

پترولوژی، سال دوم، شماره ششم، تابستان ۱۳۹۰، صفحه ۳۱-۴۶  
تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۴/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۱۰/۰۷

## خصوصیات پتروگرافی و ژئوشیمیایی انکلاوهای منطقه آستانه (جنوب غرب اراک)

زهرا طهماسبی<sup>۱</sup>، محمود خلیلی<sup>۲\*</sup> و احمد احمدی خلجی<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

### چکیده

توده گرانودیوریتی آستانه، واقع در جنوب غرب اراک، حاوی انکلاوهای میکروگرانولار کروی و به‌ندرت بیضوی با ترکیب میکروگابرو تا میکروگرانودیوریت و داسیت است. قطر این انکلاوها از حدود چند میلی‌متر تا ۴۰ سانتی‌متر در تغییر است. اندازه کانی‌های تشکیل‌دهنده انکلاوها در قسمت خارجی، ریزتر از مرکز انکلاو است. دانه‌ریز بودن انکلاوها، حاکی از سرد شدن سریع مذاب سازنده آن در هنگام ورود به داخل ماگمای گرانیتوئیدی میزبان است. شواهد پتروگرافی، مانند: کوارتز چشمی، آپاتیت سوزنی، بیوتیت‌های تیغه چاقویی، بافت‌های پویی کلپتیک و آمفیبول پارگازیتی در انکلاوها، همگی بر اختلاط ماگمایی دلالت دارد. با توجه به غنی‌شدگی انکلاو از Cr، Ni، CO و HREE به‌نظر می‌رسد که انکلاوها گلبول‌هایی از ماگمای مافیک هستند که با ماگمای فلسیک اختلاط جزئی داشته‌اند.

واژه‌های کلیدی: آستانه، انکلاو، اختلاط جزئی، اختلاط ماگمایی کامل

### مقدمه

دیوریت، دیوریت و دیوریت کوارتزار حضور دارند که از نظر اختصاصات کانی‌شناسی و بافتی، شباهت‌ها و تفاوت‌هایی را با گرانیتوئیدهای میزبان نشان می‌دهند.

یکی از ویژگی‌های عمده در نوارهای کوهزایی مختلف، حضور انکلاوهای مافیک است (Vernon, 1983; Marshal and Sparks, 1986). از آن جایی که مطالعه انکلاوها در توده‌های گرانیتوئیدی می‌تواند

توده گرانیتوئیدی آستانه، واقع در غرب اراک، از لحاظ سنگ‌شناسی، عمدتاً از گرانودیوریت تشکیل شده است، ولی در برخی نواحی ترکیب آن به مونزوگرانیت متمایل می‌شود. مقادیر کمی دیوریت، کوارتزدیوریت نیز سنگ‌های اصلی را در حاشیه توده همراهی می‌کنند. در توده نفوذی مورد نظر انکلاوهای میکروگرانولار مافیک نسبتاً فراوان با ترکیب گابرو

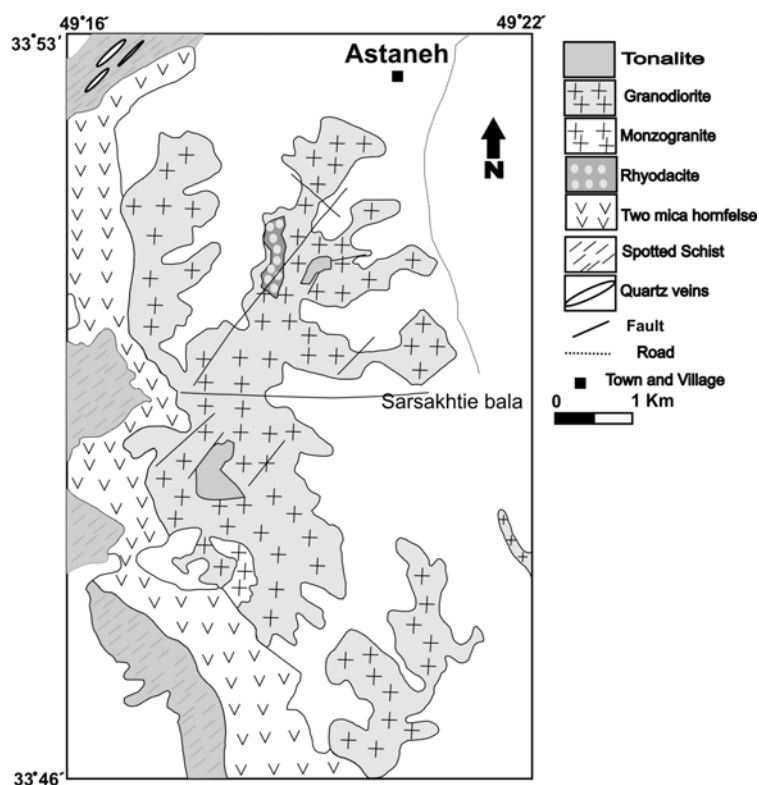
مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

### موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در غرب و جنوب‌غرب شهرستان اراک به عرض‌های جغرافیایی ۳۳° ۴۵ تا ۳۳° ۵۵ شمالی و طول جغرافیایی ۴۹° ۱۵ تا ۴۹° ۲۵ شرقی محدود شده است (شکل ۱). این منطقه پیکره دگرگونی را به خود اختصاص داده است و در آن توده گرانیتوئیدی آستانه با روند شمال غرب- جنوب شرق به طول ۳ کیلومتر و پهنای ۱۰ کیلومتر رخمون دارد.

اطلاعات مفیدی در مورد ژنز و ماهیت سنگ منشأ، چگونگی تحول و تکامل ماگمای مولد توده‌های نفوذی و بررسی احتمال وقوع اختلاط ماگمایی در اختیار پژوهشگران قرار دهد (Frost and Mahood, 1987; Holden *et al.*, 1987; Eberz and Nicholls, 1988).

در این نوشتار سعی شده است با کمک نتایج حاصل از مشاهده روابط صحرایی، خصوصیات پتروگرافی، ژئوشیمی انکلاوها و سنگ‌های گرانیتوئیدی میزبان، وجود یا عدم ارتباط ژنتیکی بین گرانودیوریت میزبان و انکلاوها، منشأ و چگونگی تشکیل انکلاوهای میکروگرانولار آستانه



شکل ۱- نقشه ساده شده‌ای از زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با اندکی تغییرات (سهنی و همکاران، ۱۳۸۵)

نازک تا ضخیم لایه هستند. جدیدترین نهشته‌های آن، آبرفت‌های عهد حاضر است. مهم‌ترین حادثه زمین‌شناسی که در پی آن توده گرانیتوئیدی آستانه شکل گرفته، در زمان مزوزوییک (ژوراسیک میانی) اتفاق افتاده است (Ahmadi-Khalaji *et al.*, 2007).

از نظر زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، جزیی از بخش شمال‌غربی نوار سندانج-سیرجان محسوب می‌شود. قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در این منطقه، که به تریاس متعلق‌اند، در جنوب منطقه رخمون دارند و شامل متاولکانیک‌ها با درون لایه‌هایی از مرم‌های

### روش انجام پژوهش

پس از نمونه برداری از انکلاوهای منطقه، تهیه مقاطع نازک و مطالعات پتروگرافی از آنها، ۱۱ نمونه برای آنالیز عناصر اصلی و کمیاب به روش‌های XRF و ICP-MS انتخاب شد. برای آنالیز عناصر اصلی ابتدا پودر و سپس قرص تهیه شد. عناصر کمیاب با استفاده از یک سری مراحل

اسیدشویی با اسید نیتریک و اسید کلریدریک و مقایسه با استانداردهای خاص عناصر مورد نظر به دست آمد. نتایج به دست آمده (جدول ۱) با استفاده از نرم افزارهای Corel و NEWPET پردازش و بر روی نمودارهای مختلف منتقل شدند. همه این آنالیزها در کشور اسپانیا (دانشگاه هلو) توسط نویسنده اول انجام گرفته است.

