پتـــــرولوژی، سال ششم، شماره بیست و دوم، تابستان ۱۳۹۴، صفحه ۱۷۳-۱۹۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۲/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۹/۰۹

استفاده از شواهد صحرایی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی در تعیین منشأ آنکلاوهای ماگمایی مجموعه پلوتونیک جبال‌بارز (شرق و شمال‌شرق جیرفت)

جمال رسولی [۱]، منصور قربانی [۱] * و وحید احدنژاد [۲]
[۱] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
[۲] گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۱۹۳۹۵-۴۶۹۷، ایران

چکیده
مجموعه پلوتونیک جبال بارز متشکل از چندین توده نفوذی گرانیتوئیدی است که در شرق و شمال‌شرق جیرفت در جنوب استان کرمان واقع شده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی این مجموعه شامل: گرانودیوریت، کوارتزدیوریت، گرانیت و سینوگرانیت است. اما سنگ نفوذی غالب در این منطقه، گرانودیوریت است. این مجموعه گرانیتوئیدی، آنکلاوهای ماگمایی کروی و بیضوی با ترکیب مونزودیوریت، مونزودیوریت کوارتزدار و دیوریت کوارتزدار دارد. قطر این آنکلاوها از حدود چند میلی‌متر تا ۳۰ سانتی‌متر متغیر است. اندازه کانی‌های تشکیل‌دهنده آنکلاوها در قشر خارجی، ریزتر از مرکز آنکلاو است. دانه‌ریز بودن قشر خارجی آنکلاوها نشانه سرد شدن سریع مذاب سازنده آن در هنگام ورود به داخل ماگمای گرانیتوئیدی میزبان است. حضور آنکلاوهای ماگمایی به همراه شواهدی از حضور بافت‌های غیر تعادلی نظیر: فنوکریست فلدسپار با بافت‌های پویی‌کیلیتیک و آنتی‌پرتیت، خوردگی، تحلیل‌رفتگی و دگرسانی پلاژیوکلازها، حضور لخته‌های مافیک، آپاتیت‌های سوزنی، تیغه‌های پلاژیوکلاز کوچک درون پلاژیوکلازهای بزرگ‌تر و مرز مضرس و کنگره‌های زایده‌دار آنکلاو، همگی آمیختگی ماگمایی را تأیید می‌کنند. همچنین، پلاژیوکلازها زونینگ عادی و در برخی از موارد زونینگ نوسانی نشان می‌دهند که مؤید آمیختگی ماگمایی است. آنکلاوها و سنگ‌های میزبان آنها از لحاظ ژئوشیمیایی نیز با یکدیگر تفاوت‌های در خور توجهی نشان می‌دهند. به این صورت که آنکلاوها غنی از سدیم بوده و گرانودیوریت‌های میزبان از پتاسیم غنی هستند. علاوه بر این، آنکلاوها نسبت به گرانودیوریت‌های میزبان، از عناصر LILE و LREE تهی بوده و از عناصر HREE و Ti غنی هستند. بنابراین، به نظر می‌رسد این دو گروه سنگی شاید از دو ماگمای مختلف منشأ گرفته و در اثر فرآیند آمیختگی و اختلاط ماگمایی در کنار یکدیگر قرار گرفته باشند.

واژه‌های کلیدی: آمیختگی ماگمایی، آنکلاو ماگمایی، حاشیه فعال قاره‌ای، جبال‌بارز، پهنه ماگمایی ارومیه-دختر

مقدمه

با توجه به اهمیت گرانیت به عنوان سنگی که بخش بزرگی از پوسته نواحی قاره‌ای کره زمین را به خود اختصاص داده و همواره مورد توجه

