حین ورود به مذاب فلسیک است.

باکستر و فیلی (۲۰۰۲) عقیده دارند حضور درشت بلورهای فلدسپار در همبری آنکلاو-سنگ میزبان حاکی از آن است که در حین نقل و انتقالات متبلور شده‌اند. آزمایشات تجربی بر روی ماگمای سازنده آنکلاوها نشان می‌دهد که ابتدا مذاب از فازهای هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز اشباع شده

(چاپل و همکاران، ۱۹۸۷؛ دورایس و همکاران، ۱۹۹۷؛ چن و همکاران، ۱۹۸۹؛ باکون، ۱۹۸۹).
لخته‌های مافیک بسیار کوچک موجود در سنگ-های گرانیتی از شواهد مهم اختلاط ماگماهای مافیک و فلسیک محسوب می‌گردد (هیبارد، ۱۹۸۱). آنها مجموعه‌ای از هورنبلند به همراه بیوتیت و کانی‌های فرعی چون اسفن، آلانیت، آپاتیت و کانی‌های کدر هستند که به صورت لخته‌های تیره رنگی در سنگ فلسیک ظاهر می‌شوند (باربرین و دیدیه، ۱۹۹۲؛ باکستر و فیلی، ۲۰۰۲). معمولاً این لخته‌های مافیک در سنگ میزبان تا نزدیکی‌های آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک دیده می‌شوند (باکستر، ۲۰۰۰). پراکندگی این آنکلاوها نشان می‌دهد که لخته‌ها باید از همان ماگمای مافیکی منشأ گرفته باشد که آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک را حاصل کرده و حضورش در گرانیتوئید میزبان در نتیجه برهم‌کنش محدود بین گرانیت‌ها و ماگمای مافیک است (هیبارد، ۱۹۸۱).

الگوی زونینگ در فلدسپار: مطالعات میکروسکوپی در پلاژیوکلازها حاکی از پیچیدگی و منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها است. بر این اساس ترکیب پلاژیوکلازها از حاشیه به مرکز تحت آنالیز میکروپروپ قرار گرفتند. با توجه به الگوی تغییرات آنورتیت در پلاژیوکلازها، منطقه‌بندی نوسانی و تغییرات قابل توجهی از عناصر اصلی و فرعی در ترکیب بلورها قابل مشاهده است.

در تفریق بلوری ماگمایی با کاهش میزان آنورتیت پلاژیوکلاز از مرکز به حاشیه روبرو هستیم (گنبره و همکاران، ۲۰۰۲) ولی این روند، در نمونه‌های مورد نظر متغیر و نوسانی است. برخی از محققان (اسمیت و براون، ۱۹۸۸) منطقه بندی نوسانی در پلاژیوکلاز را نتیجه عواملی مانند

باربارین، ۱۹۹۱؛ دیدیه، ۱۹۷۳؛ هیبارد، ۱۹۸۱). در مطالعات اولیه این امر را به عنوان متاسوماتیسم گرانیتوئیدها بر روی آنکلاوها توجیه می‌کردند (دیدیه، ۱۹۷۳). اما بررسی‌ها و مطالعات اخیر نشان می‌دهد که پدیده فوق، نتیجه انتقال بلورها بین دو ماگمای همزمان در طی حادثه اختلاط تشکیل می‌شود (باکستر و فیلی، ۲۰۰۲). بنا بر پیشنهاد باسی (۱۹۹۰) زنوکریست فلدسپار پتاسیم به محض قرارگیری در محیط جدیدی که دمای بیشتری دارد، ناپایدار شده، به طور موضعی از سطوح خارجی و به ندرت از درون دستخوش انحلال می‌شود. در این حالت حفرات حاصل از انحلال ممکن است با مواد زمینه آنکلاو پر شوند. وی حضور فلدسپار پوئی کیلیتیک را نشانه‌ای بر اختلاط ماگمایی در نظر می‌گیرند. همچنین حضور دو نسل پلاژیوکلاز در بین مجموعه کانی‌ها با ساختمان منطقه‌بندی‌های معمولاً به عنوان نتیجه اختلاط ماگماها در سنگ‌های سیلیسی تا حدواسط تفسیر می‌گردد (استاماتلوپولو سیمور، ۱۹۹۰؛ آکال و هلواسی، ۱۹۹۹؛ استیماک و پیرس، ۱۹۹۲).

