

Geochemical and mineralogical evidence for magma mixing in enclaves of Astaneh area (south western Arak)

Z. Tahmasbi^{1*}, M. Khalili², A. Ahmadi³, F. Sarjoghian

1- Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Lorestan, Khorramabad

2- Department of Geology, Faculty of Sciences, Isfahan University, Isfahan

3- Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Lorestan, Khorramabad

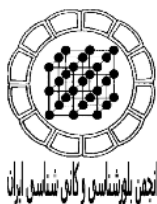
4- Department of Geology, Faculty of Sciences, Tehran University, Tehran

(Received: 14/1/2009, in revised form: 28/7/2009)

Abstract: Astaneh granodiorite intrusion, located at south west of Arak, includes an abundant rounded and rarely ellipsoid microgranular enclaves composed of gabbro, diorite and quartz diorite. The diameter of enclaves ranges from a few millimeters to 40 centimeters. These enclaves are very fine-grained and show chilled margins. The size of crystals decreases gradually from center toward margin. The chilled margin is an evidence of rapid magma cooling once the enclaves were surrounded by host felsic magma. Occurrence of the mafic microgranular enclaves within the felsic rocks with disequilibrium textures including: poikilitic texture of K-feldspar megacrystals, ocelli quartz rimmed by zones of fine-grained accumulations of early formed minerals, zoned plagioclase, mafic clots, acicular apatite, small lath-shaped plagioclase within large plagioclase, all indicates the mixing of two magmas. Based on microprobe analyses, the plagioclase crystals show a variable composition from oligoclase to andesine in granodiorite and from andesine to labradorite in enclaves. They have essentially normal zoning. The enclaves and their host rocks, geochemically, are not different from each other and enclaves are enriched in Cr, Ni, and Co. In addition, the enclaves display the HREE enrichment compared to their host granodiorites. Therefore, it seems that the enclaves and granodiorites have been originated from two various depths of magmas with different depths which were located adjacent to each other by magma mixing process.

Keywords: *Magma mingling, microgranular enclaves, Astaneh intrusion, Arak.*

*Corresponding author, Tel.: +98 (0661) 3349083, Fax: +98 (0661) 6200005, E-mail: Zahra_tak@yahoo.com



شواهد کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی آمیختگی ماگمایی در برونوم‌های موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی منطقه آستانه (جنوب غرب اراک)

زهرا طهماسبی^{۱*}، محمود خلیلی^۲، احمد احمدی خلجی^۳، فاطمه سرجوقیان^۴

۱- گروه معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه لرستان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

۴- گروه زمین‌شناسی، پردیس دانشکده علوم، دانشگاه تهران

(دریافت مقاله: ۸۷/۹/۲۴، نسخه نهایی: ۸۸/۴/۸)

چکیده: توده گرانودیوریتی آستانه واقع در جنوب غرب اراک حاوی برونوم‌های ریزدانه کروی و به ندرت بیضوی با ترکیب گابرو، دیوریت و دیوریت کوارتزار است. قطر این برونوم‌ها از حدود چند میلی‌متر تا ۴۰ سانتی‌متر در تغییر است. اندازه کانی‌های تشکیل دهنده برونوم‌ها در بخش خارجی، ریزتر از مرکز آن‌هاست. ریزدانه بودن برونوم‌ها حاکی از سرد شدن سریع آبگون سازنده آن هنگام ورود به درون ماگمای گرانیتوئیدی میزبان است. حضور برونوم‌های ریزدانه مافیک همراه با شواهدی از وجود بافت‌های ناتعادلی مانند فلدسپار با بافت‌های پوئی کیلیتیک، کوارتزهای مدور و چشمی شکل که با کانی‌های کوچک با دمای بالاتر مانند پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول به صورت منطقه‌ای در بر گرفته شده‌اند، حضور انبوه‌های مافیک، آپاتیت‌های سوزنی، تیغه‌های پلاژیوکلاز کوچک درون پلاژیوکلازهای بزرگتر، همگی آمیختگی ماگمایی را تأیید می‌کنند. بر اساس نتایج آنالیز ریزپردازشی، ترکیب پلاژیوکلاز در گرانودیوریت‌ها از الیگوکلاز تا آندزین و در برونوم‌ها از آندزین تا لابرادوریت متغیر است و غالباً منطقه‌بندی عادی نشان می‌دهند که حاکی از آمیختگی ماگمایی است. برونوم‌ها و سنگ‌های میزبان‌شان از نظر ژئوشیمیایی با یکدیگر تفاوت‌های قابل توجهی نشان نمی‌دهند فقط این که برونوم‌ها نسبت به گرانودیوریت‌ها از Cr, Ni, Co و به میزان کمتر از عناصر HREE غنی شده‌اند. با توجه به الگوی مسطح HREE در برونوم و سنگ میزبان به نظر می‌رسد که هر دو از پوستهٔ زیرین ریشه می‌گیرند ولی غنی‌شدگی بیشتر برونوم‌ها از HREE عمق بیشتری را برای برونوم‌ها تداعی می‌کند. برونوم‌ها گلبول‌هایی [گویچه‌هایی] از ماگمای مافیک هستند که با ماگمای فلسیک آمیختگی جزئی داشته‌اند.

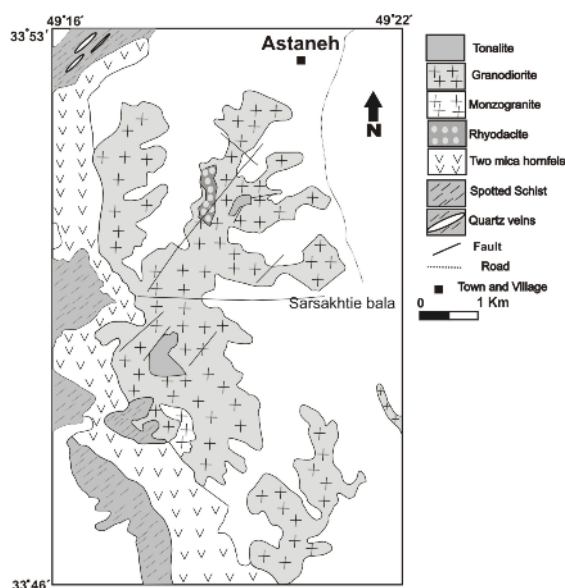
واژه‌های کلیدی: آمیختگی ماگمایی، برونوم ریزدانه، توده نفوذی آستانه، اراک.

مقدمه

این منطقه بخش کوچکی از زون سندانج - سیرجان است که در آن توده گرانیتوئیدی آستانه به طول ۱۰ کیلومتر و پهنای ۳ کیلومتر رخمون دارد [۱].

منطقه مورد بررسی در غرب و جنوب غرب شهرستان اراک به عرض‌های جغرافیایی ۳۳° ۴۵' تا ۳۳° ۵۵' شمالی و طول جغرافیایی ۴۹° ۱۵' تا ۴۹° ۲۵' شرقی گسترش دارد (شکل ۱).

* نویسنده مسئول، تلفن: ۳۳۴۹۰۸۳ (۰۶۶۱) ۹۸+، نمابر: ۶۲۰۰۰۵ (۰۶۶۱) ۹۸+، پست الکترونیکی: Zahra_tak@yahoo.com



شکل ۱ نقشه ساده زمین‌شناسی از منطقه آستانه بر پایه [۱]، با اندکی تغییرات.

ضخیم‌اند و جدیدترین نهشته‌های آن، آبرفت‌های عهد حاضر است. مهم‌ترین رویداد زمین‌شناسی که در پی آن توده گرانیتوئیدی آستانه شکل گرفته است، در زمان مزوزوئیک (ژوراسیک میانی) رخ داده است [۲]. نفوذ این توده در شیل‌ها و ماسه سنگ‌های وابسته به ژوراسیک باعث دگرگونی این ته-نشست‌ها در حد رخساره آلپیت-اپیدوت هورنفلس و در نواحی محدودی در حد رخساره هورنبلند-هورنفلس شده است (شکل ۱) [۲].

روش کار و بررسی

تعداد ۱۹ نمونه از سنگ‌ها و برونوم‌های آن‌ها برای تجزیه و تحلیل عناصر اصلی و کمیاب به روش‌های XRF و ICP-MS انتخاب شدند. برای بررسی عناصر اصلی نخست سنگ و سپس قرص را به صورت پودر در آوریم. عناصر کمیاب با استفاده از رشته‌ای از مراحل انحلال در اسید برای ICP-MS با اسید نیتریک و اسید کلریدریک و مقایسه با استانداردهای خاص عناصر مورد نظر، شناسایی می‌شدند. تجزیه‌ها در دانشگاه هلوا (Huelva) در اسپانیا توسط نگارنده اول در یک فرصت مطالعاتی، انجام گرفت. نتایج تجزیه ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی و برونوم‌های موجود به روش‌های XRF (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی) و ICP (Borker S4) (عناصر کمیاب و نادر خاکی) بر حسب PPM تعیین شدند (جدول‌های ۱ و ۲). خطای اندازه‌گیری‌های عناصر اصلی $\pm 2\%$ و عناصر فرعی $\pm 5\%$ بوده است. در این نمونه‌ها ۳۲ نقطه از کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت از دو نمونه گرانودیوریت و دو نمونه برونوم با ریز پردازنده JXA-8200 Super Probe مورد

این توده از لحاظ سنگ‌شناسی، بیشتر از گرانودیوریت تشکیل شده است ولی در برخی نواحی ترکیب آن به طور موضعی به مونزوگرانیت متمایل می‌شود. مقادیر کمی دیوریت، کوآرتز دیوریت نیز سنگ‌های اصلی را در حاشیه توده همراهی می‌کنند. در توده نفوذی مورد نظر برونوم‌های ریز دانه مافیک نسبتاً فراوان با ترکیب گابرو دیوریت، دیوریت و دیوریت کوآرتزدار حضور دارند که از نظر ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی، شباهت‌ها و تفاوت‌هایی را با گرانیتوئیدهای میزبان نشان می‌دهند. از آن جا که بررسی برونوم‌ها در توده‌های گرانیتوئیدی می‌تواند آگاهی‌های سودمندی از شکل‌گیری و ماهیت سنگ خاستگاه، چگونگی شکل‌گیری و تکامل ماگمای مولد توده‌های نفوذی و بررسی احتمال رویداد آمیختگی ماگمایی در اختیار پژوهشگران قرار دهد، در این مقاله سعی شده است تا با استفاده از نتایج حاصل از روابط صحرائی، ویژگی‌های سنگ‌شناختی، شیمی کانی‌ها، ژئوشیمی برونوم‌ها و سنگ‌های گرانیتوئیدی میزبان، وجود یا عدم وجود ارتباط ژنتیکی بین گرانودیوریت میزبان و برونوم‌ها، خاستگاه و چگونگی تشکیل برونوم‌های ریز دانه توده آستانه مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

زمین‌شناسی عمومی

از نظر زمین‌شناسی، منطقه مورد بررسی جزئی از بخش شمالی زون سهندج - سیرجان محسوب می‌شود. قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در این منطقه به تریاس وابسته بوده است که در جنوب منطقه رخنمون دارند و شامل سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده با درون لایه‌هایی از مرمهرهای نازک تا

بررسی قرار گرفتند. ولتاژ شتاب دهنده دستگاه ۱۵ کیلوولت و شدت جریان ۵ نانوآمپر بوده است. استانداردهای سیلیکاتی ژادئیت برای سدیم، ولاستونیت برای کلسیم، فلدسپار قلیایی برای پتاسیم و آلومینیم، انستاتیت برای منیزیم، فایالیت برای آهن و منگنز و آپاتیت برای فسفر بکار رفته‌اند.