* m-ghorbani@sbu.ac.ir

زمـین‌شناسـان قـرار داشـته اسـت، بایـد از جنبـه‌هـای متفاوت مطالعـه شـده و همـه عوامـل مـؤثر در مطالعـه دقیـق آن در نظـر گرفتـه شـود. بررسـی آنکلاوهـای موجـود در گرانیـت‌هـا، یکـی از موضـوعات مهـم در مطالعـه آنهـا اسـت کـه حضـور و دسترسـی بـه آنهـا فرصـت مناسـبی را بـرای درک تحـولات در مقیـاس یـک رخنمـون تـا کـل تـوده‌هـای نفـوذی در یـک منطقـه ویـژه را فـراهم مـی‌کنـد. حضـور آنکلاوهـا سـال‌هـا قبـل بـرای نخسـتین بـار توسـط Hutton (۱۷۹۵) مـورد توجـه قـرار گرفـت و Lacroix (۱۸۹۳) مسـیر ایـن پـژوهش را بـه روی دیگـران گشـود. در ادامـه Barbarin و همکـاران (۱۹۸۹) بـا انجام فعالیت‌های پی‌درپـی در ایـن زمینـه، خـود را بـه عنـوان صـاحب نظـران آنکـلاو مطـرح نمودنـد. لـزوم بررسـی آنکلاوهـا بـه عنـوان ابـزاری در بررسـی نحـوه زایش و تحول مـذاب‌هـای گرانیتـی و در کـل، مطالعـه تاریخچـه تحـولی سـنگ میزبـان گرانیتوئیـدی مهـم اسـت. اصـولاً آمیـزش ماگمـای سـنگ‌هـای آذریـن فلسیک و بازیـک در محـیط‌هـای نفـوذی و آتشفشـانی که تحت عنـوان پدیـده اخـتلاط معـروف اسـت، سـبب بـه وجـود آمـدن آنکلاوهـای متنـوعی مـی‌شـود. گرانیت‌ها چنـدین نـوع آنکلاوهـا را دربرمـی‌گیرنـد کـه عبارتنـد از: زنولیـت‌هـا، سورمیکاسـه‌هـا، ماگمـایی، کومولیـت‌هـا و آنکلاوهـای مـزدوج یـا چنـد منشـأیی، کـه تمرکـز نگارنـدگان ایـن پـژوهش بـر روی آنکلاوهـای ماگمـایی اسـت (Pabst, 1928؛ Didier and Roques, 1958). مجموعـه پلوتونیـک جبـال‌بـارز متشـکل از تـوده‌هـای نفـوذی گرانیتوئیـدی اسـت کـه در جنـوب‌شـرقی اسـتان کرمـان، بـین طـول‌هـای شـرقی '۴۵°۵۷ تـا '۰۰°۵۸ و عـرض‌هـای شـمالی '۳۰°۲۸ تـا '۰۰°۲۹ واقـع شـده‌انـد. ترکیـب سـنگ‌شناسـی ایـن تـوده‌هـا شـامل: کوارتزدیوریـت، گرانودیوریـت، گرانیـت و آلکـالی‌گرانیـت اسـت. امـا سنگ غالب ایـن تـوده‌هـا، گرانودیوریـت اسـت. حضـور آنکلاوهـای ماگمـایی بـا اشـکال و ابعـاد متفـاوت و ویژگـی‌هـای ظـاهری متمـایز نسـبت بـه یکـدیگر و نسـبت بـه سـنگ میزبـان، بـا توزیـع فضـایی ویـژه در مجموعه پلوتونیک جبـال بـارز بـه وفـور مشـهود اسـت. بـه طـوری کـه بیشـترین مقـدار آنکلاوهـا در ناحیـه میجـان مشـاهده شـده و آنکلاوهـای ماگمـایی منطقـه، در مشــاهدات صــحرایی دارای اشــکال تقریبــاً تخم‌مرغی شکل بـوده و حاشـیه‌هـای کـاملاً گـرد شـده دارنـد. همبـری بـا سـنگ میزبـان تقریبـاً در همـه جـا کاملاً مشـخص اسـت (بـه غیـر از آنکلاوهـای فلسـیک) و از لحــاظ انــدازه ابعــاد، کــاملاً متغیــر هســتند. در نهایت، آنهـا کـاملاً سـاختار آذریـن داشـته و در صـحرا ساخت‌های سـنگ‌هـای آذریـن را نشـان مـی‌دهنـد. در مجموعــه مــورد نظــر، آنکلاوهــای ماگمــایی از نظــر ویژگــی‌هــای کــانی‌شناســی و بــافتی، شــباهت‌هــا و تفــاوت‌هــایی را بــا گرانیتوئیــدهای میزبــان نشــان می‌دهند. همان طور کـه اشـاره شـد، مطالعـه آنکلاوهـا در تــوده‌هــای گرانیتوئیــدی مــی‌توانــد اطلاعــات ارزشــمندی را در مــورد خاســتگاه و ماهیــت ســنگ منشــأ، چگــونگی تحــول و تکامــل ماگمــای مولــد تــوده‌هــای نفــوذی و بررســی احتمــال وقــوع اخــتلاط ماگمایی در اختیار پژوهشگران قـرار دهـد. بـا ایـن کـه مجموعــه پلوتونیــک جبــال‌بــارز بزرگتــرین مجموعــه نفـوذی در پهنـه ماگمـایی ارومیـه-دختـر اسـت، امـا متأسـفانه پـژوهش‌هـای زمـین‌شناسـی بسـیار انـدک و انگشــت شــماری بــر روی آن انجــام شــده اســت (Aletaha, 2004؛ Rasouli *et al.*, 2014). همچنـین، در همـه تـوده‌هـای نفـوذی تـأخیری ایـن مجموعه، به وفـور مـی‌تـوان آنکلاوهـا را مشـاهده کـرد و ایـن آنکلاوهـا دارای اشـکال، رنـگ‌هـا و انـدازه‌هـای مختلفـی هسـتند و از لحـاظ فیزیکـی و سـاختاری در بعضی از قسمت‌هـا تفـاوت بسـیار زیـادی بـا یکـدیگر و سنگ میزبان نشـان مـی‌دهنـد. همـان طـور کـه اشـاره شــد، سرگذشــت آنکلاوهــا و بررســی ســاختار و