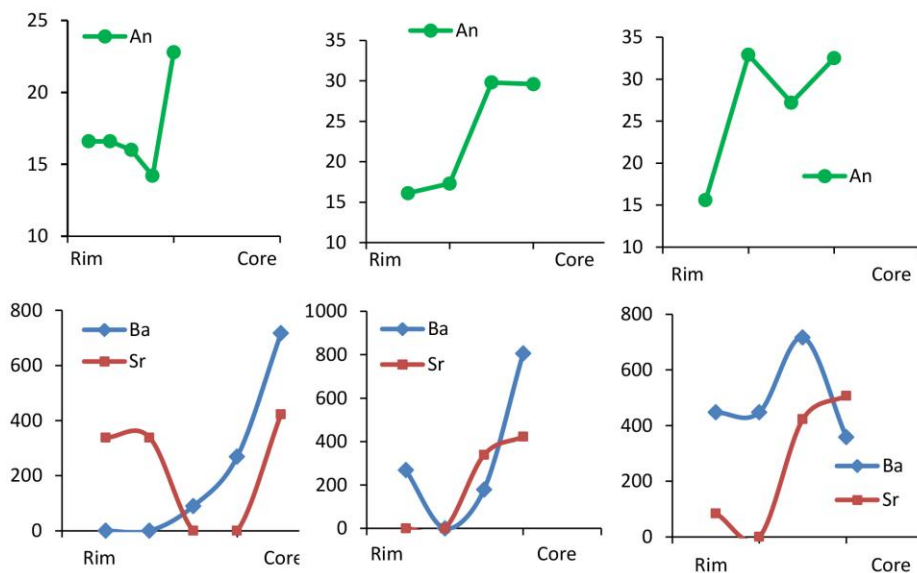
علاوه بر آن حضور ادخال‌هایی از آپاتیت سوزنی اغلب به عنوان شواهد سرد شدن سریع بیان می‌شود (وایلی و همکاران، ۱۹۶۲) که بر اثر فوق اشباع شدن موضعی و یا اختلاط ماگمایی پدید آمده‌اند (فراست و ماهود، ۱۹۸۷؛ سالونساری، ۱۹۹۵؛ کارسلی و همکاران، ۲۰۰۷)، اسپارکس و مارشال (۱۹۸۶) نیز معتقدند که آپاتیت سوزنی در نتیجه آمیختگی ماگمای بازیک با ماگمای فلسیک سردتر حاصل می‌شود. به هر حال بسیاری از محققان، ادخال‌های آپاتیت سوزنی را بلورهای ماگمایی اولیه در نظر می‌گیرند و احتمال رستیت بودن آن‌ها را در گرانیتوئیدها ناچیز می‌دانند

پلاژیوکلازها توجه شده است. گنبره و همکاران (۲۰۰۷) پیشنهاد کرده‌اند که تغییرات دما، فشار و مقدار H_2O بر میزان آنورتیت پلاژیوکلاز تاثیر بالقوه‌ای دارد ولی منجر به تغییرات زیاد در فراوانی عناصر Fe, Mg, Sr در بلور نخواهد شد، در صورتی که تغییر ترکیب ماگما موجب تغییرات در این عناصر خواهد شد.

با بررسی تغییرات سیستماتیک آنورتیت و عناصر فرعی Ba و Sr از حاشیه به مرکز در ۳ نمونه سنگ‌های گرانیتی هیبرید شاهد روند نوسانی و متغیر در نمونه‌های مورد مطالعه هستیم (شکل ۵).

تغییرات ترکیب شیمیایی، میزان آب، دما و فشار می‌دانند و برخی (ورنون، ۲۰۰۴، ۱۹۹۰؛ وایت و همکاران، ۲۰۰۴) آن را نشانه تغییرات شیمیایی در حین تکامل ماگمایی تلقی می‌کنند. وایت و همکاران (۲۰۰۰) و گنبره و همکاران (۲۰۰۲) بر این باورند که زونینگ معکوس پلاژیوکلازها نشانه عدم برقراری تعادل بین بلور با ماگما، ورود ترکیبات مافیک و یا آب به ماگما می‌باشد.