جدول ۱ داده‌های تجزیه عناصر اصلی، نادر خاکی از گرانودیوریت میزبان.

Elements	CSa25	M12	Ch1	K2	K5	44	CSa5	14	Pa7	Pa21
SiO ₂	63.59	62.62	64.50	63.57	63.36	63.09	62.59	63.02	65.14	65.53
TiO ₂	0.52	0.49	0.54	0.54	0.55	0.54	0.55	0.53	0.47	0.43
Al ₂ O ₃	16.00	16.12	15.90	16.02	15.09	16.41	16.00	16.10	15.64	15.57
Fe ₂ O ₃ T	5.64	5.88	6.10	6.11	6.34	5.89	5.64	6.39	5.45	5.16
FeO	5.13	5.34	5.55	5.56	5.76	5.36	5.13	5.81	4.96	4.69
MgO	2.46	2.89	2.81	2.86	2.96	2.86	2.46	3.09	2.66	2.27
MnO	0.10	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11	0.10	0.12	0.09	0.11
CaO	4.30	3.92	3.98	4.61	4.62	4.83	4.30	4.75	4.80	3.88
Na ₂ O	2.23	2.40	2.45	2.48	2.43	2.12	2.22	2.17	2.42	2.11
K ₂ O	3.03	2.84	2.55	2.74	2.89	2.94	3.03	2.85	2.74	3.23
P ₂ O ₅	0.11	0.08	0.12	0.11	0.11	0.10	0.11	0.10	0.09	0.09
P.F.	1.54	2.62	1.86	1.58	1.37	1.60	1.54	1.42	0.93	1.61
Total	100.06	100.52	100.84	100.64	100.45	100.49	100.06	100.59	100.43	100.44
Li	53.71	58.11	49.86	53.76	51.17	41.11	54.43	53.53	30.98	34.20
Be	1.53	1.46	1.65	1.30	1.45	1.62	1.56	1.78	1.16	0.80
Sc	25.35	16.27	22.97	16.76	20.27	20.30	17.60	22.26	17.18	10.18
V	123.42	78.07	100.69	78.82	80.92	91.72	71.33	105.83	83.14	55.91
Cr	191.27	62.41	155.34	110.40	153.43	171.12	143.89	166.25	96.20	100.48
Co	34.31	9.34	29.54	24.12	13.18	12.97	11.80	16.99	11.10	8.25
Ni	23.04	15.07	19.37	14.12	13.25	14.85	12.69	19.46	14.50	9.91
Cu	34.79	5.95	35.06	4.87	<0.01	3.73	19.05	14.31	8.91	3.80
Zn	67.45	43.53	82.98	50.16	45.63	43.16	40.71	57.17	37.30	33.66
Ga	61.85	14.62	65.28	46.57	16.82	17.42	17.11	25.21	17.67	13.03
As	3.66	6.17	3.30	3.92	10.50	28.72	7.19	8.16	12.65	5.72
Rb	102.96	91.49	89.82	82.75	97.29	79.50	95.31	101.17	70.40	58.10
Sr	168.97	127.65	166.57	138.58	135.52	153.43	143.81	152.70	124.28	90.15
Y	22.47	14.29	24.80	16.62	19.91	16.86	17.70	22.13	17.72	10.38
Zr	103.57	89.29	120.54	104.46	110.71	116.96	116.07	104.46	103.57	80.18
Nb	11.21	7.81	11.19	8.92	8.68	8.79	8.54	10.53	8.18	6.00
Cd	1.05	0.23	1.06	0.66	0.21	0.33	0.13	0.09	0.09	0.01
Cs	11.12	11.87	9.77	10.66	9.48	12.82	11.22	12.21	13.20	11.67
Ba	109.99	229.77	255.68	195.34	260.98	246.66	283.55	267.83	205.84	163.77
La	26.56	18.96	26.94	19.00	23.00	22.40	23.85	26.43	29.00	28.00
Ce	51.69	38.47	52.67	29.31	31.45	45.76	49.64	51.14	36.88	53.00
Pr	6.59	4.55	6.88	3.77	4.13	5.44	6.01	6.58	4.76	3.21
Nd	21.64	16.01	22.83	12.89	16.25	19.21	20.92	21.22	16.05	10.33
Sm	4.51	3.11	4.89	2.88	3.70	3.73	4.10	4.47	3.52	2.16
Eu	0.99	0.63	1.04	0.74	0.77	0.77	0.77	0.94	0.67	0.45
Gd	4.54	2.83	4.74	2.99	3.72	3.32	3.74	4.36	3.56	2.14
Tb	0.86	0.51	0.93	0.57	0.66	0.58	0.62	0.83	0.69	0.42
Dy	4.25	3.00	4.63	2.96	4.09	3.50	3.68	4.19	3.49	2.16
Ho	1.02	0.61	1.14	0.74	0.84	0.69	0.74	0.97	0.85	0.51
Er	2.55	1.72	2.85	1.88	2.35	1.95	2.00	2.49	2.16	1.32
Tm	0.42	0.25	0.48	0.30	0.33	0.27	0.30	0.40	0.35	0.20
Yb	2.31	1.67	2.58	1.70	2.24	1.83	1.93	2.20	1.93	1.18
Lu	0.42	0.24	0.44	0.30	0.34	0.27	0.27	0.39	0.33	0.20
Ta	1.74	1.64	1.08	0.85	1.73	1.76	1.80	1.00	0.84	0.60
W	9.29	0.92	6.76	5.20	8.60	9.38	8.10	7.23	3.51	6.31
Pb	31.03	20.94	35.63	24.68	14.56	153.43	16.92	15.42	11.81	10.56
Th	12.37	8.58	11.66	12.00	11.94	11.80	12.07	11.15	13.00	16.00
U	3.04	1.39	2.06	2.37	3.70	2.30	2.50	2.35	2.01	2.20

جدول ۲ داده‌های تجزیه عناصر اصلی، و نادر خاکی از برونوم‌های منطقه مورد بررسی.

Elements	EK4	E25	EPa1	CESa4	ESa10	E17	E19	E28	E29
SiO ₂	52.63	53.82	54.57	54.35	55.74	56.09	57.81	58.03	59.22
TiO ₂	0.56	0.48	0.41	0.45	0.53	0.45	0.59	0.50	0.45
Al ₂ O ₃	15.12	13.98	14.66	14.97	16.73	15.65	17.64	16.67	16.11
Fe ₂ O ₃ T	10.52	10.24	10.34	9.06	8.61	7.84	7.70	8.66	8.94
FeO	9.56	9.31	9.40	8.24	7.83	7.12	7.00	7.87	8.12
MgO	7.08	7.83	7.28	6.98	5.17	6.33	4.05	4.55	4.64
MnO	0.25	0.23	0.27	0.23	0.19	0.17	0.15	0.18	0.21
CaO	8.95	9.49	8.12	8.53	7.03	8.02	5.66	6.99	5.86
Na ₂ O	2.75	2.91	2.84	2.92	3.02	2.72	2.60	2.85	3.10
K ₂ O	1.37	1.32	1.27	1.69	1.69	1.68	1.95	1.77	1.96
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.06	0.06	0.08	0.06	0.09	0.07	0.07
P.F.	1.27	0.93	1.44	1.56	1.67	1.70	1.78	0.97	0.46
Total	100.51	100.53	100.61	100.57	100.58	100.70	100.47	100.40	100.26
Li	27.32	25.37	44.15	23.87	46.22	38.66	55.68	25.34	35.25
Be	1.13	1.01	1.40	1.23	1.40	1.10	1.15	0.81	1.41
Sc	29.73	39.60	36.55	46.95	44.13	35.58	22.89	26.73	33.06
V	136.54	172.97	162.20	158.14	139.93	181.66	121.39	116.76	154.53
Cr	304.48	439.70	337.10	370.61	174.58	336.31	96.53	104.01	165.04
Co	25.45	45.38	32.82	27.18	23.81	41.99	16.92	19.38	24.56
Ni	66.84	70.64	88.76	78.95	28.39	41.04	17.88	17.66	25.17
Cu	86.88	50.74	66.20	90.40	63.76	25.71	11.20	38.61	15.28
Zn	67.31	100.89	83.94	90.17	81.05	7.95	65.41	60.26	72.68
Ga	16.36	52.67	19.30	22.25	22.65	51.05	20.27	18.56	23.37
As	11.53	5.15	37.46	4.32	3.80	8.31	7.86	6.27	7.54
Rb	47.01	52.66	60.56	55.03	131.60	60.24	80.01	49.10	79.51
Sr	130.61	155.97	144.07	156.92	147.32	166.36	143.01	141.26	164.77
Y	31.47	31.45	51.49	64.37	28.07	17.22	17.36	11.61	14.66
Zr	31.43	31.34	25.89	10.71	22.32	33.75	82.23	35.71	37.32
Nb	6.76	7.35	7.76	9.18	9.32	6.25	8.37	5.83	7.16
Cd	0.21	1.05	0.22	0.14	0.08	0.92	0.08	0.13	0.13
Cs	6.86	6.05	8.44	6.51	11.73	4.83	7.00	5.17	6.22
Ba	132.66	235.34	144.09	211.51	219.05	222.23	186.18	172.52	224.68
La	23.05	20.88	18.00	24.73	17.00	16.24	18.44	12.68	15.39
Ce	54.78	47.82	54.35	45.00	25.00	34.37	35.86	24.27	29.78
Pr	8.22	7.28	9.35	11.35	7.58	4.36	4.50	2.94	3.70
Nd	28.19	25.77	36.61	44.11	22.70	14.31	14.89	9.77	12.21
Sm	6.42	6.31	10.18	12.34	4.57	3.02	3.19	1.91	2.67
Eu	0.92	1.06	0.98	1.02	0.74	0.89	0.80	0.85	0.95
Gd	6.12	6.24	10.10	13.02	4.48	2.96	3.20	2.02	2.51
Tb	1.23	1.30	2.14	2.77	0.94	0.56	0.63	0.40	0.51
Dy	6.55	6.48	10.90	14.24	4.95	3.04	3.27	2.12	2.62
Ho	1.53	1.57	2.57	3.38	1.22	0.75	0.83	0.56	0.65
Er	3.87	3.82	6.20	7.99	3.27	1.98	2.06	1.48	1.79
Tm	0.62	0.62	0.99	1.26	0.56	0.32	0.36	0.26	0.30
Yb	3.47	3.30	5.24	6.27	3.15	2.20	2.03	2.10	3.20
Lu	0.58	0.57	0.89	1.06	0.56	0.31	0.35	0.30	0.33
Ta	0.79	1.95	2.02	0.88	1.46	0.61	1.10	1.56	0.68
W	1.44	2.15	2.18	3.48	16.22	3.39	3.58	4.86	5.70
Pb	14.08	32.02	16.29	19.87	13.18	30.47	16.67	14.36	11.54
Th	5.02	3.26	3.67	9.02	6.00	5.74	9.00	2.92	2.05
U	1.22	0.87	2.14	2.02	4.65	1.40	1.94	0.71	0.70