خاستگاه آنها کمک در خور توجهی در تفسیرهای پترولوژیکی یک منطقه ماگمایی خواهد داشت. بنابراین، در پژوهش حاضر سعی شده است با استناد به نتایج حاصل از مشاهده روابط صحرایی، ویژگی‌های پتروگرافی، ژئوشیمی آنکلاوها و سنگ‌های گرانیتوئیدی میزبان، ضمن پژوهش در مورد وجود یا عدم وجود ارتباط ژنتیکی بین گرانیتوئیدها و آنکلاوها، منشأ و نحوه تشکیل آنکلاوهای ماگمایی مجموعه پلوتونیک جبال‌بارز نیز مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

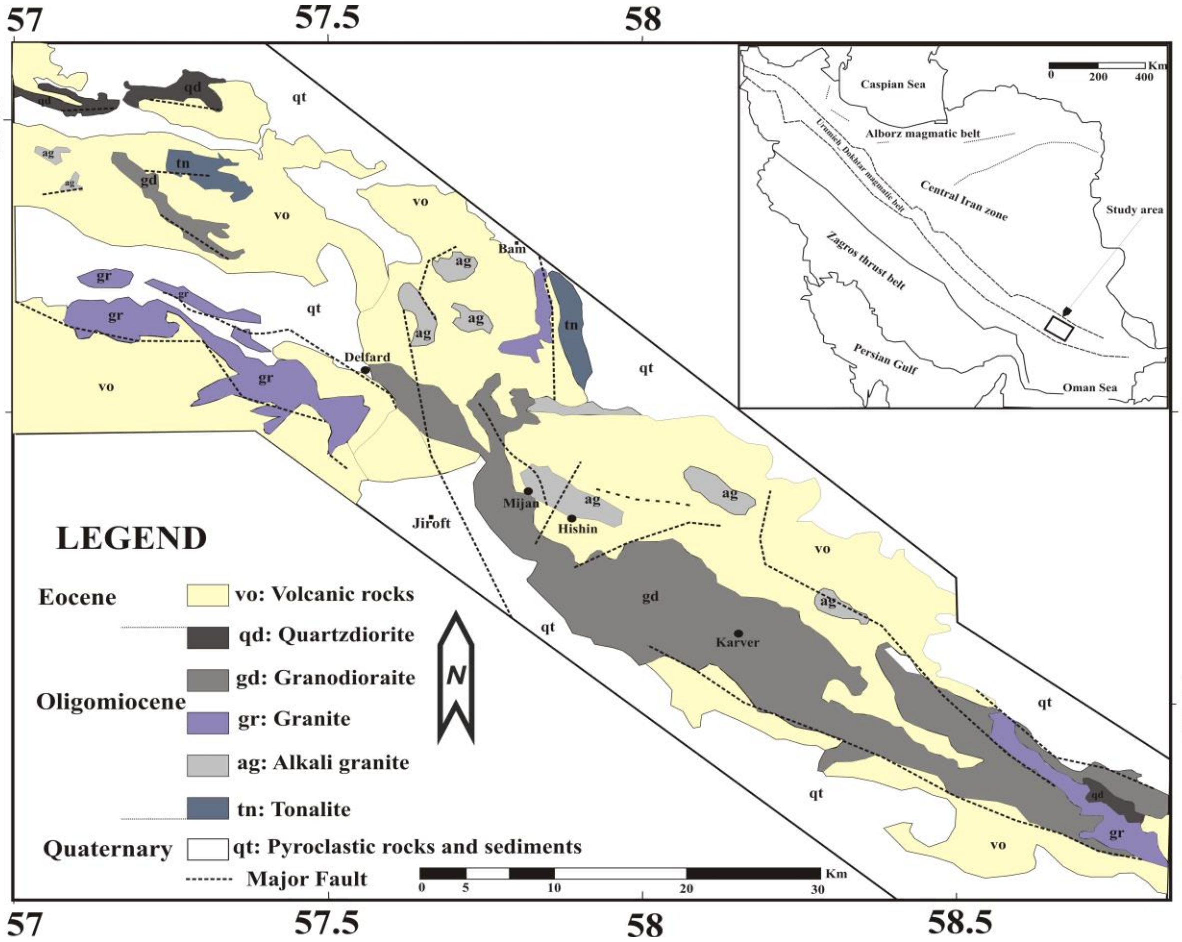
زمین‌شناسی منطقه

بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری Darvishzadeh (۲۰۰۵) در مورد فلات ایران، منطقه مورد مطالعه در جنوب پهنه ماگمایی ارومیه-دختر قرار می‌گیرد. مجموعه پلوتونیک جبال‌بارز، از لحاظ مورفولوژی به‌شکل کوه‌های مرتفعی است که روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق داشته و توسط دره‌ها و آبراهه‌های عمیق بریده شده است (Aletaha, 2004). یک رخداد ماگمایی در دوره میوسن باعث نفوذ و جایگیری این مجموعه پلوتونیک چند مرحله‌ای در سنگ‌های ولکانیکی ائوسن شده است (Rasouli *et al.*, 2014). فعالیت‌های آذرین در این منطقه در چهار مرحله رخ داده است (شکل ۱). نخستین مرحله ماگمایی مربوط به ژوراسیک بوده که پیامد آن تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی است (اما به نظر نگارندگان این پژوهش، با استناد به مشاهدات صحرایی از قبیل: انطباق کامل مورفولوژی صحرایی این توده با سایر توده‌های نفوذی منطقه و همچنین، مهمترین شاهد در این قضیه وجود آپلیت‌های فراوان از این توده نفوذی در سنگ‌های پالئوسن و ائوسن منطقه که به خوبی در کنار جاده دلفارد به جیرفت مشاهده می‌شود، این مرحله نیز متعلق به ترسیر است). دومین مرحله مربوط به مرحله ماگمایی ائوسن بوده که از نظر گسترش و فعالیت در منطقه مورد مطالعه از اهمیت چشمگیری برخوردار است (Rasouli *et al.