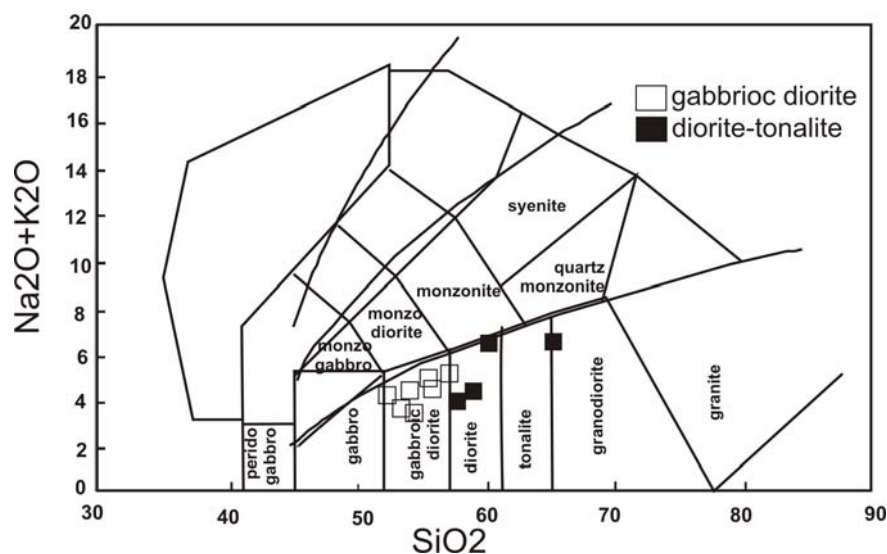
جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگ‌های مورد مطالعه

Sample No.	EK4	E25	EPa1	CESa4	ESa10	E17	E19	E28	E29
<b>(wt%)</b>									
SiO <sub>2</sub>	52.63	53.82	54.57	54.35	55.74	56.09	57.81	58.03	59.22
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.48	0.41	0.45	0.53	0.45	0.59	0.50	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.12	13.98	14.66	14.97	16.73	15.65	17.64	16.67	16.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	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 <sub>2</sub> O	2.75	2.91	2.84	2.92	3.02	2.72	2.60	2.85	3.10
K <sub>2</sub> O	1.37	1.32	1.27	1.69	1.69	1.68	1.95	1.77	1.96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	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
<b>(ppm)</b>									
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

## سنگ‌شناسی

ریوداسیت به صورت آپوفیز وجود دارد که انکلاوهای واقع در این سنگ‌های نیمه آتشفشانی، ترکیب داسیتی دارند. توده گرانیتوییدی آستانه دارای انکلاوهای متنوعی است؛ به طوری که انکلاوهای واقع در گرانودیوریت‌ها ترکیب گابرو دیوریت تا تونالیت-گرانودیوریت و انکلاوهای واقع در ریوداسیت‌ها، ترکیب داسیتی دارد (شکل ۲).

حجم اصلی توده گرانیتوییدی آستانه ترکیب گرانودیوریتی دارد و به صورت یک توده نفوذی چند شاخه‌ای و بدون کشیدگی و کوچک نمایان می‌شود (شکل ۱). علاوه بر گرانودیوریت در حاشیه توده کوارتز دیوریت-تونالیت نیز رخنمون دارد. درون این توده، یک سری سنگ‌های ساب ولکانیکی با ترکیب



شکل ۲- دیاگرام مجموع آلکالن - سیلیس (Middlemost, 1985) برای انکلاو موجود در سنگ‌های مورد مطالعه.

گرفتن ماگمای انکلاوها از یک ماگمای مافیک است.

## (۱) انکلاوهای گابرو دیوریتی:

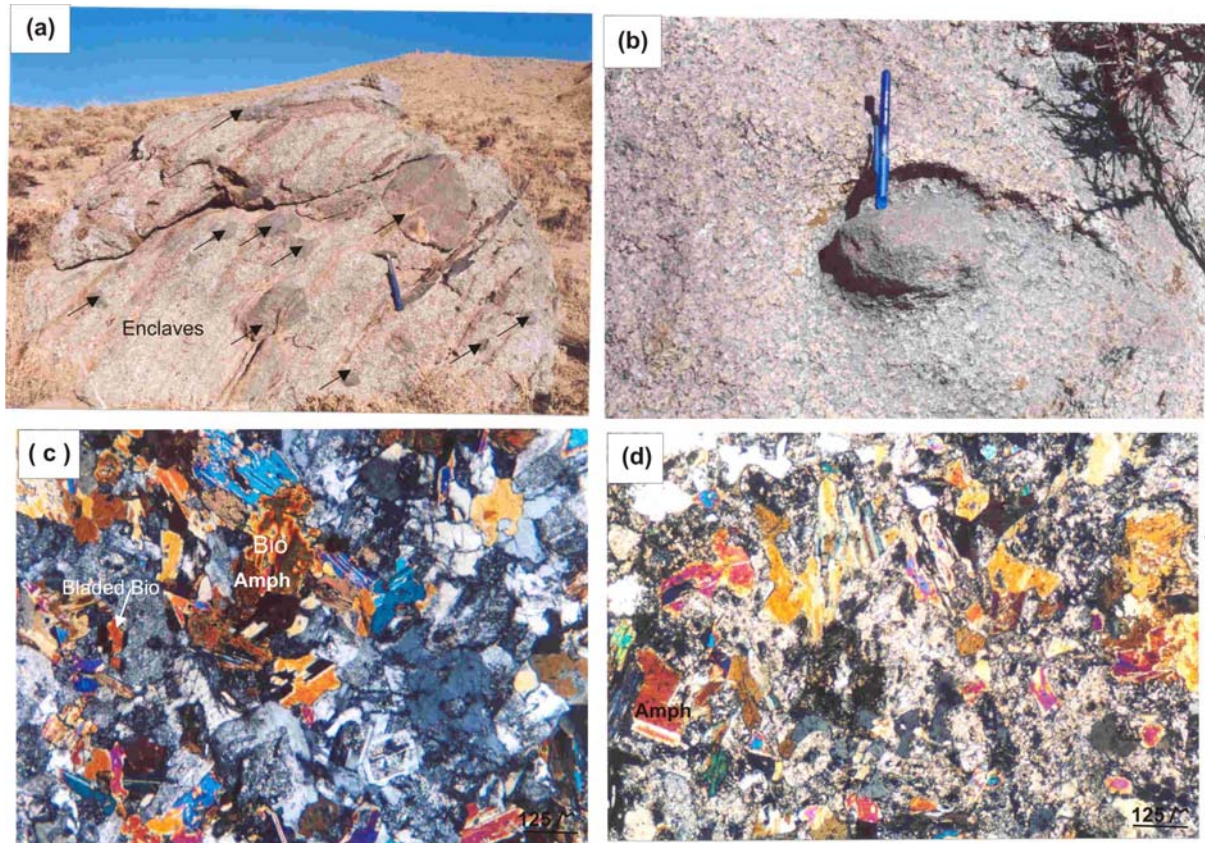
این سنگ‌ها در نمونه دستی غالباً به رنگ خاکستری هستند و به صورت مزوکراتی تا ملانوکراتی، دانه ریز تا دانه متوسط با بافت پورفیری دیده می‌شوند و ترکیب همگنی از کانی‌های ریز بلور آمفیبول، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آلکالی‌فلدسپار و کوارتز دارند. کانی‌های فرعی آن‌ها شامل آپاتیت و زیرکن است (شکل‌های ۳-۳ و ۳-۳). از ویژگی‌های بارز این سنگ‌ها، وجود بیوتیت به شکل تیغه چاقویی یا Bladed Biotite است. Hibbard (۱۹۹۱) معتقد است شکل طویل بیوتیت به علت

مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد انکلاوها بیشتر در فازهای مافیک‌تر (کوارتز دیوریت-تونالیت) و به خصوص در قسمت‌های حاشیه‌ای مشاهده می‌شوند و اندازه آن‌ها از چند سانتی‌متر تا چند دسی‌متر متغیر است و شکل آن‌ها از حالت تقریباً زاویه‌دار تا کاملاً گرد شده تغییر می‌کند، ولی به طور کلی اشکال تقریباً بیضوی غلبه دارند (شکل‌های ۳-۳ a و ۳-۳ b).

در اینجا به اختصار این تنوع سنگی را معرفی می‌کنیم. روند عادی سنگ‌های آنالیز شده از گابرو-دیوریت به سمت تونالیت-گرانودیوریت بیانگر نشات

شده در ماگمای فلسیک بالا باشد، هنگام اختلاط ماگمای فلسیک با ماگمای بازیک بلورهای اولیه باعث ممانعت فیزیکی در ماگمای مافیک می‌شوند و همین امر از رشد ورقه‌ای بیوتیت جلوگیری می‌کند.

ممانعت فیزیکی و یا رشد سریع آن در یک محیط ماگمایی مافیک است که این شرایط فیزیکی باعث رشد غیر معمول و طولیل بیوتیت و مانع رشد ورقه‌ای معمول آن می‌شود؛ به طوری که اگر چگالی بلورهای اول متبلور



شکل ۳- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از انکلاوهای میکروگابرویی: (a) و (b) تصاویر صحرایی، (c) تجمع آمفیبول، بیوتیت تیغه چاقویی، (d) تجمع دانه ریز از پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت

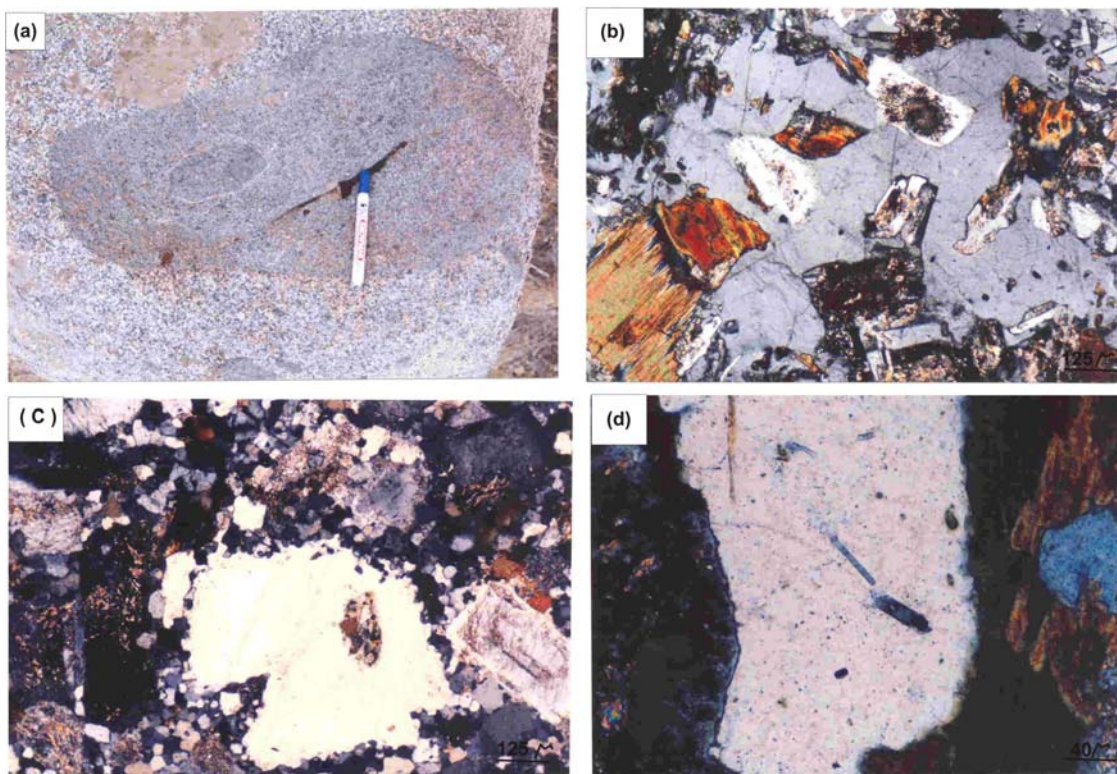
## (۲) انکلاوهای دیوریت - تونالیتی:

این سنگ‌ها غالباً در نمونه دستی به صورت خاکستری روشن دیده می‌شوند. در رخنمون سطح زمین این انکلاوها به صورت مزدوج (دوتایی، انکلاو درون انکلاو دیگر) دیده می‌شوند (شکل ۴- a). خصوصیات میکروسکوپی نشان می‌دهد ترکیب غالب این انکلاوها، پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت است که در زمینه‌ای از آلکالی‌فلدسپار و کوارتز پراکنده‌اند و بافت پویی کلیتیک

را به وجود می‌آورند (شکل‌های ۴- b). این بافت معمولاً شامل زمینه‌ای از کوارتز و آلکالی‌فلدسپار درشت است که بلورهای اولیه پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت را محاط می‌کند. این بافت ممکن است به دو صورت دیده شود: (۱) رشد فنوکریست‌های کوارتز و آلکالی‌فلدسپار در طول تبلور بلورهای محاط شده اولیه رخ می‌دهد یعنی تاریخ تبلور هم‌زمانی دارند و در این حالت بلورهایی که اول تشکیل شده‌اند، جهت‌یابی منظمی دارند؛

ماگما (magma mingling) و بدون اختلاط کامل شیمیایی و حرارتی است، صورت می‌گیرد. به‌علت ناپایداری کوارتز در ماگمای حد واسط 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 به این ترتیب تجمعاتی از کانی‌های ریز بلور بازیگ در اطراف بلور کوارتز متبلور می‌شود (Baxter and Feely, 1990; Hibbard, 1991; Vernon, 1991). همچنین Johannes و Holtz (۱۹۹۶) معتقدند که کوارتزهای چشمی درشت بلور نمی‌توانند از یک ماگمای مافیک، آن هم در مراحل اولیه متبلور شوند. Hibbard (۱۹۹۱) نیز نشان می‌دهد زمانی که ماگمای مافیک تزریق می‌شود، کوارتزهای چشمی از ماگمای فلسیک متبلور شده‌اند. لذا این کوارتزها فقط انتقال مکانیکی می‌یابند.