سنگ شناسی

توده نفوذی

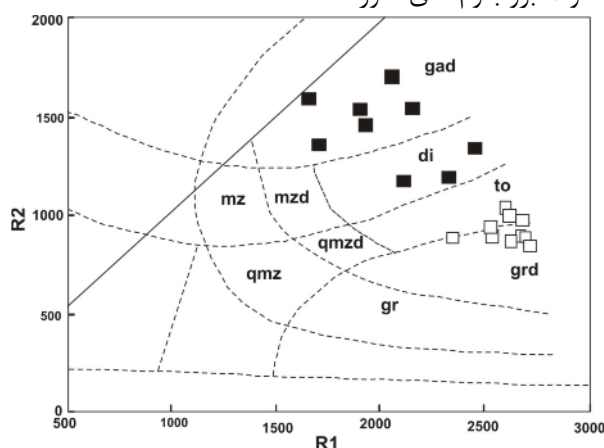
حجم اصلی توده گرانیتوئیدی آستانه ترکیب گرانودیوریتی دارد و به صورت یک توده نفوذی چند شاخه‌ای و کوچک دیده می‌شود (شکل ۱). درون این توده، نفوذی‌های کم عمق ریوداسیتی به صورت زائده همراه با توده‌های نفوذی کوچکی با ترکیب بیشتر مونزوگرانیته و تونالیتی ظاهر می‌شوند. بافت غالب در گرانودیوریت‌ها، به صورت میان دانه‌ای است ولی گاهی بافت‌های پوئی کیلیتیک نیز به چشم می‌خورد. ارتوکلاز دارای ماکل [لکه سیاه] و گاهی حاوی نفوذی‌هایی از کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز است. پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها دارای ماکل [لکه] پلی سنتتیک و گاهی دارای منطقه بندبست. بیوتیت فراوانترین کانی مافیک در این سنگ‌ها و آمفیبول با فراوانی کمتر دیده می‌شود. زیرکن به شکل حاشیه سوخته در بیوتیت همراه با آپاتیت از کانی‌های فرعی رایج در این سنگ‌هاست.

برونبوم‌ها

توده گرانیتوئیدی آستانه دارای برونبوم‌های متنوعی است به طوری که این برونبوم‌ها در گرانودیوریت‌ها ترکیب گابرویدوریت تا دیوریت دارند (شکل ۲).

برونبوم‌ها بیشتر در فازهای مافیک‌تر هم در بخش‌های حاشیه‌ای و هم در مرکز توده مشاهده می‌شوند و اندازه آن‌ها از چند میلی متر تا ۴۰ سانتی متر متغیر است و شکل آن‌ها از حالت تقریباً زاویه دار تا کاملاً گرد شده تغییر می‌کند ولی بیشتر به شکل‌های تقریباً بیضوی دیده می‌شوند. برونبوم‌های مورد

بررسی در نمونه دستی غالباً به رنگ خاکستری‌اند و به صورت مزوکرانیک تا ملانوکرانیک، ریز دانه تا میان دانه با بافت پورفیری و ریز دانه دیده می‌شوند. اندازه بلورها از مرکز به حاشیه برونبوم‌ها به تدریج کوچکتر می‌شود. از نظر نوع کانی‌های سازنده، مشابه سنگ میزان بوده ولی از نظر فراوانی درصد حجمی (مدال) کانی‌ها متفاوت‌اند. برونبوم‌ها به وفور حاوی پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک هستند، در حالی که گرانودیوریت‌های میزبان دارای مقادیر کمتری از این کانی‌ها بوده و در عوض کوارتز و پتاسیم فلدسپار بیشتری دارند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل آپاتیت و زیرکن است. ترکیب کانی‌شناسی برونبوم‌ها به ترتیب فراوانی شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت است که در زمینه‌ای فلدسپار قلیایی و کوارتز پراکنده‌اند و بافت پوئی کیلیتیک را به وجود می‌آورند (شکل ۳ الف). این بافت معمولاً به صورت استخری از کوارتز و فلدسپار قلیایی درشت دیده می‌شود که بلورهای اولیه پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت را در بر می‌گیرد. این بافت ممکن است به دو صورت دیده شود. ۱- رشد فنوکریست‌های کوارتز و فلدسپار قلیایی در طول تبلور بلورهای محاط شده اولیه رخ می‌دهد یعنی تبلور همزمانی دارند و در این حالت بلورهای اول تشکیل شده سمت‌گیری منظمی دارند. ۲- تبلور آبگون‌های فلدسپار قلیایی و کوارتز پس از تبلور بلورهای محاط شده رخ می‌دهد در این حالت سمت‌گیری بلورهای اول متبلور شده کاملاً گسترده‌ای خواهد بود [۳] (شکل ۳ الف).

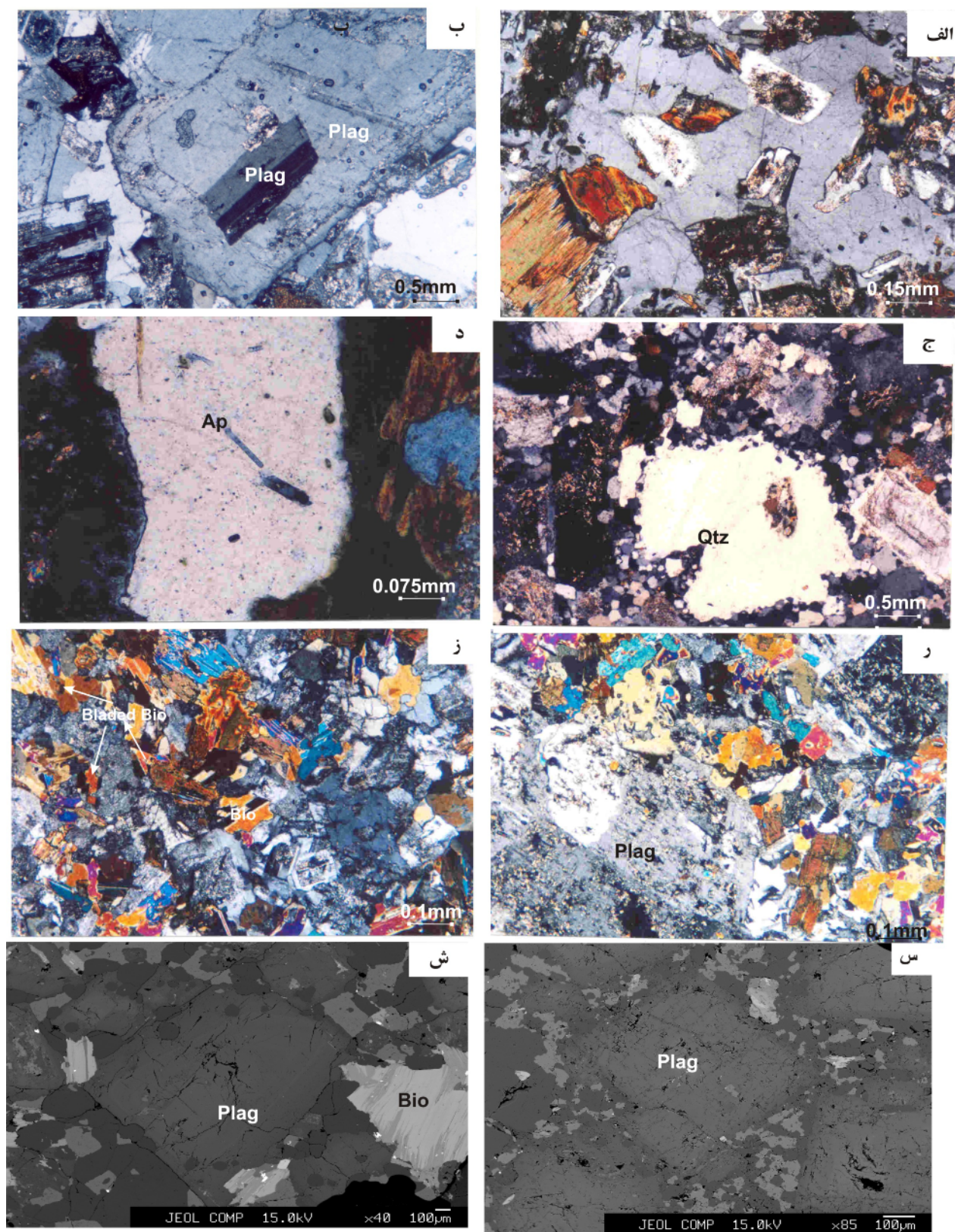


شکل ۲ نمودار رده‌بندی سنگ‌ها بر اساس نسبت میلی کاتیون‌های سنگ [۳].

$$R_1 = 4Si - 11(Na + K) + 2(Fe + Ti)$$

$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

سنگ میزبان با علامت □ و برونبوم‌ها با علامت ■ نشان داده شده‌اند.