*, 2014). این مرحله ماگمایی به طور عمده دارای فعالیت خروجی بوده و سنگ‌های آن به‌طور عمده شامل: آندزیت و آندزی‌بازالت، ریوداسیت، ریولیت پورفیری و پیروکلاستیک‌های وابسته است. سنگ‌های مربوط به این مرحله در کل منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود. سومین مرحله ماگمایی منطقه جبال بارز، مربوط به فعالیت ماگمایی الیگومیوسن است. این مرحله ماگمایی به‌طور گسترده در منطقه باعث تشکیل سنگ‌های نفوذی شده و همه مجموعه پلوتونیک جبال‌بارز، در این گروه قرار می‌گیرد. یعنی در زمان الیگومیوسن در منطقه، سه رخداد ماگمایی حادث شده است. نخستین رخداد شامل مجموعه پلوتونیک جبال‌بارز است که به طور عمده دارای ترکیب پتروگرافی کوارتزدیوریت تا دیوریت بوده و قسمت اصلی جبال‌بارز را می‌سازد. پس از یک فاصله زمانی کوتاه و تفریق ماگمای درون آشیانه ماگمایی، توده‌های پورفیری به درون این مجموعه پلوتونیک اصلی نفوذ نموده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ها به طور عمده دیوریت تا تونالیت است. این دسته از توده‌های پورفیری، رخداد دوم ماگمایی منطقه در طول الیگومیوسن هستند. به طور مجدد بعد از مدت زمانی کوتاه، آخرین رخداد ماگمایی الیگومیوسن (مرحله سوم) در منطقه حادث شده است. توده‌های نفوذی مرحله سوم الیگومیوسن که دارای ترکیب گرانیتی تا آلکالی‌گرانیتی یا کوارتزسینیت بوده، به درون توده‌های نفوذی قبلی تزریق شده‌اند. این دسته از سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (سنگ‌های مرحله سوم الیگومیوسن)، از تفریق ماگمای رخداد اول

الیگومیوسـن) بـه وجـود آمـده‌انـد. چهـارمین مرحلـه ماگمایی منطقه مـورد مطالعـه، مربـوط بـه بازالـت‌هـای کواترنری اسـت. البتـه ایـن سـنگ‌هـا در منطقـه مـورد مطالعـه بسـیار محـدود و انـدک هسـتند (Rasouli *et al*., 2014).