(۲) تبلور مذاب‌های آلکالی‌فلدسپار و کوارتز بعد از بلورهای محاط شده رخ می‌دهد. در این حالت، جهت‌یابی بلورهای اول متبلور شده کاملاً اتفاقی خواهد بود. با توجه به نبود جهت‌یابی کانی‌های محاط شده (شکل ۴- b) به‌نظر می‌رسد نظریه دوم مورد پذیرش باشد. ترکیب سنگ‌شناسی این انکلاوها از میکروتونالیت تا میکروگرانودیوریت متغیر است. آمفیبول به‌صورت بلورهای خودشکل منیزیهورنبلند و تجمع بلورهای اکتینولیت در بعضی از مقاطع دیده می‌شود (طهماسبی و همکاران، ۱۳۸۸). کوارتز به‌صورت چشمی با حاشیه‌های فلسیک یا مافیک دیده می‌شود (شکل ۴- c). Bussy و Ayrton (۱۹۹۰) علت تشکیل کوارتز چشمی یا اسلی را ناشی از انتقال مکانیکی زینوکریستال‌های کوارتز از یک سیستم اسیدی به ماگمای بازیگ می‌دانند که در طی اختلاط ناکامل دو



شکل ۴- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از انکلاوهای میکروگرانودیوریتی: (a) تصویر صحرایی از انکلاو مزدوج، (b) بافت پوی کلیتیک آلکالی‌فلدسپار، (c) کوارتز اسلی، (d) آپاتیت سوزنی در آلکالی‌فلدسپار

وجود دارند. در نمونه دستی این سنگ‌ها دارای بلورهای سوزنی آمفیبول و فنوکریست‌هایی از بلورهای فلدسپار در زمینه دانه‌ریز هستند.

مطالعه میکروسکوپی و آنالیزهای میکروپروب نشان می‌دهد مجموعه کانی‌شناسی آنها شامل آمفیبول‌های سوزنی با ترکیب پارگازیت، بیوتیت و پلاژیوکلاز است. پلاژیوکلاز به دو صورت ریز بلور در زمینه سنگ و فنوکریست با  $An_{86-92}$  دیده می‌شود (طهماسبی و همکاران، ۱۳۸۷؛ Tahmasbi et al., 2009). آپاتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی در این سنگ هاست که به صورت انکلوزیون در بیوتیت و پلاژیوکلاز متبلور می‌شود. وجود آمفیبول‌های پارگازیتی به صورت فنوکریست و همچنین دو نوع فلدسپار با  $An_{30}$  در زمینه و پلاژیوکلاز با  $An_{86-92}$  به صورت فنوکریست در انکلاوهای داسیتی دلالت بر دو نسل پلاژیوکلاز و در نهایت اختلاط دو ماگماست.

### ژئوشیمی

مطابق نتایج به دست آمده از آنالیزها، انکلاوهای مورد مطالعه طیف وسیعی از  $SiO_2$  (۶۵-۵۲ درصد وزنی) را نشان می‌دهند. همچنین، تغییرات عناصر اصلی در مقابل  $SiO_2$  نشان می‌دهد (شکل ۵) که با افزایش  $SiO_2$  مقدار اکسیدهای  $CaO$ ،  $TiO_2$ ،  $MnO$ ،  $MgO$  و  $Fe_2O_3$  کاهش می‌یابد. کاهش اکسیدهای  $TiO_2$ ،  $MnO$ ،  $MgO$  و  $Fe_2O_3$  می‌تواند به علت جایگیری آنها در ساختار کانی‌های فرومنیزین (آمفیبول و بیوتیت) مراحل اولیه تبلور تفریقی ماگما باشد و کاهش اکسیدهای  $CaO$  و  $Al_2O_3$  نیز به خاطر تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت بیشتر در انکلاوهای مافیک‌تر (گابرو دیوریتی) به سمت آلپیت بیشتر (انکلاوهای گرانودیوریتی) در طی مراحل نهایی تبلور باشد. تغییرات

بر اساس نظریه Vernon (۱۹۹۰)، Barbarin و Didier (۱۹۹۲) در رویارویی دو ماگما با همدیگر سه فرایند صورت می‌گیرد: حرارتی، مکانیکی و شیمیایی. شکل‌ها و بافت‌های متنوع یک انکلاو به درجات مختلف این سه واکنش بستگی دارد.

اختلاط جزئی یا Mingling زمانی رخ می‌دهد که واکنش مکانیکی فرایند غالب در سنگ باشد (Baxter and Feely, 2002). واکنش شیمیایی و حرارتی در درجات بعدی اهمیت قرار دارند. لذا تبلور کوارتز چشمی نشان‌دهنده انتقال مکانیکی کوارتز از ماگمای فلسیک به ماگمای مافیک (انکلاو) است و دلالت بر اختلاط جزئی و ناکامل ماگما دارد.

کلینوپیروکسن در این انکلاوها دیده نشد. فقدان کلینوپیروکسن در انکلاوهای دیوریتی ناشی از میدان پایداری آمفیبول و پلاژیوکلاز است که مانع از رشد هسته‌های کلینوپیروکسن می‌شود (Blundy and Spark, 1992).

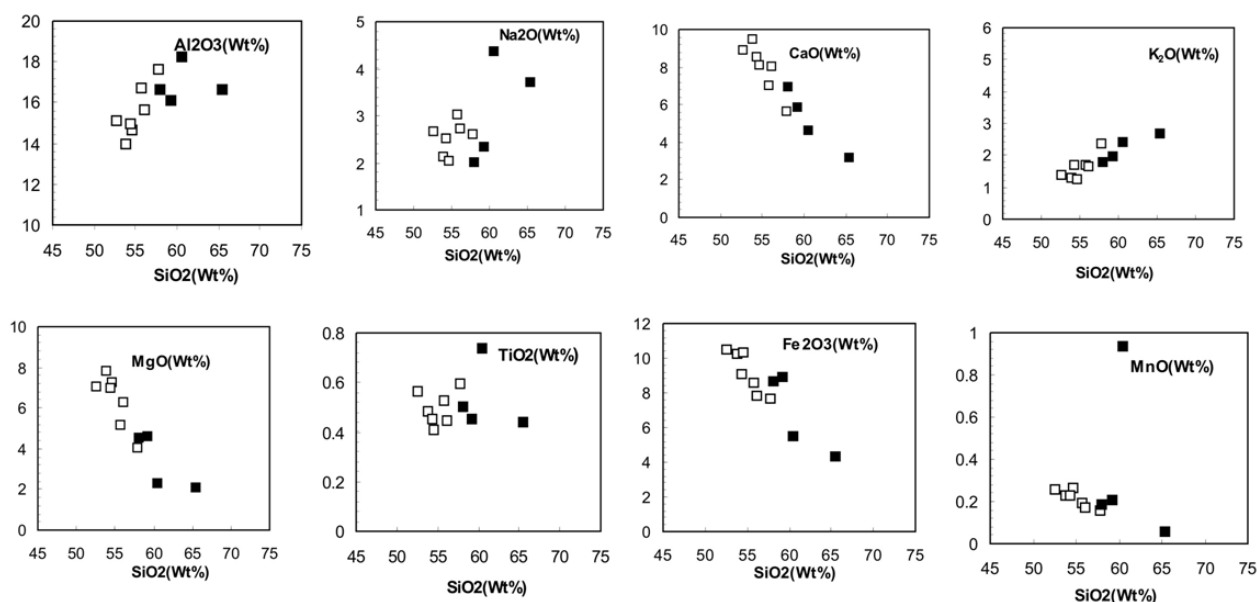
کانی‌های فرعی این انکلاوها آپاتیت و زیرکن است که به صورت کشیده و سوزنی در سایر کانی‌ها، مانند: کوارتز، آلکالی فلدسپار و بیوتیت متبلور می‌شود. در مورد رشد آپاتیت سوزنی نظریات متعددی وجود دارد. Read و همکاران (۱۹۸۳) معتقدند آپاتیت سوزنی در انکلاوها ناشی از رشد سریع ماگماست، در حالی که Didier (۱۹۸۷) اعتقاد دارد علت شکل سوزنی آپاتیت اختلاط دو ماگمای مافیک و فلسیک است. تجارب آزمایشگاهی Wyllie و همکاران (۱۹۶۲) نیز بیانگر آن است که بلورهای سوزنی شکل آپاتیت بر اثر واکنش‌های سریع انجماد، متبلور شده‌اند.