شکل ۳ الف بافت پوئی کیلیتیک فلدسپار قلیایی ب: پلاژیوکلاز کوچک درون پلاژیوکلاز بزرگ ج: کوارتز اوسلی د: آپاتیت سوزنی در فلدسپار قلیایی. ز: بلور پلاژیوکلاز در مرز بین برونوم و سنگ میزبان ز: بیوتیت تیغه کاردی س: تصویر ریزپردازشی از پلاژیوکلاز زونه در برونوم ش: پلاژیوکلاز در گرانودیوریت میزبان. همه این تصاویر حاکی از آمیختگی ماگمایی است.

پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها با منطقه‌بندی دیده می‌شود در برخی از نمونه‌ها پلاژیوکلازهای کوچک درون پلاژیوکلازهای بزرگتر مشاهده می‌شوند (شکل ۳ ب). آمفیبول به صورت بلورهای خود شکل منیزیهورنبلند و انبوهه‌ای از بلورهای اکتینولیت در بعضی از مقاطع دیده می‌شود. کوارتز به صورت چشمی با حاشیه‌های فلسیک یا مافیک دیده می‌شود (شکل ۳ ج). کلینوپروکسن در این برونوم‌ها دیده نشد. کانی‌های فرعی این برونوم‌ها آپاتیت و زیرکن است که به صورت کشیده و سوزنی در کانی‌های دیگر مانند کوارتز، فلدسپار قلیایی و بیوتیت متبلور شده است (شکل ۳ د). در مرز برونوم و گرانودیوریت میزبان گاهی بلورهای پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست دیده می‌شود (شکل ۳ ر). از ویژگی‌های روشن این سنگ‌ها وجود بیوتیت به شکل تیغه کاردی و کشیده است (شکل ۳ ز).

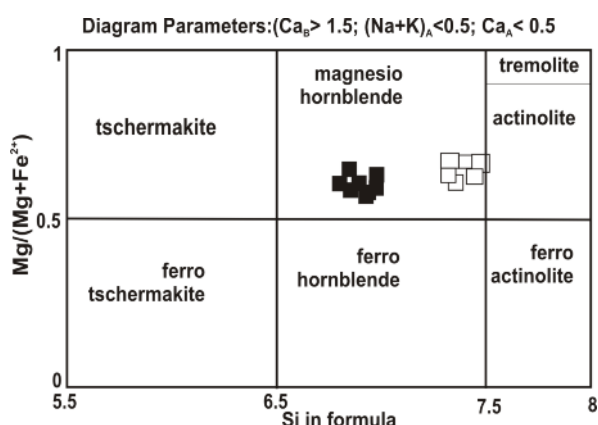
شیمی کانی

نتایج بررسی‌های ریز پردازشی کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت بیانگر شباهت ترکیب کانی‌شناسی توده گرانودیوریتی با

برونوم‌هاست. ترکیب پلاژیوکلازها در گرانودیوریت‌ها از الیگوکلاز تا آندزین متغیر بوده و در برخی موارد با منطقه‌بندی دیده می‌شود (شکل ۳-س و جدول ۳) در حالی که ترکیب پلاژیوکلازها در برونوم‌ها از آندزین تا لابرادوریت تغییر می‌کند و منطقه‌بندی عادی دارند (شکل ۳-ش). بنابر رده‌بندی [۴] آمفیبول‌های این مجموعه، کلسیک و ترکیب آن‌ها در گرانودیوریت‌ها از منیزیهورنبلند تا اکتینولیت متغیر است و در برونوم‌ها در قلمرو منیزیهورنبلند قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف و جدول ۴). تغییر ترکیب از منیزیهورنبلند در مرکز آمفیبول تا اکتینولیت در حاشیه آن، می‌تواند نشان دهنده تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما در آخرین مراحل تبلور آن باشد. بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌ها بنابر رده‌بندی [۵] از نوع بیوتیت‌های منیزیم‌دار و نزدیک به بیوتیت آهن‌دارند، ولی بیوتیت در برونوم منیزیم بیشتری دارد و در گروه بیوتیت‌های منیزیم دار قرار می‌گیرد (جدول ۵). لازم به یادآوری است که محاسبه مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} در فرمول ساختاری کانی آمفیبول از روی مقدار Fe کل با استفاده از روش‌های پیشنهادی [۴] انجام شده است.

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی از پلاژیوکلاز برونوم (E-25)، و گرانودیوریت میزبان (A-S-5). کاتیون‌ها بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

Plag	E-25-1	E-25-2	E-25-3	E-25-4	AS-5-1	AS-5-2	AS-5-3	AS-5-4	AS-5-5
SiO ₂	56.77	53.31	52.47	52.30	58.27	57.62	58.07	61.58	61.60
TiO ₂	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06
Al ₂ O ₃	27.06	28.70	29.46	29.57	25.97	26.32	25.91	23.55	23.81
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.14	0.00
FeO	0.12	0.04	0.05	0.18	0.16	0.20	0.26	0.16	0.16
MnO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00
MgO	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02
CaO	8.60	11.10	11.85	12.32	8.01	8.52	7.79	4.54	4.69
Na ₂ O	6.59	5.33	4.61	4.67	7.06	6.65	6.85	9.25	9.06
K ₂ O	0.28	0.06	0.06	0.04	0.12	0.07	0.10	0.17	0.18
NiO	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01
TOTAL	99.56	98.61	98.65	99.25	99.71	99.43	99.43	99.53	99.63
Si	2.56	2.44	2.41	2.39	2.62	2.60	2.62	2.75	2.75
Al	1.44	1.55	1.59	1.59	1.38	1.40	1.38	1.24	1.25
Fe++	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.42	0.54	0.58	0.60	0.39	0.41	0.38	0.22	0.22
Na	0.58	0.47	0.41	0.41	0.61	0.58	0.60	0.80	0.78
K	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Xab	0.57	0.46	0.41	0.41	0.61	0.58	0.61	0.78	0.77
XAn	0.41	0.53	0.59	0.59	0.38	0.41	0.38	0.21	0.22



شکل ۴ رده‌بندی آمفیبول در برونوم و سنگ میزبان [۴].

جدول ۴ نتایج تجزیه ریزپردازشی از آمفیبول برونوم (E-25)، و گرانودیوریت میزبان (A-S-5). کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

Amphibole	AS5-1	AS5-2	AS5-3	AS5-4	AS5-5	AS5-6	AS5-7	E-25-1	E-25-2	E-25-3	E-25-4	E-25-5	E-25-6	E-25-7	E-25-8
SiO ₂	49.76	49.53	49.83	49.55	49.92	49.59	49.89	47.74	47.76	47.87	47.62	47.43	47.10	47.36	47.10
TiO ₂	0.52	0.59	0.53	0.57	0.54	0.51	0.54	1.32	1.37	1.27	1.35	1.41	1.40	1.47	1.44
Al ₂ O ₃	4.56	4.55	4.34	4.64	4.47	3.98	4.97	6.83	6.59	6.70	6.84	6.89	6.86	7.15	7.14
FeO*	14.31	14.44	14.23	14.49	14.19	14.30	14.55	15.21	15.64	14.93	15.58	15.42	15.80	14.97	15.30
MgO	14.36	14.74	14.30	14.31	14.53	14.53	14.47	12.31	12.28	12.51	12.48	12.46	12.39	12.49	12.11
MnO	0.27	0.24	0.32	0.32	0.31	0.27	0.31	0.28	0.29	0.35	0.31	0.29	0.23	0.27	0.26
CaO	11.18	10.96	11.30	11.07	11.23	11.13	11.09	11.08	11.10	11.13	11.06	10.87	10.92	10.88	11.20
Na ₂ O	0.64	0.65	0.60	0.58	0.51	0.52	0.68	0.61	0.60	0.59	0.62	0.78	0.52	0.65	0.65
K ₂ O	0.38	0.35	0.37	0.36	0.35	0.34	0.43	0.48	0.50	0.50	0.59	0.60	0.58	0.56	0.51
Sum	96.14	96.26	96.01	96.06	96.25	95.32	96.96	96.01	96.21	96.02	96.58	96.33	95.90	95.85	95.90
T-sites															
Si	7.39	7.36	7.42	7.38	7.40	7.43	7.35	7.15	7.15	7.16	7.11	7.10	7.09	7.09	7.08
Aliv	0.61	0.64	0.58	0.62	0.60	0.57	0.65	0.85	0.85	0.84	0.89	0.90	0.91	0.91	0.92
Al(total)	0.80	0.80	0.76	0.81	0.78	0.70	0.86	1.21	1.16	1.18	1.20	1.22	1.22	1.26	1.27
M1,2,3 sites															
Alvi	0.19	0.15	0.18	0.19	0.18	0.14	0.21	0.35	0.31	0.34	0.31	0.32	0.30	0.35	0.34
Ti	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.15	0.15	0.14	0.15	0.16	0.16	0.17	0.16
Fe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	3.18	3.26	3.17	3.17	3.21	3.25	3.18	2.75	2.74	2.79	2.78	2.78	2.78	2.79	2.71
Mn	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03
Fe2+	1.54	1.49	1.55	1.53	1.50	1.53	1.52	1.71	1.76	1.68	1.72	1.71	1.73	1.66	1.75
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site															
Fe	0.24	0.31	0.22	0.27	0.26	0.27	0.28	0.19	0.20	0.19	0.22	0.22	0.26	0.22	0.18
Ca	1.76	1.69	1.78	1.73	1.74	1.73	1.72	1.78	1.78	1.78	1.77	1.74	1.74	1.75	1.80
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.01	0.04	0.00	0.04	0.02
Sum	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site															
Ca	0.02	0.05	0.02	0.04	0.04	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Na	0.18	0.19	0.17	0.17	0.15	0.15	0.19	0.14	0.15	0.14	0.17	0.19	0.15	0.15	0.17
K	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.08	0.09	0.10	0.09	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10
Sum A	0.28	0.31	0.27	0.27	0.25	0.27	0.30	0.23	0.25	0.24	0.29	0.31	0.28	0.26	0.27
Mg/(Mg+Fe2+)	0.67	0.69	0.67	0.67	0.68	0.68	0.68	0.62	0.61	0.62	0.62	0.62	0.62	0.63	0.61
Fe/(Fe+Mg)	0.33	0.31	0.33	0.33	0.32	0.32	0.32	0.41	0.42	0.40	0.41	0.41	0.42	0.40	0.41

جدول ۵ نتایج تجزیه ریزپردازشی از بیوتیت برونوم (E-25)، و گرانودیوریت میزبان (A-S-5). کاتیون‌ها بر اساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