با توجه به این نکته که تغییرات میزان آنورتیت به تنهایی برای شناسایی پارامترهای موثر در ترکیب کانی‌ها کافی نیستند، لذا به بررسی تغییرات عناصری مانند Fe, Mg, Ba, Ti, Sr در



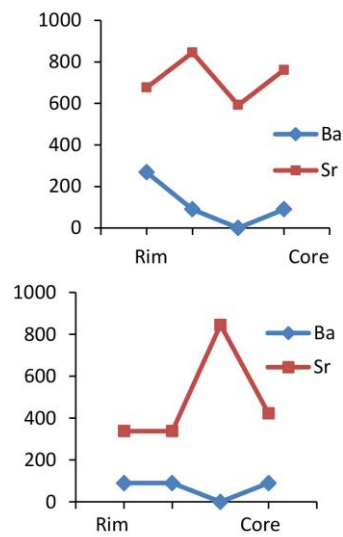
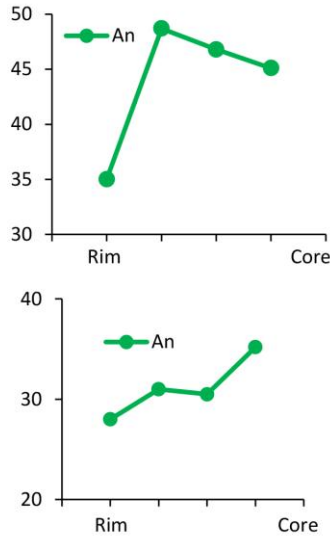
شکل ۵: الگوی تغییرات میزان آنورتیت و عناصر کمیاب Ba و Sr از مرکز به حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های گرانیتی هیبرید

(شکل ۶). به عقیده اسمیت و همکاران (۲۰۰۹) به خاطر سازگاری بالای Sr در شبکه ساختاری پلاژیوکلاز کلسیک، تفریق بلوری موجب شده که میزان استرانسیم از مرکز بلور به سمت حاشیه کاهش یابد و به خاطر ناسازگاری Ba در شبکه بلوری پلاژیوکلاز، میزان Ba در طول تبلور پلاژیوکلاز افزایش جزئی خواهد داشت. لذا

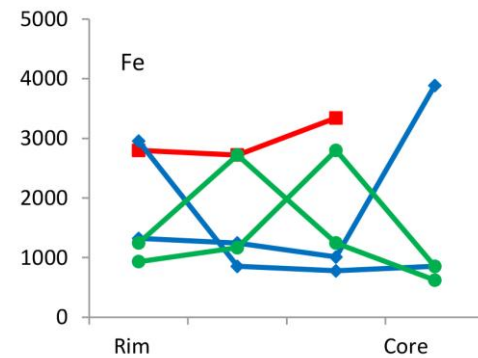
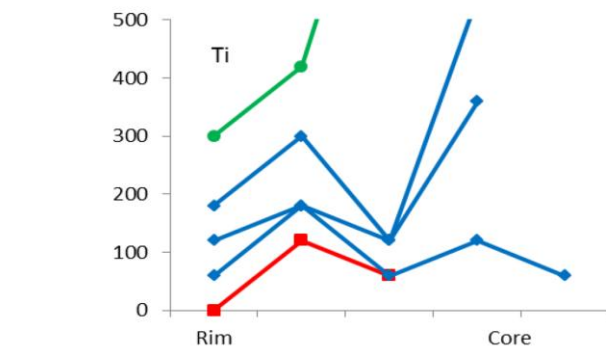
همچنین تغییرات سیستماتیک میزان آنورتیت از حاشیه به مرکز در ۲ نمونه آنکلاوهای مافیک روند افزایشی و افزایشی-کاهشی را نشان می‌دهد. با بررسی تغییرات سیستماتیک عناصر فرعی Ba و Sr در این دو نمونه میزان باریم در ابتدا کاهش و سپس افزایش یافته، در حالی که میزان استرانسیم در ابتدا افزایش و سپس کاهش یافته است

ترکیب در ماگما اولیه است که با ورود ماگمای جدیدتر منجر به نوسانات این عناصر در طول رشد بلور پلاژیوکلاز شده است.