روش انجام پژوهش

مطالعــه آنکلاوهــای ماگمــایی مجموعــه پلوتونیــک جبـال‌بـارز در دو بخـش صـحرایی و آزمایشـگاهی انجـام شـد. در بخـش صـحرایی بـا توجـه بـه تغییـرات سـنگ‌شناسـی و ویژگـی‌هـای فیزیکـی نظیـر: رنـگ و ابعـاد کـانی‌هـای سـازنده، تعـداد ۲۰۰ نمونـه از سنگ‌هـای نفـوذی و آنکلاوهـا برداشـت شـد. شناسـایی ویژگـی‌هـای اصـلی سـنگ‌شناسـی شـامل: ویژگـی‌هـای بـافتی و ترکیـب کـانی‌شناسـی بـا تکیـه بـر روش‌هـای پتروگرافـی و بـا میکروسـکوپ پلاریـزان در دانشـگاه شـهید بهشـتی انجـام شـد. سـپس تعـداد ۱۵ نمونـه از سنگ‌هـای سـالم بـرای انجـام تجزیـه شـیمیایی عناصـر اصـلی، کمیـاب و نـادر خـاکی انتخـاب شـدند. عناصـر اصـلی بـا روش XRF و عناصـر کمیـاب بـا روش ICP-MS در آزمایشـگاه ژئوشـیمی دانشـگاه Perugia کشـور ایتالیـا تجزیـه شـدند. نتـایج ایـن تجزیـه‌هـا در جـدول‌هـای ۱ و ۲ مشـاهده مـی‌شـود. سـپس داده‌هـا توسـط نـرم‌افزارهـای تخصصـی سـنگ‌شناسـی از قبیـل: Petrograph مـورد تحلیـل و پـردازش قـرار گرفـت کـه در ادامه به آن پرداخته خواهد شد.



شـکل ۱- نقشـه زمـین‌شناسـی کمـپلکس گرانیتوئیـدی جبـال‌بـارز (بـر گرفتـه از نقشـه زمـین‌شناسـی نرماشـیر، سـبزواران و بـم بـا تصحیحات و نقشه ایران برگرفته از Honarmand و همکاران (۲۰۱۲)).

جدول ۱- داده‌های XRF آنکلاوها و میزبان گرانیتوئیدی آنها در منطقه جبال‌بارز (داده‌ها بر حسب درصد وزنی هستند) (نمونه‌هایی که با علامت * مشخص شده‌اند، مربوط به آنکلاوها است).

samples	Petrography	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	MgO	TiO_2	MnO	P_2O_5	L0I	Total
91JB175*	Quartz diorite	49.35	16.58	10.4	8.65	3.65	0.9	5.48	0.66	0.26	0.16	2.96	98.99
91JB163*	Granodiorite	55.24	14.35	8.85	8.69	2.37	2	2.77	0.56	0.15	0.08	3.49	98.5
91JB40*	Quartz diorite	54.79	17.65	8.75	7.35	4.13	0.8	3.54	0.86	0.17	0.15	0.94	99.13
91JB132	Monzo Quartz diorite	66.02	15.65	4.68	4.39	3.95	2.5	1.54	0.38	0.19	0.13	0.42	99.8
91JB56*	Granodiorite	59.12	16.57	6.8	6.98	3.57	1.4	3.02	0.69	0.14	0.09	1.29	99.64
91JB145*	Granodiorite	59.89	15.96	8.69	3.79	4.31	2.4	2.24	0.67	0.38	0.09	0.67	99.08
91JB85	Granite	70.01	14.86	2.69	3.6	4.01	2.2	1.4	0.33	0.07	0.04	0.69	99.91
91JB100	Monzo granite	72.54	13.95	1.93	2.48	3.97	3.1	0.83	0.21	0.08	0.03	0.48	99.55
91JB143	Alkali granite	75.98	13.54	0.53	0.62	3.88	4.7	0.04	0.01	0.01	0.01	0.49	99.82
91JB137	Alkali granite	76.02	13.28	0.7	0.7	4.11	4.2	0.1	0.06	0.02	0.01	0.2	99.41
91JB128	Alkali granite	76.27	13.4	0.85	0.82	4.16	4	0.1	0.03	0.09	0	0.07	99.74
91JB2*	Diorite	47.45	15.96	10	11	1.65	0.7	9.3	0.75	0.25	0.14	0.75	97.91
91JB6	Alkali granite	74.52	14.15	0.74	3.13	5.62	0.2	0.53	0.32	0	0.08	0.45	99.69
91JB10	Sino-Granite	70.52	16.16	0.8	4	6	0.2	0.71	0.38	0	0.13	0.69	99.63
91JB29	Sino-Granite	72.22	14.25	2.85	2.23	3.63	3.4	0.56	0.23	0.08	0.07	0.3	99.84

جدول ۲- داده‌های ICP-MS آنکلاوها و میزبان گرانیتوئیدی آنها (داده‌ها بر حسب قسمت در میلیون).