Biotite	AS-5-1	AS-5-2	AS-5-3	AS-5-4	E-25-1	E-25-2	E-25-3	E-25-4
SiO ₂	36.05	36.16	36.37	36.27	36.55	36.78	36.81	36.69
TiO ₂	2.78	2.82	3.21	3.15	3.60	3.70	2.97	3.27
Al ₂ O ₃	15.23	14.73	14.53	14.82	15.28	14.89	15.32	15.46

Cr ₂ O ₃	0.07	0.08	0.10	0.09	0.20	0.18	0.20	0.26
FeOt	19.50	19.84	19.78	19.51	18.53	18.96	18.03	18.60
MnO	0.31	0.31	0.23	0.27	0.21	0.18	0.20	0.18
MgO	10.21	10.32	10.22	10.21	10.96	11.26	11.27	11.02
CaO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01
Na ₂ O	0.04	0.05	0.05	0.05	0.16	0.15	0.11	0.11
K ₂ O	9.35	9.09	9.32	9.33	9.10	9.18	9.22	9.18
NiO	0.00	0.07	0.00	0.00	0.05	0.03	0.03	0.08
TOTAL	93.92	93.72	94.15	93.92	94.83	95.45	94.34	95.06
Cations per 22 O								
Si	5.74	5.75	5.79	5.77	5.72	5.72	5.77	5.72
AlIV	2.26	2.25	2.21	2.23	2.28	2.28	2.23	2.28
Al VI	0.60	0.52	0.52	0.56	0.54	0.45	0.60	0.56
Ti	0.33	0.34	0.38	0.38	0.42	0.43	0.35	0.38
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03
Fe ²⁺	2.54	2.59	2.58	2.54	2.37	2.41	2.31	2.37
Mn	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02
Mg	2.42	2.45	2.42	2.42	2.56	2.61	2.63	2.56
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Na	0.01	0.02	0.02	0.02	0.05	0.05	0.03	0.03
K	1.90	1.85	1.89	1.89	1.82	1.82	1.84	1.83
TOTAL	7.86	7.82	7.85	7.85	7.81	7.82	7.83	7.81
XMg	0.98	0.97	0.97	0.98	1.04	1.04	1.06	1.04
XMg Ti	1.04	1.04	1.04	1.05	1.11	1.11	1.13	1.11
Fe/Fe+Mg	1.02	1.03	1.03	1.02	0.96	0.96	0.94	0.96
R ³⁺	0.93	0.85	0.90	0.93	0.96	0.88	0.95	0.95
R ²⁺	2.58	2.63	2.61	2.58	2.40	2.44	2.34	2.40

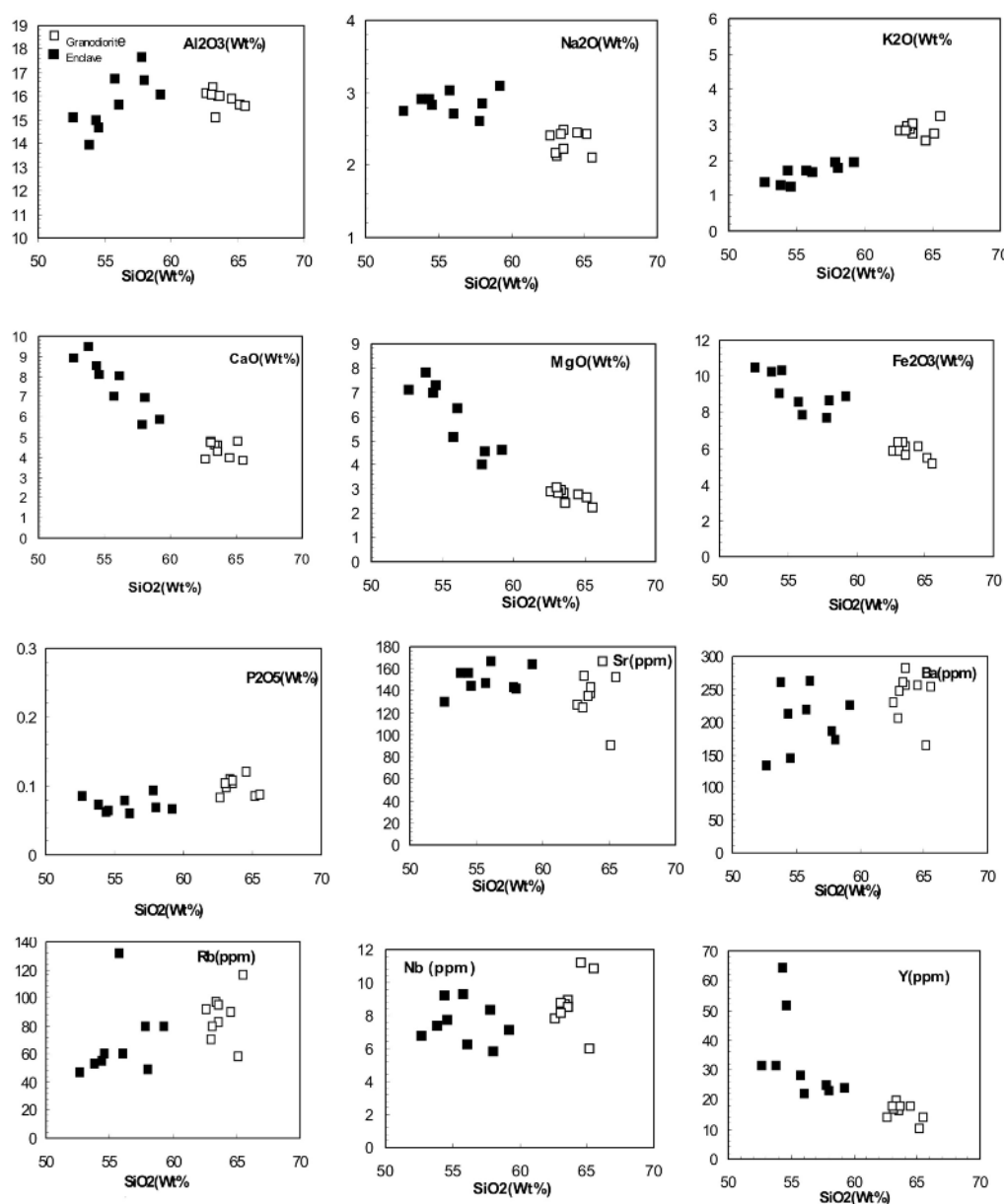
ژئوشیمی کل سنگ

با توجه به تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در نمودارهای هارکر [۶] در می‌یابیم که اکسیدهای اصلی Na_2O ، Al_2O_3 ، CaO ، MgO ، MnO ، Fe_2O_3 در برونومها از فراوانی بالاتری برخوردارند و روندهای تغییرات این عناصر نسبت به سیلیس کم و بیش خطی و روند نزولی دارند، در حالی که K_2O از میزان کمتری برخوردار است و روند تغییرات آن نسبت به سیلیس روند صعودی دارد. روند تغییرات عناصر فرعی در برونومها نسبت به سنگ میزبان طیف گسترده‌تری را نشان می‌دهد. عناصر Y و Yb در برونومها نسبت به سنگ میزبان از فراوانی بالایی برخوردار بوده (جدول ۱ و ۲)، و در صورتی که عناصر Ba، Rb و Sr در گرانودیوریت و برونوم با هم تقریباً برابر است. عناصر Ni، Cr، Co در برونوم نسبت به

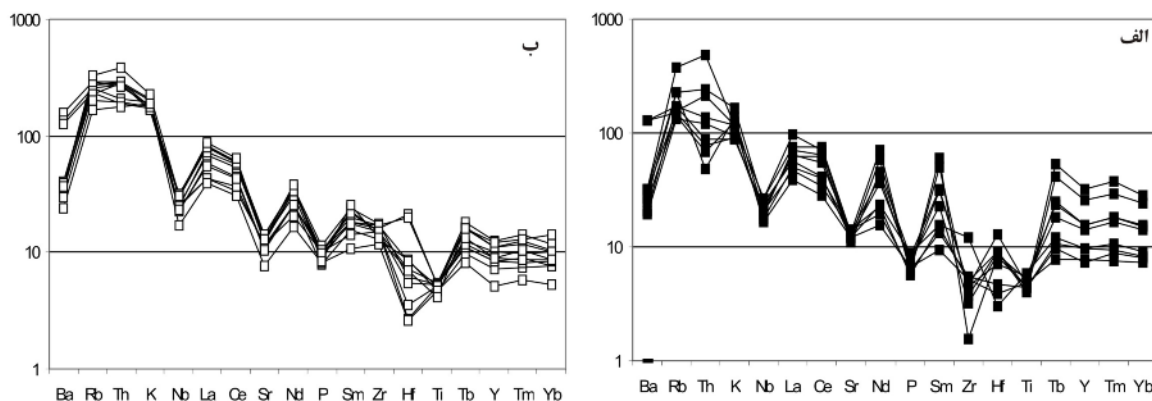
گرانودیوریت میزبان مقادیر بالاتری را نشان می‌دهد (شکل ۵ و جدول ۱). اختلاف آشکار بین ویژگی ژئوشیمیایی برونومها و سنگ میزبان این است که توده نفوذی میزبان دارای ترکیب پتاسی، ولی برونومها بیشتر سدیمی هستند. در نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب که نسبت به کندریت [۶] بهنجار شده‌اند (شکل ۶)، نمونه‌های مورد بررسی روند مشابهی را به نمایش گذاشته بدین معنا که HREE در برونوم و سنگ میزبان روند تخت دارند و این حاکی از آن است که گارنت در فاز باقیمانده حضور ندارد ولی سنگ‌های توده گرانودیوریتی نسبت به برونومها از عناصر Y، Tb، Tm و Yb فقیرتر و از عناصر LILE نظیر Cs، Th و K و به مقدار کمتر Sr غنی‌ترند. علاوه بر این گرانودیوریت‌ها بی‌هنجاری منفی Sr، Ba، P، Nb و Ti و برونومها بی‌هنجاری منفی Sr، Ba و Ti نشان

منفی Eu دارند، در صورتی که این بی‌هنجاری در برخی از برونوم‌ها ناچیز و حتی در برخی از نمونه‌ها مثبت است که این ناشی از انباشت پلاژیوکلاز است.