تغییرات نوسانی عناصر Sr و Ba در طول پلاژیوکلاز از حاشیه به مرکز با تبلور آن در سیستم بسته سازگاری ندارد و بیانگر تغییر



شکل ۶: الگوی تغییرات میزان آنورتیت و عناصر کمیاب Ba و Sr از مرکز به حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز در آنکلاوها. باربارین (۱۹۹۰) و مولر و همکاران (۲۰۰۵) بر این باورند که افزایش میزان An، Fe و Ti از مرکز به حاشیه اشاره‌ای بر اختلاط با یک ماگمای کمتر تحول یافته دارد، لذا تغییرات سیستماتیک



شکل ۷: الگوی سیستماتیک تغییرات آهن و تیتانیوم از مرکز به حاشیه در پلاژیوکلاز در سنگ‌های آلكالی گرانیت (مربع)، گرانیت هیبرید (لوزی) و آنکلاو (دایره).

مهمترین فاکتور کنترل کننده ضریب جدایش Ba و Sr در پلاژیوکلاز، میزان آنورتیت بلور و تغییرات دما است (بلاندی و وود، ۱۹۹۱) و ترکیب عناصر اصلی مذاب (بلاندی و وود، ۱۹۹۱؛ بیندرمن و

به منظور شناخت فرایندهای موثر در ماگما، می‌توان به محاسبه فراوانی عناصر موجود در مذاب در حال تعادل با پلاژیوکلاز در زمان تبلور پرداخت و لذا از ضریب جدایش بلور استفاده می‌شود.

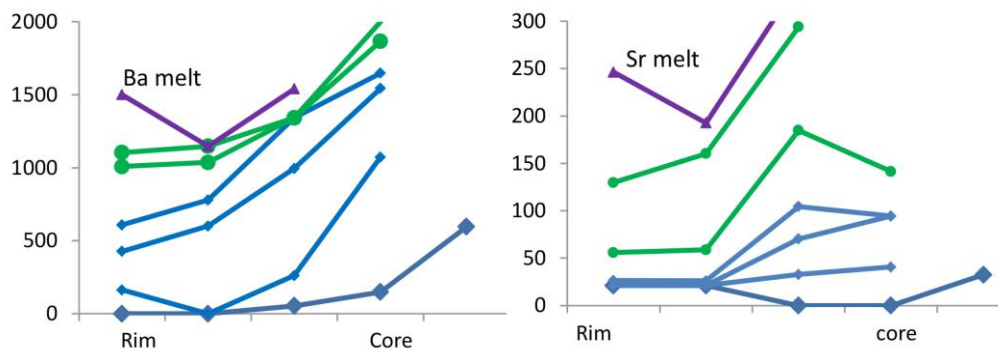
با کاهش میزان آنورتیت، افزایش می‌یابد و در اثر اختلاط شیمیایی با ماگمایی با فراوانی بالای Sr، میزان Sr مذاب افزایش یابد، در حالی که تغییرات آب بر میزان Sr در مذاب تاثیری ندارد (بلاندی و وود، ۱۹۹۱). لذا روند افزایشی میزان Sr و Ba مذاب در (شکل ۸) با روند تفریق پلاژیوکلاز مطابقت نداشته و آن را به اختلاط ماگمایی و تغییرات شیمیایی ترکیب ماگما نسبت خواهیم داد (اسمیت و همکاران، ۲۰۰۹).