sample	91JB175*	91JB163*	91JB40*	91JB132	91JB56*	91JB145*	91JB85	91JB100	91JB143	91JB137	91JB128	91JB2*	91JB6	91JB10	91JB29
Sc	33.50	22.66	30.31	16.79	28.29	23.59	14.81	13.56	13.20	12.50	13.57	48.04	8.08	7.07	5.05
V	218.04	128.02	220.78	59.57	174.60	129.18	67.90	35.16	8.69	8.78	10.54	276.30	34.03	52.05	18.01
Cr	245.44	44.48	25.08	16.50	30.33	0	27.53	144.39	14.42	16.27	106.10	282.30	4.04	4.04	4.04
Co	9.56	16.17	20.21	9.26	17.26	12.81	8.57	5.74	1.04	1.54	2.96	32.03	0.80	0.80	3.60
Ni	30.72	13.57	11.19	1.72	10.15	4.20	12.44	16.69	7.44	3	16.62	56.05	4.04	4.04	2.02
Ga	15.33	11.33	14.76	12.97	13	13.79	12.3	9.81	15.03	14.67	15.43	11.81	7.80	8.60	15.01
Rb	57.22	68.23	20.67	96.79	48.53	159.81	116.66	141.78	231.61	253.23	179.60	21.72	1.80	1.80	107.10
Sr	736.28	309.19	379.09	340.7	403.5	171.11	293.64	208.60	32.23	52.78	74.53	265.30	160.20	213.20	149.14
Y	24.05	27.34	29.54	29.41	26.60	67.14	11.52	8.55	50.61	13.95	24.72	15.51	26.52	15.21	27.62
Zr	89.22	142.06	140.86	122.40	121.40	132.75	103.10	92.64	74.25	65.35	50.15	20.02	5.05	4.04	10.01
Nb	4.67	6.39	4.40	8.45	3.80	13.83	4.98	4.75	17.60	8.20	10.38	2.02	5.05	3.03	9.5095
Cs	2.22	1.41	0.54	3.31	1.75	10.30	4.47	4.28	1.38	2.57	1.88	2.02	0.50	0.40	1.7017
Ba	413.15	302.44	100.59	358.60	201.90	478.98	220.36	323.06	96.74	226.93	403.10	133.10	43.24	59.65	434.43
La	20.91	19.10	12.90	19.23	11.44	12.48	9.25	16.64	12.99	36.65	17.98	9.09	8.08	9.09	20.02
Ce	43.88	43.23	33.62	42.64	27.27	35.74	20.88	30.35	33.87	72.29	41.15	19.01	11.51	11.01	47.04
Pr	5.10	5.07	4.70	4.96	3.54	5.76	2.21	2.69	3.49	5.99	3.91	2.43	1.70	1.53	5.70
Nd	20.41	19.73	21.03	20.43	15.54	29.58	8.72	8.87	14.05	19.29	14.55	10.31	8.08	6.95	20.22
Sm	4.75	4.58	5.62	4.81	4.20	9.27	1.96	1.55	4.19	2.72	3.43	2.60	2.55	1.90	4.10
Eu	1.37	1	1.38	1.05	1.05	1.03	0.59	0.44	0.14	0.25	0.33	0.85	0.45	0.60	0.80
Gd	4.09	4.19	4.99	4.25	3.84	8.54	1.73	1.35	4.47	2.33	2.90	2.60	3.03	2.02	3.80
Tb	0.74	0.79	0.91	0.75	0.74	1.72	0.32	0.22	1.01	0.35	0.55	0.42	0.66	0.40	0.70
Dy	4.04	4.51	5.21	4.68	4.34	11.15	1.79	1.24	7.12	2.07	3.66	2.60	4.01	2.34	4.20

ادامه جدول ۲-....

sample	91JB175*	91JB163*	91JB40*	91JB132	91JB56*	91JB145*	91JB85	91JB100	91JB143	91JB137	91JB128	91JB2*	91JB6	91JB10	91JB29
Ho	0.97	1.08	1.23	1.10	1.04	2.57	0.44	0.30	1.78	0.49	0.89	0.60	0.94	0.54	0.96
Er	2.43	2.74	3.08	3.07	2.63	7.02	1.09	0.78	5.21	1.45	2.45	1.65	2.70	1.60	2.75
Tm	0.37	0.41	0.44	0.45	0.38	1	0.18	0.14	0.80	0.24	0.40	0.24	0.42	0.24	0.46
Yb	2.34	2.50	2.65	3.09	2.37	6.38	1.12	0.92	5.47	1.69	2.69	1.65	3.03	1.75	3.30
Lu	0.40	0.43	0.45	0.51	0.4	1.03	0.21	0.16	0.96	0.29	0.46	0.20	0.30	0.20	0.38
Hf	2.33	3.82	3.70	3.27	3.17	3.80	2.95	2.57	3.66	2.12	1.99	0.60	0.20	0.20	0.60
Ta	0.29	0.52	0.32	0.74	0.34	1.07	0.62	0.69	3.05	0.84	1.24	0.25	0.45	0.30	1.05