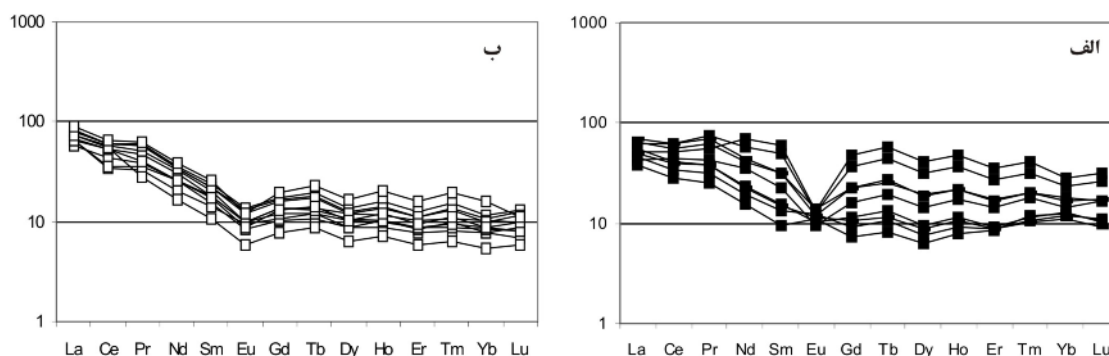
می‌دهند. نمونه‌های گرانودیوریتی در نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت [۷] بهنجار شده‌اند، روند موازی داشته و نسبت به برونوم‌ها، میزان HREE کمتری دارند (شکل ۷). در این نمودارها، گرانودیوریت‌ها، بی‌هنجاری



شکل ۵ نمودارهای تغییر عناصر نسبت به میزان SiO_2 [۶]. علائم مشابه شکل ۲ است.



شکل ۶ تغییرات عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت تامپسون [۷]. علائم مشابه شکل ۲ هستند. الف: برونوم ب: گرانودیوریت میزبان.



شکل ۷ تغییرات عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت ناکامورا [۸]. علائم مشابه شکل ۲ هستند. الف: برونوم ب: گرانودیوریت میزبان.

بحث

آن‌ها به درون ماگما، انتظار بر آنست که برونوم‌های نزدیک به حاشیه فراوانتر [۹] و در عین حال هیچ گونه نقل و انتقالات شیمیایی و یا کانی‌شناسی در آن‌ها صورت نگرفته باشد [۱۰]. وجود بلورهای شکل‌دار فازهای مافیک و پلاژیوکلاز [۱۱]، بافت پرفیروئید، منطقه‌بندی پلاژیوکلازها، ریز دانه بودن برونوم نسبت به سنگ میزبان، بافت پوئی کیلیتیک فلدسپار قلیایی یا پلاژیوکلاز، تجمع آمفیبول یا زینوکریست‌های کوارتز، شکل کشیده برخی از بلورها مانند آپاتیت و یا بیوتیت شواهدی هستند که دلالت بر خاستگاه ماگمایی برونوم‌ها دارند [۱۲]، [۱۳].

وجود برونوم‌های گرد شده تا بیضوی، عدم مشاهده حاشیه انجماد سریع مافیک و فقدان تمرکز برونوم‌ها در حاشیه توده نفوذی حاکی از آن است که برونوم نمی‌تواند حاشیه انجماد سریع توده نفوذی باشد. همچنین در صورت اتولیتی و هم خاستگاه بودن برونوم‌ها و جدایش گرانیته‌ها از ماگمای بازی

برونوم‌ها سنگ‌های بیگانه‌ای هستند که به صورت جامد و یا آبگون به درون ماگمای میزبان وارد می‌شوند. بر اساس خاستگاه، برونوم‌ها به چند نوع تقسیم می‌شوند: ۱- قطعاتی از سنگ‌های دیواره ۲- مواد جدا شده اولیه هم خاستگاه با ماگمای میزبان ۳- بقایای ذوب نشده حاصل از فرآیند آناتکسی که هنگام صعود یا جایگزینی ماگما به درون آن وارد می‌شوند. اگر برونوم به صورت آبگون در ماگمای گرانودیوریتی وارد شده باشد ممکن است با ماگمای میزبان خود هم خاستگاه (از یک اتاق ماگمایی) و یا از خاستگاه‌های مختلفی ریشه گرفته باشد. وجود برونوم‌های کاملاً گرد شده در توده نفوذی، عدم ارتباط پراکندگی برونوم‌ها با حاشیه توده نفوذی و شواهدی از بروز تبادل‌های کانی‌شناسی بین برونوم و سنگ میزبان با فرض ریشه‌گیری برونوم‌ها از فرآیند شکسته شدن سنگ‌های میزبان منافات دارد زیرا در صورت خردشدن سنگ‌های میزبان و ورود

(برونیوم) بایستی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده و برونوم‌ها کاملاً مشابه باشد [۱۴] ولی سنگ‌های توده ماهیت پتاسیک و برونوم‌ها ماهیت سدیمی دارند و علاوه بر آن حجم زیاد ماگمای فلسیک در مقایسه با ماگمای بازی، جدایش گرانیات از یک ماگمای بازی و اتولیتی بودن آن‌ها را رد می‌کند. عدم وجود بافت کومولایی در برونوم‌ها [۱۵] و حضور کوارتز در ترکیب کانی‌شناسی برونوم‌ها [۱۰] فرض کومولا بودن آن‌ها را نیز با تردید مواجه می‌کند. بر اساس نظریه [۱۶، ۱۷] برونوم‌های با خاستگاه رستیت در برونوم‌های بیوتیتی واقع در گرانیات‌های گونه S دیده می‌شود و با توجه به I بودن گونه گرانیات منطقه مورد بررسی، احتمال رستیت بودن آن‌ها را نیز با تردید مواجه می‌سازد. از طرفی فقدان بافت‌های دگرگونی در برونوم‌ها با رستیت بودن آن‌ها منافات دارد [۱۸].

به نظر می‌رسد که فرضیه ورود آبگون دیوریتی (ترکیب معمولی برونوم) به مخزن ماگمای سازنده گرانودیوریت‌ها محتمل‌ترین خاستگاه برونوم باشد. به این صورت که ماگمای حدواسط - بازی با دمای بالا به درون ماگمای اسیدی نسبتاً سردتر نفوذ کرده و پس از سرد شدن به برونوم تبدیل شده است و در برابر آبگون پیرامون خود نفوذ ناپذیر باقی مانده است [۱۹].

ریز دانه بودن برونوم‌ها به عنوان شاهی از سرد شدن سریع آبگون سازنده آن‌ها در مقایسه با ماگمای گرانیوتییدی میزبان تفسیر می‌شود [۲۰]. به عقیده [۱۶] ورود حباب‌های ماگمایی حد واسط با دمای بالاتر به درون ماگمای فلسیک سردتر، باعث تسریع تبلور ماگمای حد واسط، افزایش میزان هسته‌سازی و به دنبال آن تشکیل بافت ریزدانه می‌شود. همین امر باعث می‌شود تا با نزدیک شدن به محل همبری برونوم - سنگ میزبان، به دلیل افزایش سرعت سردشدگی، اندازه بلورها نسبت به مرکز برونوم، کوچک‌تر باشد [۱۶، ۲۱].

بنابر عقیده [۲۲] ورود همزمان ماگمای فلسیک و حد واسط به درون یک مخزن ماگمایی و آمیختگی آن‌ها با یکدیگر، باعث جابه‌جایی کانی‌ها بین برونوم و سنگ میزبان می‌شود. وجود بلورهای درشت فلدسپار در محل همبری برونوم - سنگ میزبان (شکل ۳- ر) در مقیاس میکروسکوپی، بیانگر آبگون بودن برونوم در هنگام قرارگیری در مخزن ماگمایی و دلیلی بر و آمیختگی ماگمایی است [۲۳-۲۶].

بسیاری از پژوهشگران حضور مگاکریست پتاسیم فلدسپار در برونوم را نشانه رخداد آمیختگی ماگمایی می‌دانند [۲۷، ۲۸]. (شکل ۳ الف). آزمایش‌های انجام شده تجربی بر روی ماگمای سازنده برونوم‌ها نشان می‌دهد که نخست آبگون از فازهای هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز اشباع شده و سپس در صورت مناسب بودن ترکیب مذاب باقیمانده برای رشد فلدسپار پتاسیم، به علت پایین بودن سرعت هسته‌زایی نسبت به سرعت رشد در فلدسپار پتاسیم، بلورهای درشت این کانی متبلور می‌شود [۱۲]. واقعیت این است که ترکیب شیمیایی بیشتر برونوم‌ها برای تبلور درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم مناسب نیست، بنابراین بایستی عناصر لازم برای تبلور مگاکریست‌های این کانی از خاستگاه دیگری تأمین شده باشد [۱۱]. به عقیده [۱۱، ۲۹] مگاکریست‌های فلدسپار پتاسیم در برونوم و سنگ میزبان از یک خاستگاه هستند، به این معنی که عناصر مورد نیاز برای تبلور فلدسپار پتاسیم، از ماگمای سازنده سنگ میزبان به داخل برونوم وارد شده است [۱۱، ۳۰]. بنا بر عقیده [۳۱] اغلب مگاکریست‌ها در برونوم‌ها، احتمالاً فنوکریست‌های متبلور شده در ماگمای سیلیسی میزبان هستند که به وسیله ماگمای سازنده برونوم به دام افتاده‌اند.

بسیاری از پژوهشگران وجود فنوکریست‌های فلدسپار پتاسی در محل همبری برونوم - گرانیات میزبان را شاهی بر تبلور پتاسیم فلدسپار در گرانیات میزبان و انتقال مکانیکی آن به برونوم تلقی می‌کنند [۳۰].

مگاکریست‌های پتاسیم فلدسپار به محض ورود به ماگمای بازی که دمای بالاتری دارد، ناپایدار شده و به صورت موضعی از سطوح خارجی و گاهی از درون دستخوش انحلال می‌شود. در این حالت حفره‌های حاصل از انحلال ممکن است با مواد زمینه برونوم که ممکن است کانی‌های بیوتیت و آمفیبول باشد پر شوند و بافت پوئی کیلیتیک را به وجود آورند که [۳۲، ۳۳] آن را نشانه‌ای بر آمیختگی ماگمایی در نظر می‌گیرند.