همکاران، ۱۹۹۸) و تغییرات فشار (وندرا آورا و همکاران، ۲۰۰۰) تاثیر چندانی بر ضریب جدایش ندارند. ضریب جدایش استرانسیم و بارییم (DSr و DBa) طبق روابط زیر قابل محاسبه است (بلاندی و وود، ۱۹۹۱) که در آن دما از دماسنجی زوج هورنبلند- پلاژیوکلاز به دست آمده است.

$$RT \ln DSr = 26,800 - 26,700 XAn$$

$$RT \ln DBa = 10,200 - 38,200 XAn$$

بلاندی و وود (۱۹۹۱) بیان کرده‌اند که در طول تفریق ماگمایی مقادیر DSr و DBa در پلاژیوکلاز،



شکل ۸: الگوی سیستماتیک میزان Sr و Ba مذاب از حاشیه به مرکز در پلاژیوکلاز در سنگ‌های گرانیت هیبرید (علامت لوزی)، آنکلاو (علامت دایره) و گابرودیوریت (علامت مثلث).

نتیجه‌گیری

توده نفوذی مورد مطالعه طیف سنگ‌شناسی از گابرودیوریت تا گرانیت را در بر می‌گیرد که آنکلاوهایی از توده مافیک درون توده فلسیک قرار گرفته و همچنین زبانه‌هایی از بخش فلسیک درون بخش مافیک تزریق شده است و در برخی موقعیت‌ها این دو واحد در هم ادغام شده و ترکیب حدواسط را تشکیل داده است. براساس مطالعات صحرائی، سنگ‌شناسی و تغییرات ترکیب شیمی پلاژیوکلاز از حاشیه به مرکز همگی دلالت بر فرایند اختلاط ماگمایی در منطقه دارد که عبارتند از (۱) اشکال گرد، بیضوی تا اشکال

همچنین با استفاده از درصد Mg# هورنبلند، می‌توان تا حدودی به منشاء ماگمای سازنده آن پی برد. بسیاری از محققین اعتقاد دارند میزان Mg# در آمفیبول‌های پوسته‌ای کمتر از ۰/۵ و در انواع گوشته‌ای بیش از ۰/۷ است و آمفیبول‌هایی که از لحاظ میزان منیزیم در حد فاصل این دو مقدار قرار می‌گیرند، دارای منشاء پوسته‌ای و گوشته‌ای هستند (ژیبه و ژنگ، ۱۹۹۰؛ هوایمین و همکاران، ۲۰۰۶). میزان Mg# در آمفیبول‌های گابرودیوریتی ۰/۶ است که بر این اساس از لحاظ ترکیبی در زمره اختلاط پوسته- گوشته واقع شده‌اند.

بودن آن‌ها است، (۵) بافت‌های غیر تعادلی نظیر بافت پیوئی‌کیلیتیک، پلاژیوکلازهای دو نسلی، لخته‌های مافیک و آپاتیت سوزنی، ساختمان منطقه‌ای و (۶) روندهای نوسانی در میزان آنورتیت و عناصر Sr، Ba، Fe و Ti که همگی بر نقش موثر اختلاط ماگمایی در شکل‌گیری توده نفوذی قوشچی تاکید دارند.

- خدابنده، ع. ا. و امینی‌فضل، ا.، ۱۹۹۳، شرح نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تسوج، تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حقی پور ا. و آقا نباتی، ا.، ۱۳۶۷، شرح نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سرو، تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عظیمی، م. ص.، ۱۳۸۸، بررسی شواهد زمین‌شناسی اختلاط ماگمایی بین گابرویدیوریت و آلکالی‌گرانیت در منطقه قوشچی (شمال ارومیه)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

-Akal, C. and Helvacı, C., 1999. Mafic Microgranular Enclaves in the Kozak Granodiorite, Western Anatolia, *Journal of Earth Science*, v. 8, p. 1-17.
-Bacon, C.R., 1989. Crystallization of accessory phases in magmas by local saturation adjacent to phenocrysts, *Geochim Cosmochim Acta*, v. 53, p. 1055-1066.
-Barbarin, B., 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California, *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 17747-17756.
-Barbarin, B. and Didier, J., 1991. Conclusions, In: Didier, J., and Barbarin, B., (eds) *Enclaves and granite*

نامنظم با سطوح صاف، موج، کنگره‌ای و زائده‌دار، (۲) دانه ریز بودن آنکلاوها، به طوری که اندازه بلورها با نزدیک شدن به همبری آنکلاوسنگ میزبان اندازه آن‌ها کوچکتر می‌شود، (۳) حضور درشت بلورهای کوارتز و فلدسپار در بین قطعات مافیک، (۴) تشابه ترکیبی بین پلاژیوکلازهای آنکلاو و واحد مافیک و نیز پلاژیوکلازهای سنگ‌های فلسیک اصلی با درشت بلورهای آلکالی فلدسپار موجود در آنکلاوها که نشانه هم‌منشاء