پتروگرافی

در بررسی‌های صحرایی و مطالعه ۲۰۰ مقطع نازک از سنگ‌های کمپلکس گرانیتوئیدی جبال‌بارز مشخص شد که ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ها شامل: کوارتزدیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی‌گرانیت است. با توجه به مشاهدات صحرایی به نظر می‌رسد نخستین مرحله تزریقی که در سراسر منطقه جبال‌بارز مشاهده می‌شود، بیشتر ترکیب کوارتزدیوریت تا گرانودیوریت دارد. سنگ‌های مرحله دوم دانه درشت‌تر از مرحله یک بوده و بیشتر گرانودیوریت تا گرانیت را شامل می‌شود. در صحرا با حرکت از مرحله یک به طرف مرحله سه، فلسیک شدن سنگ‌ها بیشتر می‌شود. به این صورت که سنگ‌های مرحله سوم را بیشتر آلکالی‌گرانیت‌ها تشکیل داده و در سنگ‌های این مرحله، حضور کانی‌های مافیک به شدت کاهش می‌یابد.

کوارتزدیوریت: در صحرا به دلیل فراوانی کانی‌های مافیک و اپاک (شکل ۲-A) تیره‌تر از سایر سنگ‌های کمپلکس گرانیتوئیدی جبال‌بارز دیده می‌شود. کانی‌های اصلی این سنگ عبارتند از: پلاژیوکلاز (۵۲ درصد)، کوارتز (۱۴ درصد)، فلدسپارآلکالن (۵ درصد)، آمفیبول (۸ درصد) و بیوتیت (۵ درصد). برخی بلورهای فلدسپارآلکالن به سریسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل با ابعاد دانه‌ریز تا دانه متوسط، فضای بین بلورهای دیگر را پر کرده است. برخی بلورهای پلاژیوکلاز به سریسیت تجزیه شده‌اند. آمفیبول به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار با ابعاد دانه متوسط دیده شده و آثار دگرسانی به بیوتیت و اپیدوت در برخی از بلورهای آن مشاهده می‌شود. بیوتیت به مقدار زیاد به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده شده و دارای چندرنگی قهوه‌ای تیره تا زرد روشن است.