بر اساس نتایج تجزیه ریزپردازی، پلاژیوکلازها در برونوم - ها و سنگ میزبان دارای منطقه‌بندی عادی هستند. این ویژگی ناشی از تغییر ترکیب جزئی ماگما حین رشد بلور [۱۲] و به عنوان شاهی از آمیختگی ماگمایی تلقی می‌شود [۲۹، ۳۴، ۳۵]. ورود ماگمای حد واسط و یا بازی‌تر به اتاق ماگمای اسیدی باعث افزایش دما، صعود سریع ماگما و در نتیجه کاهش

پیشنهاد برخی از پژوهشگران [۲۴، ۴۰] بلور پلاژیوکلازی که به وسیله پلاژیوکلاز دیگر احاطه شده است (شکل ۳ ب) از شواهد آمیختگی ماگمایی محسوب می‌شود.

بلورهای پلاژیوکلاز دارای نفوذی‌های آپاتیت سوزنی هستند که احتمالاً در اثر ابر اشباع شدن و یا آمیختگی ماگمایی پدید آمده‌اند [۴۴-۴۶]. به عقیده [۳۴] فراوانی آپاتیت سوزنی نسبت به آپاتیت منشوری کوتاه و پهن، نشانه آمیختگی ماگمایی است. بسیاری از پژوهشگران، نفوذی‌های آپاتیت سوزنی را بلورهای ماگمایی اولیه در نظر می‌گیرند و احتمال رستیت بودن آن‌ها را در گرانیته‌ها ناچیز می‌دانند [۴۷-۵۰]. [۵۰] معتقد است که آپاتیت سوزنی در برونوم‌ها ناشی از رشد سریع ماگماست در حالی که [۵۱] اعتقاد دارد علت سوزنی بودن آپاتیت آمیختگی دو ماگمای مافیک و فلسیک است با توجه به اینکه آپاتیت اولین کانی است که از یک ماگما متبلور می‌شود لذا نظریه آمیختگی نظریه قابل قبول‌تری است.

بالا بودن میزان MgO و MnO ، Fe_2O_3 در برونوم‌ها در مقایسه با سنگ میزبان ناشی از فراوانی کانی‌های فرومنیزین آمفیبول، بیوتیت و اکسیدهای آهن بوده و میزان بالاتر Al_2O_3 و CaO به فراوانی پلاژیوکلاز در برونوم نسبت داده می‌شود [۵۲]. پایین بودن میزان K_2O (به مقدار کمتر Ba و Rb) در ماگمای سازنده برونوم نسبت به سنگ میزبان، باعث عدم تبلور فلدسپار پتاسیم شده است. زمانی که ماگمای حد واسطه فاقد بلور به درون ماگمای تا حدی متبلور شده اسیدی نفوذ می‌کند، چون قبلاً مقداری از پتاسیم ماگمای اسیدی به دلیل تبلور بخشی آن، به درون شبکه کانی‌ها وارد شده و با کمبود پتاسیم مواجه شده است، لذا مقداری از پتاسیم ماگمای حد واسطه به درون ماگمای اسیدی انتشار یافته و با این عمل میزان پتاسیم ماگمای برونوم کاهش می‌یابد [۱۸]. از سوی دیگر ممکن است فراوانی بالای Na_2O و اندک K_2O در برونوم به متفاوت بودن خاستگاه، عمق و یا شرایط فیزیکی دو ماگما وابسته باشد، به عبارتی ممکن است برونوم در محیطی متفاوت و یا در فشار H_2O بالاتر تشکیل شده باشد.

به اعتقاد [۴۰] میزان انتقال عناصر بین دو ماگمای سازنده برونوم و سنگ میزبان به اندازه برونوم‌ها بستگی دارد. برونوم‌های با اندازه ۱۰-۸ سانتی‌متر، مرز مشخصی با سنگ میزبان داشته، ریزدانه‌ترند و به سمت ترکیب‌های گابروئی

فشار خواهد شد که همه این موارد با افت منحنی‌های انجماد و آبگونی همراه است [۳۶، ۳۷]. به عقیده [۳۸] کوارتز اصلی^۱ (شکل ۳ ج) نتیجه‌ای از انتقال مکانیکی زینوکریست کوارتز از سیستم اسیدی به مذاب حد واسطه یا بازی است و به علت ناپایداری کوارتز در ماگمای حد واسطه و یا بازی در کناره‌های آن انحلال صورت می‌گیرد. این امر سبب افزایش سرعت سرد شدن و در پی آن افزایش سرعت هسته‌زایی شده که بدین ترتیب انبوهه‌هایی از کانی‌های ریزبلور بازی در پیرامون بلور کوارتز متبلور می‌شود [۲۹، ۳۰، ۳۴، ۳۹].

بر اساس نظریه [۲۹، ۴۰] در رویارویی دو ماگما با یکدیگر سه فرایند واکنشی صورت می‌گیرد: گرمایی، مکانیکی و شیمیایی. شکل‌ها و بافت‌های متنوع یک برونوم به درجات مختلف این سه واکنش بستگی دارد.

آمیختگی جرئی^۲ زمانی رخ می‌دهد که واکنش مکانیکی فرایند غالب در سنگ باشد و واکنش شیمیایی و گرمایی در درجات بعدی اهمیت قرار دارند. کوارتزهای چشمی درشت بلور نمی‌توانند از یک ماگمای مافیک آن هم در مراحل اولیه متبلور شوند [۴۱]. زمانی که ماگمای مافیک تزریق می‌شود کوارتزهای چشمی از ماگمای فلسیک متبلور شده‌اند لذا این کوارتزها فقط انتقال مکانیکی می‌یابند [۳۴].

فقدان کلینوپیروکسن در برونوم‌های دیوریتی ناشی از میدان پایداری آمفیبول و پلاژیوکلاز است که مانع رشد هسته‌های کلینوپیروکسن می‌شود [۴۲]. بلند بودن تیغه‌های (کاردی) بیوتیت به دلیل شرایط باز دارنده فیزیکی و یا رشد سریع آن در یک محیط ماگمایی مافیک است که این شرایط فیزیکی باعث رشد غیر معمول و بلند بودن بیوتیت و مانع رشد صفحه‌ای معمول آن می‌شود به طوری که اگر چگالی بلورهای اول متبلور شده در ماگمای فلسیک بالا باشد هنگام آمیختگی ماگمای فلسیک با ماگمای بازی بلورهای اولیه باعث خنثی کردن بازدارندگی فیزیکی در ماگمای مافیک می‌شوند و در نتیجه از رشد صفحه‌ای بیوتیت جلوگیری می‌کند [۳۴، ۴۳].

بسیاری از پژوهشگران حضور انبوهه‌های مافیک بیوتیت و هورنبلند همراه با اسفن و کانی‌های کدر را یکی از شواهد بافتی چشمگیر آمیختگی ماگمایی می‌دانند [۳۰، ۴۰]. به علاوه بنا بر

ماگمای فلسیک با آن مواجه شود به دلیل افزایش گرانیوی ماگمای میزبان، به شکل حباب‌هایی درون آن پراکنده می‌شود.

برداشت

بررسی‌های صحرایی، سنگ شناختی، ژئوشیمیایی و بررسی ویژگی‌های شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده برونوم‌های ریزدانه مافیک و توده گرانیتوئیدی میزبان آن‌ها در منطقه آستانه، دلالت بر شواهدی است که حاکی از آمیختگی ماگمایی است. در این منطقه، توده گرانیتوئیدی آستانه با ترکیب گرانودیوریت و مونزوگرانیت، میزبان برونوم‌های ریزدانه مافیک گابرویی، دیوریتی و دیوریت کوارتزار است. برونوم‌ها بیشتر کروی بوده و اندازه آن‌ها از چند میلی‌متر تا ۴۰ سانتی‌متر متغیر است. مرز آن‌ها با گرانودیوریت‌های میزبان در مقیاس نمونه دستی غالباً مشخص است. وجود بافت ریز دانه مافیک، فنوکریست‌های خودشکل و یا منطقه‌بندی پلاژیوکلاز در درون برونوم‌ها دلیلی بر خاستگاه ماگمایی آن‌هاست. شواهدی از قبیل حضور مگاکریست‌های فلدسپار پتاسیم که حاوی نفوذی-هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های فرعی دیگرند؛ کوارتز اصلی که کانی‌های با دما بالای ریز بلور پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول به صورت منطقه‌بندی در حاشیه آن‌ها قرار گرفته‌اند؛ بافت پوئی کیلیتیک کوارتز و فلدسپار پتاسیم، انبوه‌های مافیک متشکل از آمفیبول، بیوتیت، اسفن و مانتیت؛ آپاتیت سوزنی؛ تیغه‌های پلاژیوکلاز کوچک درون پلاژیوکلازهای بزرگتر، دلالت بر فرایند آمیختگی ماگمایی دارند. نتایج تجزیه‌های ریز پردازشی پلاژیوکلازهای برونوم‌ها و سنگ در بر گیرنده، حاکی از آن است که در برخی موارد این بلورها دارای منطقه‌بندی بوده اند که این موارد نیز مؤید فرایند آمیختگی ماگمایی است. برونوم‌ها از نظر ژئوشیمیایی، ویژگی‌های متفاوتی را نسبت به سنگ میزبان خود نشان می‌دهند، به طوری که سنگ‌های گرانیتوئیدی، نسبتاً غنی از پتاسیم ولی برونوم‌ها، سدیم دارند. بر اساس شواهدی مانند غنی‌شدگی برونوم‌ها از عناصر HREE نسبت به LREE در الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به گرانودیوریت‌های میزبان می‌توان پذیرفت که دو ماگمای سازنده برونوم‌ها و سنگ‌های میزبان هر دو از پوسته زیرین ولی با عمق متفاوت تشکیل شده‌اند به طوری که برونوم‌ها با

متمایل می‌شوند. در حالی که برونوم‌های با ابعاد بیش از ۲۰ سانتی‌متر، شکل کم و بیش کروی داشته، درشت دانه‌تر بوده و بیشتر دیوریت تا کوارتز دیوریتی هستند. برونوم‌های کوچک در مقایسه با انواع درشت‌تر، سریع‌تر سرد می‌شوند و در نتیجه سیستم تقریباً بسته‌ای را نسبت به غنی‌شدگی از عناصر متحرک LILE و LREE تشکیل می‌دهند [۴۰].

در نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند، تفاوت زیادی بین برونوم‌ها و سنگ میزبان مشاهده نمی‌شود، به‌طوری که HREE و Cr, Ni, CO در برونوم نسبت به گرانودیوریت میزبان بیشتر است (جدول ۱ و ۲). بنابراین به نظر می‌رسد که برونوم‌ها و سنگ میزبان از دو ماگمای با عمق متفاوت مشتق شده باشند. چنانکه در شکل ۷ دیده می‌شود، گرانودیوریت‌ها در برخی از LREE غنی‌تر و از HREE تهی هستند، در حالی که برونوم‌ها از HREE بالاتری نسبت به LREE برخوردارند. چنانکه می‌دانیم، بر اثر ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین، عناصر LREE وارد آبگون می‌شوند، در حالی که عناصر HREE تمایلی برای ورود به آبگون ندارند و بنا بر این آبگون حاصل از LREE غنی و از HREE تهی می‌شود. با توجه به تحت بودن الگوی HREE در برونوم و گرانودیوریت میزبان، مشتق شدن ماگما (برونوم و گرانودیوریت) از جبهه بعید به نظر می‌رسد بنابراین به نظر می‌رسد که ماگمای تشکیل دهنده گرانودیوریت‌های میزبان و برونوم هر دو از پوسته زیرین ریشه گرفته باشند، ولی فراوانی بالای HREE در برونوم‌ها نسبت به LREE خاستگاه عمیق-تری از پوسته را برای برونوم‌ها تداعی می‌کند. لازم به یادآوری است که داده‌های ایزوتوپی Sr-Rb و Sm-Nd، ریشه‌گیری گرانودیوریت میزبان از پوسته تحتانی را نیز تأیید می‌کند [۵۳]. بر اساس بررسی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناختی و با توجه به حجم خیلی بالای گرانودیوریت آستانه نسبت به برونوم‌های مافیک، به نظر می‌رسد که در اثر آمیختگی ماگمای اسیدی با ماگمای مافیک‌تر، برونوم‌ها به صورت گلبول [گویچه] و یا قطره‌هایی درون ماگمای فلسیک پراکنده شده‌اند [۴۶، ۱۵]. به عقیده [۵۲] در صورتی که ماگمای مافیک و حد واسط پیش از تبلور ماگمای فلسیک به درون آن نفوذ کند، آمیختگی ماگمایی صورت می‌گیرد، در حالی که اگر پس از تبلور بخشی

batholith, Argentina", Contribution to Mineralogy and Petrology 130 (1997) 31-46.

[11] Vernon R.H., "*Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves*", In: Didier J, Barbarin B (eds) *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam. (1991) 277-291.

[12] Vernon R.H., "*A practical guide to Rock Microstructural*", (2004) Cambridge, 594p.

[13] Liankun S., Kuirong Y., "*A two-stage crust-mantle interaction model for mafic microgranular enclaves in the Doning granodiorite Pluton, Guangxi, China*", In: Didier J, Barbarin B (eds) *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, (1991) 95-112.

[14] Fershtater G.B., Borodina N.S., "*Enclave in the Hercynian granitoids of the Urals Mountains*", U.S.S.R. In: Didier J, Barbarin B (eds) *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, (1991) 83-94.

[15] Chappell B. W., "*Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: Evidence from the granites of southeastern Australia*", *Journal of petrology* 37 (1996) 449-470.

[16] Vernon R.H., "*Restite, Xenoliths and microgranitoid enclave in granites*", *Journal and Proceeding of the Royal Society of New South Wales* 116(1983) 77-103.

[17] Chappell B.W., White A.J.R., Wyborn D., "*The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis*", *Journal of Petrology* 28(1987) 1111-1138.

[18] Sergi A., "*Mafic microgranular enclaves from the Xanthi pluton (Northern Greece): an example of mafic-felsic magma interaction*", *Mineralogy and Petrology* 61(1997) 97-117.

[19] Stephens W.E., Holden P., Henny P.J., "*Microdioritic enclaves within the Scottish Caledonian granitoids and their significance for crustal magmatism*", In: Didier J, Barbarin B (eds) *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, (1991) 125-134.

[20] Donaire T., Pascual E., Pin C., Duthou J-L., "*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* 149(2005) 247-265.

[21] Kumar S., "*Microstructural evidence of magma quenching inferred from enclaves hosted in*

توجه به غنی بودن از عناصر HREE, Cr, Ni, CO, گرانودیوریت میزبان از عمق بیشتری از پوسته ریشه گرفته و به دلیل تفاوت‌های فیزیکی و شیمیایی قابل توجه، نتوانسته‌اند به طور کامل با یکدیگر آمیخته شوند که این امر با داده‌های ایزوتوپی نیز تأیید می‌شود و از این رو کانی‌های کم حجم مافیک به شکل حباب‌هایی درون ماگمای اصلی فلسیک پراکنده شده‌اند.

مراجع

[۱] سهندی م، رادفر ج، حسینی دوست س.ج، مجل م، "نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگ شماره ۵۸۵۷". (۱۳۸۵).

[۲] احمدی خلجی ا، "پترولوژی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد"، رساله دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۸۵).

[3] De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M., "*A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses its relationship with current nomenclature*", *Chemical Geology* 29 (1980) 183-210.

[4] Leake B.E et al. "*Nomenclature of Amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names*", *European Journal of Mineralogy* 9(1997) 623-651.

[5] Forster M.D., "*Interpretation of the composition of tri- octahedral mica*", *U.S Geological Survey*, Prof. Pap. 354B: (1960) 1-48.

[6] Harker A., "*The natural history of igneous rocks*", Methneu, London. (1909) 344p.

[7] Thompson A.B., "*Fertility of crustal rocks during anatexis*", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 87(1982) 1-10.

[8] Nakamura N., "*Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites*", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38(1974) 757-775.

[9] Chen Y., Chappell B.W., White A.J.R. "*Mafic enclave of some I-type granites of the Palaeozoic Lachlan Fold Belt, southeastern Australia*", In: Didier J, Barbarin B (eds) *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam (1991) 113-124.

[10] Dorais M.J., Lira R., Chen Y., Tingey D., "*Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala*

- [33] Akal C., Helvacı C., "Mafic Microgranular Enclaves in the Kozak Granodiorite, Western Anatolia", *Journal of Earth Science* 8(1999) 1–17.
- [34] Hibbard N.J., "Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier J., Barbarin B. 1991: *Enclaves and granite petrology*", Elsevier, Amsterdam (1991) 431–441.
- [35] Waight T.E., Maas R., Nicholls I.A., "Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: implications for crystal and magma mingling in S-type granites", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 139(2000) 227–239.
- [36] Castro A., "Plagioclase morphologies in assimilation experiments. Implications for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks", *Mineralogy and Petrology* 71(2001) 31–49.
- [37] Vance J.A., "Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning", *Journal of Geology* 73(1965) 636–651.
- [38] Bussy F., Ayrton S., "Quartz textures in dioritic rocks of hybrid origin", *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 70(1990) 223–235.
- [39] Hibbard M.J., "Petrography to Petrogenesis", Prentice-Hall, (1995) 587p.
- [40] Barbarin B., Didier J., "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* 83(1992) 145–153.
- [41] Johannes W., Holtz F., "Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks", Springer, New York (1996) 335p.
- [42] Blundy J. D., Sparks R. S. J., "Petrogenesis of mafic inclusions in granitic of the Adamello massif, Italy", *Journal of Petrology* 33 (1992) 1039–1104.
- [43] Wyllie P. J., Cox K. G., Biggar G. M., "The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks", *Journal of Petrology* 3 (1962) 238–243.
- [44] Karsli O., Chen B., Aydin F., Şen C., "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* 98 (2007) 67–96.
- [45] Salonsaari P.T., "Hybridization in the subvolcanic Jaala-Iitti complex and its the Hodruša granodiorites, Western Carpathians", *Geological Carpathica* 46(1995) 379–382.
- [22] Pesquera A., Pons J., "Field evidence of magma mixing in the Aya granitic massif (Basque Pyrenees, Spain)", *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Monatshefte*. 10 (1989) 441–454.
- [23] Chen B., Jahn B.-M., Wei C., "Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China: trace element and Nd–Sr isotope evidence", *Lithos* 60 (2002) 67–88.
- [24] Barbarin B., Didier J., Conclusions. In: Didier J., Barbarin B (eds) "Enclaves and granite petrology", Elsevier, Amsterdam (1991) 545–549.
- [25] Kumar S., Rino V., Pal A.B., "Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malanjkhanda granitoids, central India", *Gondwana Research*. 7(2004) 539–548.
- [26] El Desouky M., Feely M., Mohr P., "Diorite-granite magma mingling and mixing along the axis of the Galway Granite batholith, Ireland", *Journal of the Geological Society*. 153(1996) 361–374.
- [27] Elburg, M.A. "U–Pb ages and morphologies of zircon in microgranitoid enclaves and peraluminous host granites: evidence for magma mingling". *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 123 (1996) 177–189.
- [28] Perugini, D., Poli, G., Christofides, G., Eleftheriadis, G. "Magma mixing in the Sithonia Plutonic Complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves". *Mineralogy and Petrology* 78(2003) 173–200.
- [29] Vernon, R.H. "Crystallization and hybridism in microgranular enclave magmas: Microstructural Evidence". *Journal of Geophysical Research*. 95, 17(1990) 849–859.
- [30] Baxter, S., Feely M., "Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland", *Mineralogy and petrology*. 76(2002) 63–74.
- [31] Castro A., Moreno-Ventas I., De La Rosa J., "Microgranular enclave as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian belt, Spain", *Geological Journal* 25(1990) 391–404.
- [32] Bussy F., "The rapakivi texture of feldspars in the plutonic mixing environment: a dissolution-recrystallization process", *Geological journal* 25(1990) 319–324.

phenocrysts", *Geochimica et Cosmochim Acta* 53(1989) 1055–1066.

[50] Reid J. R., Evans O. C., Fates D. G., "*magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California*", *Earth and planetary Science Letter* 66 (1983) 243-261.

[51] Didier J., "*Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas*", *Geologische Rundschau*, 76 (1987) 41-50.

[52] Barbarin B., "*Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts*", *Lithos* 80 (2005) 155– 177.

[۵۳] طهماسبی ز، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی آستانه"، پایان نامه دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۷).

petrogenetic relation to rapakivi granites and associated mafic rocks of southeastern Finland", *Geological Society of Finland Bulletin* 67 (1995) (1b) 104.

[46] Frost T.P., Mahood G.A., "*Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada, California*", *Geological Society of America Bulletin* 99 (1987) 272-291.

[47] Sparks R.S.J., Marshal L., "*Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas*", *Journal of Volcanology and Geochemical Research* 29(1986) 99-124.

[48] Chen Y.D., Price R.C., White A. J. R., "*Inclusions in three S-type granites from southeastern Australian*", *Journal of Petrology* 30(1989) 1181–1218.

[49] Bacon C.R., "*Crystallization of accessory phases in magmas by local saturation adjacent to*