منابع

- اسدپور، م.، ۱۳۷۹، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های اولترابازیک تا متوسط منطقه قوشچی، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران.
- بهنیا، پ.، ۱۳۷۴، پتروژنز گرانیتوئیدهای منطقه قوشچی: فرآیندی از متاسوماتیسم آلکالن، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

petrology, Elsevier, Amsterdam, p. 545-549.
-Barbarin, B. and Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences*, v. 83, p. 145-153.
-Baschek, G. and Johannes, W., 1995. The estimation of NaSi-CaAl interdiffusion rates in peristerite by homogenization experiments, *European Journal of Mineralogy*, v. 7, p. 295-307.
-Baxter, S., 2000. The geology of part of the Galway Granite near Barna, co. Galway, Ireland, Thesis, National University of Ireland, Galway, 212 p.

- Baxter, S. and Feely, M., 2002. Magma mixing and mingling texture in granitoid: example from the Galway Granite, Connemara, Ireland; *Mineralogy and Petrology*, v. 76, p. 63-74.
- Bindeman, I.N., Davis, A.M. and Drake, M.J., 1998. Ion microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration levels of trace elements, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, p. 1175-1193.
- Blundy, J.D. and Wood, B.J., 1991. Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 193-209.
- Bussy, F., 1990. The rapakivi texture of feldspars in the plutonic mixing environment: a dissolution-recrystallization process, *Geological journal*, v. 25, p. 319-324.
- Cantagrel, J.M., Didier, J. and Gourgaud, A., 1984. Magma mixing: Origin of intermediate rocks and "enclaves" from volcanism to plutonism, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 35, p. 63-76.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I. and De La Rosa, J.D., 1991. Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoids rocks (Hercinian Belt, Spain): implications for magma mixing, *Geologische Rundschau*, v. 80, p. 109-120.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. and Wyborn, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis, *Journal of Petrology*, v. 28, p. 1111-1138.
- Chen, B., Jahn, B.M. and Wei, C., 2002. Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China: trace element and Nd-Sr isotope evidence. *Lithos*, v. 60, p. 67-88.
- Chen, Y.D., Price, R.C., and White, A.J.R., 1989. Inclusions in three S-type granites from southeastern Australia *Journal of Petrology*, v. 30, p. 1181-1218.
- Cherniak, D.J., 2003. REE diffusion in feldspar, *Chemical Geology*, v. 193, p. 25-41.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1991. *An introduction to the Rock Forming Minerals*, 17th, Longman Ltd, 528 p.
- Didier, D. and Barbarin, B., 1991. *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology*, Elsevier science Publications, Amsterdam, p.1-625.
- Didier, J., 1973. *Granites and their Enclaves*, Elsevier, Amsterdam, 393 p.
- Donaire, T., Pascual, E., Pin, C. and Duthou, J.L., 2005. Microgranular enclave as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 149, p. 247-265.
- Dorais, M.J., Lira, R., Chen, Y. and Tingey, D., 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 130, p. 31-46.
- El Desouky, M., Feely, M. and Mohr, P., 1996. Diorite-granite magma mingling and mixing along the axis of the Galway Granite batholith, Ireland, *Journal of the Geological Society*, v. 153, p. 361-374.
- Frost, T.P. and Mahood, G.A., 1987. Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological*