### (۳) انکلاوهای داسیتی:

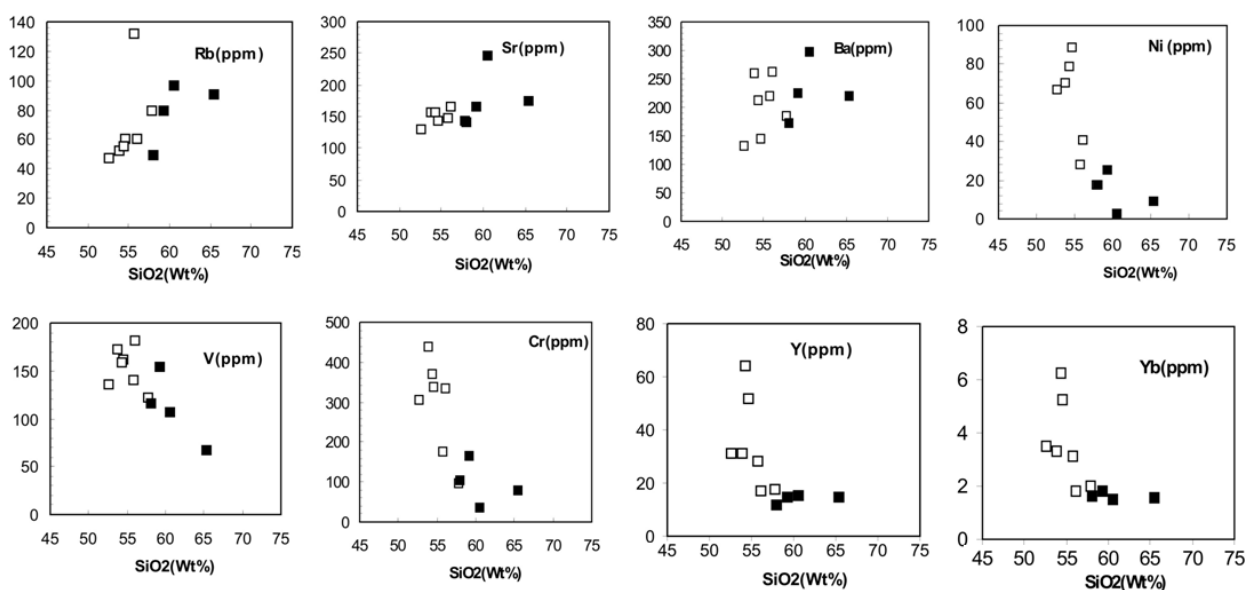
انکلاوهای داسیتی صرفاً در سنگ‌های ریوداسیتی

در حالی که مقدار Ba، Rb و Nb روندی افزایشی نشان می‌دهد. عناصر Ta، Hf، Zr، Yb، Nd، Ga و Ce روند خاصی را نشان نمی‌دهند. این تغییر روندها را می‌توان به فرآیندهای تفریق بلوری نسبت داد و پراکندگی عناصر اصلی و کمیاب در نمودارها را می‌توان ناشی از آلیش ماگمایی در نظر گرفت (Zorpi *et al.*, 1991).

اکسیدهای  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  روندی افزایشی نشان می‌دهند، زیرا با پیشرفت تفریق، مقدار آن‌ها در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد تا در نهایت وارد ساختمان فلدسپارها می‌شوند. در شکل ۶ تغییرات عناصر کمیاب در مقابل  $\text{SiO}_2$  نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، با افزایش  $\text{SiO}_2$  مقدار Cr، V، Ni، Y و Sr کاهش می‌یابد.



شکل ۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل  $\text{SiO}_2$  (نمادها مانند شکل ۲ هستند).



شکل ۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل  $\text{SiO}_2$  (نمادها مانند شکل ۲ هستند)



همچنین Nardi و همکاران، (۲۰۰۲) معتقدند این حالت در نمونه‌های با هیبریداسیون بیشتر رخ می‌دهد. در نمونه انکلاو داسیتی (شکل ۷) روند کاملاً مسطح عناصر نادر خاکی انکلاو نسبت به ریوداسیت میزبان (انکلاو داسیتی واقع در ریوداسیت) نشان‌دهنده حداقل هیبریداسیون و اختلاط ماگمای داسیتی و ریوداسیتی است. خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های ریوداسیتی نشان می‌دهد که ترکیب عناصر اصلی این سنگ‌ها کاملاً با گرانودیوریت‌های آستانه مشابه است و تنها تفاوت غنی‌شدگی بیشتر این سنگ‌ها از عناصر HREE است (طهماسبی، ۱۳۸۸).

همچنین، انکلاوهای واقع در این سنگ‌ها دارای آمفیبول‌های فشار بالای پارگازیت هستند که نشان‌دهنده این است که ماگمای این انکلاوها گلبول‌هایی از ماگمای مافیک واقع در اعماق زیاد است که بدون تغییر ترکیب شیمیایی زیاد به سطح زمین رسیده است (طهماسبی و همکاران، ۱۳۸۸). Green (۱۹۹۵) در مورد نمونه‌های با این ویژگی اظهار می‌دارد که به‌علت سریع سرد شدن ماگمای انکلاوهای داسیتی در یک محیط ولکانیک یا ساب‌ولکانیک (با توجه به آمفیبول‌های سوزنی پارگازیت و فنوکریستال‌هایی از پلاژیوکلاز با  $An_{85-92}$ ، با پلاژیوکلاز  $An_{35-40}$  در زمینه سنگ) احتمال هیبریداسیون دو ماگما بسیار کم است و به‌نظر می‌رسد ماگمای انکلاو داسیتی یک ماگمای کاملاً مستقل باشد.

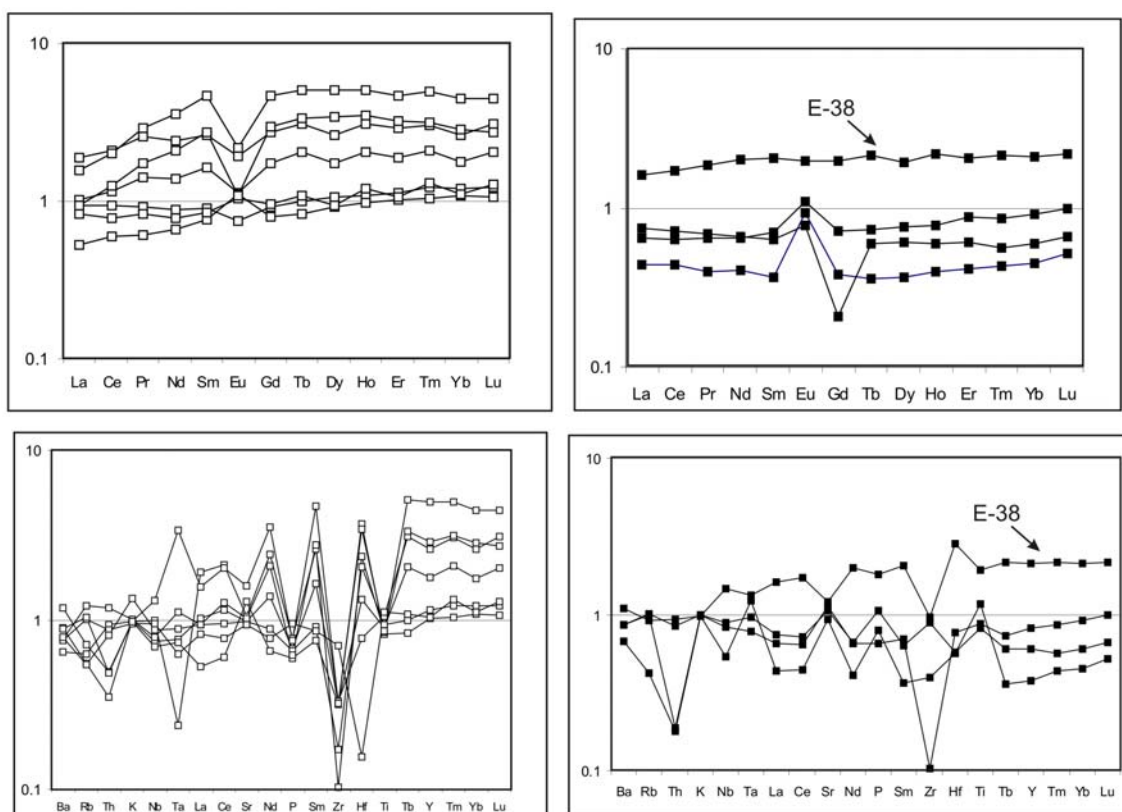
بالا تر بودن میزان P در انکلاوهای دیوریتی نسبت به گابرویی به‌علت بالاتر بودن مگاکریستال‌های فلدسپار پتاسیک و کوارتز حاوی آپاتیت سوزنی است که این امر با شواهد پتروگرافی تایید می‌شود.

میزان بالای Yb و Y (شکل ۶) در انکلاوهای گابرو دیوریتی ناشی از فراوانی مدال آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های فرعی اسفن و آپاتیت است که به‌طور ترجیحی پذیرای این دو عنصر هستند (Orsini *et al.*, 1991). به عقیده Sparks و همکاران (۱۹۷۷) در پی تزریق ماگمای حد واسط و ورود کانی‌های مافیک گلبول‌مانند از قبل متبلور شده به بخش تحتانی یک مخزن ماگمای گرانیتوئیدی، تعادل حرارتی مخزن به‌هم خورده، فرآیند انتشار نقش مؤثری در تغییر ترکیب شیمیایی ماگما بازی می‌کند؛ به‌طوری که انکلاوهای مافیک‌تر نسبت به فلسیک‌تر از عناصری مانند Y، Yb و HREE غنی‌تر (جدول ۱) و از عناصر Ba و Rb تا حدودی تهی‌تر می‌شوند (Tindle, 1991).

گرانودیوریت آستانه با دارا بودن خصوصیت ژئوشیمیایی متاآلومین (A/CNK کمتر از ۱/۱)، تیپ I و کالک‌آلکان دارای ترکیبات مافیک تا حدواسطی از جنس گابرودیوریت تا دیوریت است که این اعضای مافیک به‌صورت انکلاو در گرانودیوریت‌های آستانه دیده می‌شوند (طهماسبی، ۱۳۸۸).

به‌منظور بررسی تأثیر روابط هیبریداسیون بر روی انکلاوهای منطقه مورد مطالعه، دیاگرام عادی‌شده عناصر کمیاب و نادر خاکی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک نسبت به گرانودیوریت میزبان آن‌ها در شکل ۷ نشان داده شده است.

بر اساس نظریه Nardi و همکاران (۲۰۰۰)، آنومالی مثبت Eu در انکلاو نسبت به گرانودیوریت میزبان به‌علت بالاتر بودن پلاژیوکلاز در انکلاو و هیبریداسیون کمتر انکلاو است. اکثر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه شکل مسطح REE دارند که این امر به‌علت از بین رفتن تأثیر فلدسپار است.



شکل ۷- الگوهای REEs و کمیاب عادی شده به گرانودیوریت میزبان (نمادها مانند شکل ۲ هستند).

## بحث

(ب) جدایش ماگما که ناشی از تجمع کانی‌های مافیک در ضمن تبلور و بالا آمدن مذاب روی می‌دهد (Barbarin and Didier, 1991, 1991; Sparks and Blundy, 1992)

(پ) اختلاط ماگمایی به‌طور کامل (Mixing) و یا به‌طور جزئی (Mingling) که باعث تجمع قطعات حباب ماندی از ماگمای مافیک سرد شده در ماگمای فلسیک می‌شود (Ebrez and Nicholls, 1988; Poli and Tommasini, 1991; Dorais et al., 1990).

به عقیده Vernon (۱۹۹۱) وجود بلورهای شکل‌دار فازهای مافیک و پلاژیوکلاز، بافت پورفیروئید، زونینگ پلاژیوکلازها، دانه ریز بودن انکلاو نسبت به سنگ میزبان (شکل‌های ۳- c و ۳- d) بافت پویی کلیتیک آلکالی‌فلدسپار یا پلاژیوکلاز (شکل ۴- b) تجمع آمفیبول یا زینوکریست‌های کوارتز (به‌صورت تجمعی از

مطالعات اخیر نشان می‌دهد که انکلاوها به‌طور کلی به دو دسته تقسیم می‌شوند:

- (۱) رستیت: بقایای ذوب‌نشده حاصل از آناتکسی سنگ‌های پوسته‌ای؛
- (۲) ماگمایی (Chen et al., 1991; Chappelle et al., 1983)

بر اساس نظریه Vernon (۱۹۸۳)، Chappelle و همکاران (۱۹۸۷)، انکلاوهای با منشأ رستیت در انکلاوهای بیوتیتی واقع گرانیت‌های تیپ S دیده می‌شود. انکلاوهای ماگمایی، شامل:

- (الف) زینولیت‌هایی که بخشی از قطعات از سنگ‌های دیواره است که در طول بالا آمدن توسط ماگما به دام می‌افتند (Tindle and pearce, 1983; Maury and Didier, 1991)

ماگمای حدواسط - بازیک با دمای بالا به درون ماگمای اسیدی نسبتاً سردتر نفوذ کرده است و با از دست دادن دما به انکلاو تبدیل شده و در برابر مذاب پیرامون خود نفوذ ناپذیر باقی مانده است (Vernon, 1984; Stephens *et al.*, 1991).

در منطقه مورد مطالعه در تمامی انکلاوهایی که مقطع نازک گرفته شد، هیچ‌گونه شاهدهی از دگرگونی و تجمع کانی‌های دیرگداز به‌صورت انکلاو دیده نشد. فقط بر روی ریوداسیت‌های واقع در مرز با گرانودیوریت‌ها جمعی از کانی‌های بیوتیت، آندالوزیت، اسپینل و حتی کروندوم به‌صورت زینولیت (تجمعی از کانی‌های دیرگداز غنی از آلومینیم و سیلیس که از ذوب سنگ‌های متاپلیتی میزبان در حاشیه توده به‌وجود آمده است) مشاهده شد که شاید بتوان این دسته از تجمع کانی‌های دیرگداز را در زمره دسته اول انکلاوها شمرد. اکثریت انکلاوهای منطقه جزو گروه دوم و سوم هستند. البته، شایان ذکر است که گروه چهارم انکلاوها در منطقه به‌صورت محدود دیده شد. تجمع کانی‌های مافیک، مانند: آمفیبول و بیوتیت در انکلاوهای میکرودیوریتی دیده می‌شود. بر اساس نظریه Kadioğlu و Güleç (۱۹۹۹) این انکلاوها تک‌کانیایی هستند و این تجمع کانیاپی به‌صورت بافت گلومروپورفیری دیده می‌شود که این امر به‌علت جدایش ماگما رخ می‌دهد.