- Society of America Bulletin, v. 99, p. 272-291.
- Giletti, B.J. and Casserly, J.E.D., 1994. Strontium diffusion kinetics in plagioclase feldspars, *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 3785–3793.
- Ginibre, C., Worner, G. and Kronz, A., 2002. Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 143, p. 300–315
- Ginibre, C., Wörner, G. and Kronz, A., 2007. Crystal zoning as an archive for magma evaluation, *Elements*, v. 3, p. 261–266.
- Grove, T.L., Baker, M.B. and Kinzler, R.J., 1984. Coupled CaAl–NaSi diffusion in plagioclase feldspar: experiments and applications to cooling rate speedometry, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 2113–2121.
- Hibbard, M.J., 1981. The magma mixing origin of mantled feldspar, *Contrib. Mineralogy and Petrology*, v. 176, p. 158–170
- Huaimin, X., Shuwen, D. and Ping J., 2006. Mineral chemistry, geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen Science in China: Series D, *Earth Sciences*, v. 49, p. 684-695.
- Karsli, O., Chen, B., Aydin, F. and Şen, C., 2007. Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. *Lithos*, v. 98, p. 67-96.
- Kumar, S., 1995. Microstructural evidence of magma quenching inferred from enclaves hosted in the Hodruša granodiorites, Western Carpathians, *Geological Carpathica*, v. 46, p. 379–382.
- Kumar, S., Rino, V. and Pal, A.B., 2004. Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malanjkhanda granitoids, central India. *Gondwana Research*, v. 7, p. 539–548.
- Muller, A., Breiter, K., Seltmann, R. and Pecskey, Z., 2005. Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing, *Lithos*, v. 80, p. 201–227
- Perugini, D., Poli, G., Christofides, G. and Eleftheriadis, G., 2003. Magma mixing in the Sithonia Plutonic Complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology*, v. 78, p. 173–200.
- Pesquera, A. and Pons, J., 1989. Field evidence of magma mixing in the Aya granitic massif (Basque Pyrenees, Spain), *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, v. 10, p. 441-454.
- Salonsaari, P.T., 1995. Hybridization in the subvolcanic Jaala–Iitti complex and its petrogenetic relation to rapakivi granites and associated mafic rocks of southeastern Finland. *Geological Society of Finland Bulletin*, v. 67, 134 –146 p.
- Silva, M.M.V.G., Neiva, A.M.R. and Whitehouse, M.J., 2000. Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, central Portugal, *Lithos*, v. 50, p. 153–170.
- Smith, J.V. and Brown, W.L., 1988. *Feldspar Minerals. Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microstructural*

- Properties, Springer-Verlag, New York, 627 p.
- Smith, V.C., Blundy, J.D. and Arce, J.L., 2009. A Temporal Record of Magma Accumulation and Evolution beneath Nevado de Toluca, Mexico, Preserved in Plagioclase Phenocrysts, *Journal of Petrology*, v. 50, p. 405-426.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H. and Wilson, L., 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions, *Nature*, v. 267, p. 315-318.
- Stamatelopoulos-Seymour, K., Vlassopoulos, D., Pearce, T.H. and Rice, C., 1990. The record of magma chamber processes in plagioclase phenocrysts at Thera Volcano, Aegean Volcanic Arc, Greece, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 104, p. 73-84.
- Stimac, J.A., and Pearce, T.H., 1992. Textural evidence of mafic-felsic magma interaction in dacitic lavas, Clear Lake, California, *American Mineralogist*, v. 77, p. 795-809.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name, *Earth Science Reviews*, p. 12, p. 1-33.
- Vander Auwera, J., Longhi, J. and Duchesne, J.C., 2000. The effect of pressure on DSr (plag/melt) and DCr (opx/melt): implications for anorthosite petrogenesis, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 178, p. 303-314.
- Vernon, R.H., 1983. Restite, Xenoliths and microgranitoid enclave in granites, *Journal and Proceeding of the Royal Society of New South Wales*, v. 116, p. 77-103.
- Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranular enclave magmas: Microstructural Evidence, *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 17.849-17.859.
- Vernon, R.H., 2004. A practical guide to Rock Microstructural, Cambridge, 594p.
- Waight, T.E., Maas, R. and Nicholls, I.A., 2000. Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: implications for crystal and magma mingling in S-type granites, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 139, p. 227-239.
- Wyllie, P.J., Cox, K.G. and Biggar, G.M., 1962. The habit of apatite in synthetic systems igneous rocks, *Journal of Petrology*, v. 3, p. 238-243
- Xie, Y.W. and Zhang, Y.Q., 1990. Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduanshan region, *Acta Mineral Sin (in Chinese)*, v. 10, p. 35-45.