شواهد بافتی در انکلاوهای میکروگرانولار، از قبیل: فلدسپارهای پتاسیک پویی‌کلیتی، کوارتز چشمی محاط شده به‌وسیله کانی‌های مافیک یا فلسیک، بلورهای پلاژیوکلاز کوچک مجزای در پلاژیوکلازهای بزرگ و آپاتیت سوزنی همگی دال بر اختلاط ماگمای میزبان فلسیک و مافیک (انکلاو) هستند.

بر اساس مطالعات زمین‌شناسی، پتروگرافی و با توجه به حجم بسیار بالای گرانودیوریت آستانه در مقابل

کوارتزهای با حاشیه مضرس)، شکل کشیده برخی از بلورها مانند آپاتیت و یا بیوتیت همگی شواهدی هستند (شکل‌های ۳- c و ۴- d) که دلالت بر منشأ ماگمایی انکلاوها دارند (Liankum, 2004; Vernon, 1991). تمایز نوع انکلاو صرفاً به انواع فوق و منحصر به یک عامل از عوامل فوق مشکل و تقریباً غیر ممکن است. برای مثال، در اکثر موارد جدایش با اختلاط ماگمایی هر دو با هم رخ می‌دهند. این امر در مورد انکلاوهای دوتایی (انکلاو درون انکلاو) مشهودتر است. تشخیص اینکه جدایش عامل تشکیل انکلاوهای دوتایی است، یا اختلاط دو ماگما، در این نوع انکلاوها مشکل است. با توجه به شکل ۴- a، تشخیص عامل تشکیل انکلاو مزدوج (دوتایی) امکان‌پذیر نیست (Waight *et al.*, 2001).

معمول‌ترین انکلاوها در منطقه مورد مطالعه، شامل سنگ‌های با بافت میکروگرانولار مافیک است که ترکیب این گونه انکلاوها عمدتاً میکرو گابرو- میکروکوارتز دیوریت است. دانه ریز بودن انکلاوها به‌عنوان شاهدهی از سرد شدن سریع مذاب سازنده آن‌ها در مقایسه با ماگمای گرانیتیویدی میزبان تفسیر می‌شود (Donaire *et al.*, 2005) به عقیده Vernon (۱۹۸۳) ورود حباب‌های ماگمایی حد واسط دمای بالاتر به درون ماگمای فلسیک سردتر، باعث تسریع تبلور ماگمای حد واسط، افزایش میزان هسته‌سازی و به دنبال آن تشکیل بافت میکروگرانولار می‌شود. همین امر باعث می‌شود که با نزدیک شدن به محل همبری انکلاو- سنگ میزبان، به‌علت افزایش سرعت سردشدگی، اندازه بلورها نسبت به مرکز انکلاو، کوچک‌تر باشد (Kumar, 1995).

به‌نظر می‌رسد فرضیه ورود مذاب دیوریتی (ترکیب معمول انکلاو) به مخزن ماگمای سازنده گرانودیوریت‌ها محتمل‌ترین منشأ برای انکلاو باشد؛ به این صورت که

گابرویی، دیوریتی و دیوریت کوارتزار است. انکلاوها عمدتاً کروی بوده، اندازه آن‌ها از چند میلی‌متر تا ۴۰ سانتی‌متر متغیر است. مرز آن‌ها با گرانودیوریت‌های میزبان در مقیاس نمونه دستی غالباً مشخص است. وجود بافت میکروگرانولار مافیک، فنوکریست‌های خود شکل و یا زونینگ‌دار پلاژیوکلاز در داخل انکلاوها دلیلی بر منشأ ماگمایی آن‌هاست. شواهدی از قبیل حضور مگاکریست‌های فلدسپار پتاسیم که حاوی انکلوزیون‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های فرعی دیگر هستند؛ کوارتز اصلی که کانی‌های دما بالای ریز بلور پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول به‌طور زونه در حاشیه آن‌ها قرار گرفته‌اند؛ بافت پوی کیلیتیک کوارتز و فلدسپار پتاسیم، تجمعات مافیک متشکل از آمفیبول، بیوتیت، اسفن؛ آپاتیت سوزنی؛ همگی دلالت بر فرآیند آمیختگی ماگمایی دارند. بر اساس شواهدی چون، غنی‌شدگی انکلاوها از عناصر HREE نسبت به LREE در الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی نرمالیز شده، غنی بودن از عناصر HREE، Ni، Cr و Co نسبت به گرانودیوریت میزبان، می‌توان پذیرفت که ماگمای سازنده انکلاوها، گلبول‌هایی از ماگمای مافیک هستند که با توجه به حجم نسبتاً کم آن‌ها در مقایسه با ماگمای حجیم گرانودیوریتی میزبان و به‌علت تفاوت‌های فیزیکی و شیمیایی قابل توجه نتوانسته‌اند به‌طور کامل با یکدیگر اختلاط پیدا کنند و از این رو، کانی‌های کم حجم مافیک به شکل حباب‌هایی درون ماگمای اصلی فلسیک پراکنده شده است.

انکلاوهای مافیک، به‌نظر می‌رسد که بر اثر اختلاط ماگمای اسیدی با ماگمای مافیک، انکلاوها به‌صورت گلبول و یا قطراتی درون ماگمای فلسیک پراکنده شوند. به عقیده Barbarin (۲۰۰۵) در صورتی که ماگمای مافیک و حد واسط قبل از تبلور ماگمای فلسیک به درون آن نفوذ کند، اختلاط ماگمایی صورت می‌گیرد، در حالی که اگر بعد از تبلور بخشی ماگمای فلسیک با آن مواجه شود، به‌علت افزایش ویسکوزیته ماگمای میزبان، به شکل حباب‌هایی درون آن پراکنده می‌شود. روابط ژئوشیمیایی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک با گرانودیوریت میزبان و دیاگرام عادی شده این انکلاوها نسبت به گرانودیوریت میزبان آنها، نشان می‌دهد که گرانودیوریت‌های میزبان محصول ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی ماگمای بازیگ است و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک گابرویی و دیوریتی گلبول‌ها یا قطراتی از ماگمای بازیگ هستند که در ماگمای اسیدی (وجود گرانودیوریت اسیدی میزبان انکلاو، شکل ۳- b) به دام افتاده‌اند.

### نتیجه گیری

مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و بررسی اختصاصات شیمیایی کانی‌های تشکیل‌دهنده انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و توده گرانیتویدی میزبان آن‌ها در منطقه آستانه، بر شواهدی دلالت می‌کند که حاکی از آمیختگی ماگمایی است. در این منطقه، توده گرانیتویدی آستانه با ترکیب گرانودیوریت و مونزوگرانیت، میزبان انکلاوهای میکروگرانولار مافیک

### منابع

سهنندی، م.، رادفر، ج.، حسینی‌دوست، س. ج. و محجل، م. (۱۳۸۵) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند، برگ شماره ۵۸۵۷. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

طهماسبی، ز. (۱۳۸۸) پتروولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوییدی آستانه. پایان نامه دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.

طهماسبی، ز. خلیلی، م.، احمدی خلجی، ا. و مکی زاده، م. ع. (۱۳۸۸) مقایسه انواع آمفیبول و ژئوترموبارومتری توده نفوذی آستانه (زون سندانج سیرجان). مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران ۱۷(۲): ۲۷۹-۲۹۰.

Ahmadi-Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M. V. and Rahimpour-Bonab, H. (2007) Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 29: 859-877.

Barbarin, B. (2005) 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: 155-177.

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* 83: 145-153.

Baxter, S. and Feely, M. (2002) Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and Petrology* 76: 63-74.

Blundy, J. D. and Sparks, R. S. J. (1992) Petrogenesis of mafic inclusions in granitic rocks of the Adamello massif, Italy. *Journal of Petrology* 33: 1039-1104.

Bussy, F. and Ayrton, S. (1990) Quartz textures in dioritic rocks of hybrid origin. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 70: 223-235.

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

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

Chen, Y., Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1991) Mafic enclaves of some of I-type granites of the Paleozoic Lachlan Fold belt, southeastern Australia. In: J. Didier and B. Barbarin (Eds): *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier Science Publishers, New York 113-124.

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

Didier, J. and Barbarin, B. (1991) *Enclaves and granite petrology*. Elsevier Science.

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* 149: 247-265.

Dorais, J. M., Whitney, J. A. and Roden, M. F. (1990) Origin of mafic enclaves in the Dineky Creek Pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Petrology* 34: 853-880.

Eberz, G. W., and Nicholls, I. A. (1988) Microgranitoids enclave from the Swift Creek Pluton SE-Australia: Textural and physical constraints on the nature of magma mingling processes in the plutonic environments. *Geologische Rundschau* 77: 713-736.

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* 99: 272-291.

- Green, T. H. (1995) Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology* 120: 347-359.
- Hibbard, M. J. (1991) Textural anatomy of twelve magma-mixed granitic systems. In: J. Didier, and B. Barbarin (Eds): *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier Science, Amsterdam.
- Hibbard, M. J. (1995) *Petrography to Petrogenesis*. Prentice- Hall.
- Holden, P., Halliday, A. N. and Stephens, W. E. (1987) Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. *Nature* 330: 53-56.
- Johannes, W. and Holtz, F. (1996) *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Springer, New York.
- Kadioğlu, Y. K. and Güleç, N. (1999) Types and genesis of the enclaves in Central Anatolian granitoids. *Geological Journal* 34: 243-256.
- Liankun, S. and Kuirong, Y. (1991) A two-stage crust-mantle interaction model for mafic microgranular enclaves in the Doning granodiorite Pluton, Guangxi, China. In: J. Didier and B. Barbarin (Eds): *Enclaves and granite petrology*. Elsevier Science, Amsterdam.
- Maury, R. and Didier, J. (1991) Xenoliths and the role of assimilation. In: J. Didier and B. Barbarin (Eds): *Enclaves and granite petrology*. Elsevier Science, New York.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology* Longman Groupuk, 73-87.
- Nardi, L. V. S. and Lima, E. F. (2000) Hybridisation of mafic microgranular enclaves in Lavras granite Complex, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 67-78.
- Orsini, J.B., Cocirta, C. and Zorpi, M.J. (1991) Genesis of mafic microgranular enclaves through differentiation of basic magmas, mingling and chemical exchanges with their host granitoid magmas. In: J. Didier and B. Barbarin (Eds): *Enclaves and granite petrology*. Elsevier Science, Amsterdam.
- Poli, G. E. and Tommasini, S. (1991) Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids. *Journal of Petrology* 32: 657-666.
- Reid, J. R., Evans, O. C. and Fates, D. G. (1983) magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth and Planetary Science Letters* 66: 243-261.
- Sparks, R. S. J. and Marshal, L. (1986) Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geochemical Research* 29: 99-124.
- Sparks, R. S. J., Sigurdsson H. and Wilson L. (1977) Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature* 267: 315-318.
- Stephens, W. E., Holden P. and Henny P. J. (1991) Microdioritic enclaves within the Scottish Caledonian granitoids and their significance for crustal magmatism. In: J. Didier and B. Barbarin (Eds): *Enclaves and granite petrology*. Elsevier Science, Amsterdam.
- Thamasbi, Z., Castro, A., Khalili, M. and Ahmadi A. (2008) Petrography and geochemistry characteristic of enclaves in the Astaneh pluton (Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran). *Journal of Applied Sciences* 8: 4251-4262.
- Thamasbi, Z., Khalili, M. and Ahmadi, A. (2009) Thermobarometry of the Astaneh pluton and its related subvolcanic rocks (Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran). *Journal of Applied of Sciences* 9: 874-882.
- Tindle, A. G. (1991) Trace element behaviour in microgranular enclaves from granitic rocks. In: J. Didier and B. Barbarin (Eds): *Enclaves and granite petrology*. Elsevier Science, Amsterdam.
- Tindle, A. G. and Pearce, J. A. (1983) Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of auloliths and xenoliths. *Lithos* 16: 185-202.

- Vernon, R. H. (1984) microgranitoid enclaves in granite-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature* 309: 438-439.
- Vernon, R. H. (1990) Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: Microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research* 95(17): 849-859.
- Vernon, R. H. (1991) Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: J. Didier and B. Barbarin (Eds): *Enclaves and granite petrology*. Elsevier Science, Amsterdam
- Vernon, R. H. and Restite, H. (1983) Xenoliths and microgranitoid enclave in granites. *Journal and Proceeding of the Royal Society of New South Wales* 116: 77-103.
- Vernon, R.H. (2004) *A practical guide to Rock Microstructural*. Cambridge.
- Waight, T. E., Maas, R. and Nichholls, I. A. (2001) Geochemical investigations of microgranitoids enclaves in the S-type Cowra Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia. *Lithos* 56: 165-186.
- Wyllie, P. J., Cox, K. G. and Biggar, G. M. (1962) The habite of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Journal of Petrology* 3: 238-243.
- Zorpi, M. J., Coulon, C. and Orisini, J. B. (1991) Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids - a case study northern Sardina, Italy. In: A, Peccerillo (Ed.): *Geochemistry of granitoid rocks*. *Chemical Geology* 92: 42-86.

## **Petrographical and geochemical characteristics of enclaves in Astaneh area (Southwest of Arak)**

**Zara Tahmasbi \*<sup>1</sup>, Mahmoud Khalili <sup>2</sup> and Ahmad Ahmadi Khalaji <sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoram abad, Iran

<sup>2</sup>Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

### **Abstract**

The Astaneh granodiorite intrusion, located in the southwest of Arak, is characterized by rounded and rarely ellipsoid microgranular enclaves ranging in composition from gabbro to diorite and quartz diorite. The diameter of enclaves varies from a few millimeters to 40 centimeters. In the marginal part, the enclave forming-minerals are finer than that of the central parts. The fine grained enclaves are an evidence of rapid magma cooling which these rocks were surrounded by host felsic magma. Petrographical evidences such as ocellar quartz, acicular apatite, bladed biotite, poikilitic textures and pargasitic amphibole in all of the enclaves show that magma mingling occurred. The enrichment of the studied enclaves in CO, Ni, Cr and HREE display that these rocks are globules of mafic magmas mingling to felsic type.

**Key words:** Astaneh, Enclave, Magma mixing, Magma mingling