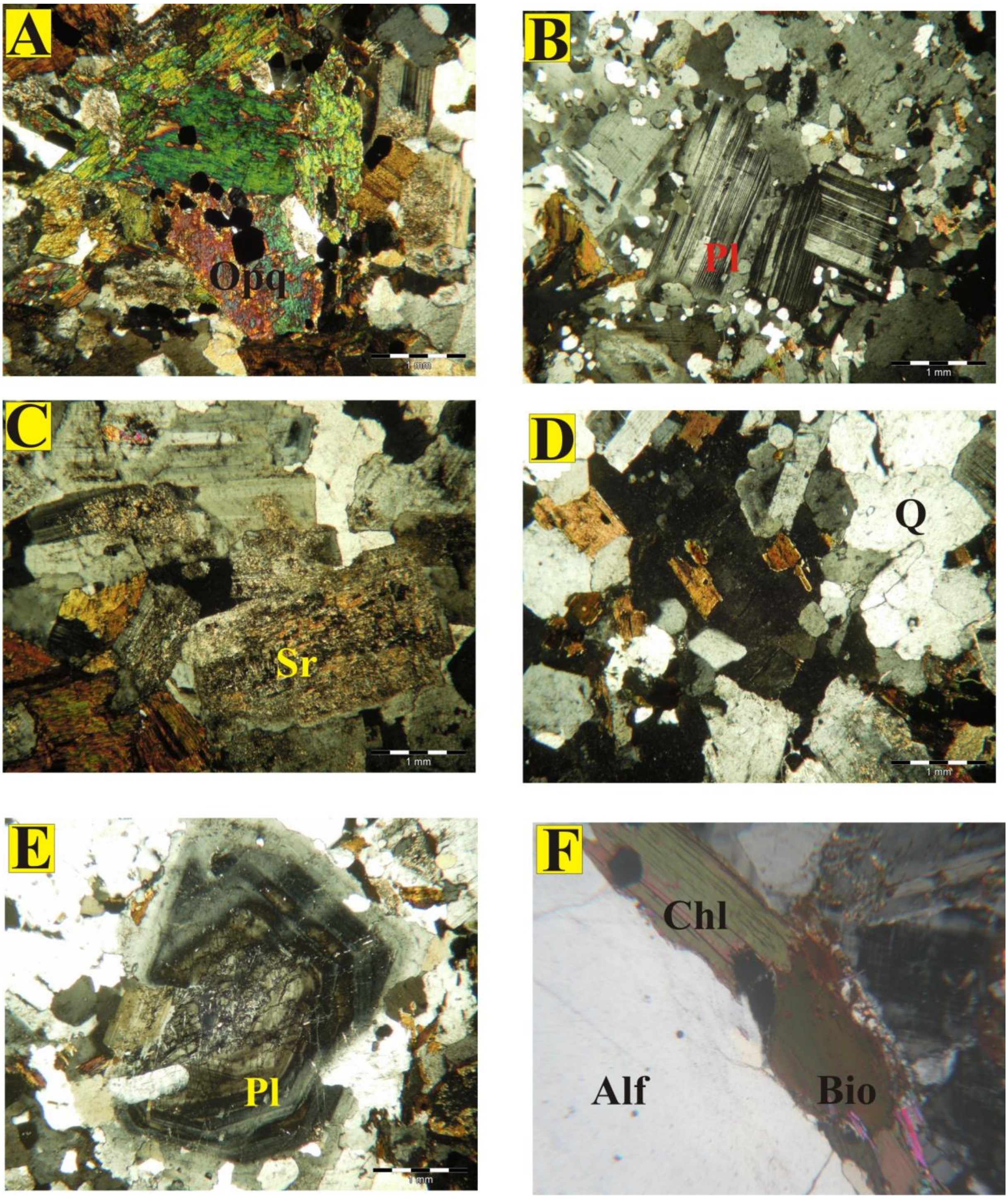
گرانودیوریت: در صحرا دارای دگرسانی گسترده بوده و حالت تپه ماهوری دارد. کانی‌های اصلی آن به طور متوسط عبارتند از: پلاژیوکلاز (۵۸ درصد)، کوارتز (۲۵ درصد)، فلدسپارآلکالن (۷ درصد)، بیوتیت (۵ درصد) و آمفیبول (۳ درصد) (درصد کانی‌های اصلی با روش چشمی اندازه‌گیری شده و نسبی است). پلاژیوکلاز بارزترین کانی گرانودیوریت‌ها است. این کانی دارای ماکل‌های پلی‌سنتتیک (شکل ۲-B) و پری‌کلین و نیز خاموشی است. با اندازه‌گیری زاویه خاموشی و با کمک روش میشل‌لوی، نوع آن آندزین تا لابرادوریت تشخیص داده شده است (مقدار زاویه خاموشی بین ۲۰ تا ۲۹). برخی از پلاژیوکلازها، به سریسیت تجزیه شده‌اند (شکل ۲-C). کوارتز به صورت نیمه شکل‌دار و با ابعاد دانه متوسط دیده شده و در بیشتر موارد به صورت بین دانه‌ای است. فلدسپارآلکالن از نوع اورتوز بوده و برخی از بلورهای آن به کانی‌های رسی و

سریسیت تجزیه شده اند. آمفیبول فراوان‌ترین کانی مافیک موجود در گرانودیوریت‌ها است. آمفیبول به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با ابعاد دانه متوسط تا ریز یافت شده و دگرسانی به بیوتیت را نشان می‌دهد.

گرانیت: در صحرا دارای مورفولوژی زبر و خشن است. کانی‌های اصلی در گرانیت‌های کمپلکس جبال‌بارز شامل: کوارتز (۳۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۴ درصد)، فلدسپارآلکالن (۲۱ درصد) و بیوتیت (۴ درصد) است (شکل ۲-D). کوارتز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با ابعاد دانه متوسط تا دانه‌ریز دیده می‌شود. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و با ابعاد دانه درشت دیده شده و برخی از پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی سریسیتی شده‌اند. همچنین، برخی از پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌سنتتیک و برخی نیز دارای زونینگ هستند (شکل ۲-E). فلدسپارآلکالن در گرانیت‌های کمپلکس جبال بارز، بیشتر اورتوز بوده و اغلب به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد دانه متوسط دیده می‌شود. بیوتیت به صورت ورقه‌ای شکل با تغییر رنگ از قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره دیده می‌شود.

سینوگرانیت: دارای بافت گرانولار با دانه‌های درشت بوده و کانی‌های اصلی آن شامل: آلکالی‌فلدسپار (۴۰ درصد)، کوارتز (۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۳ درصد) و آمفیبول (۶ درصد) است. آلکالی‌فلدسپار بی شکل تا نیمه شکل‌دار بوده و به صورت بافت گرانوفیریک در متن سنگ دیده می‌شود. کوارتز به طور عمده نیمه شکل‌دار تا بی شکل دیده شده و به صورت تک دانه یا مجتمع، فضای خالی بین کانی‌های دیگر را اشغال کرده است. پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک در سنگ دیده شده و ترکیب شیمیایی آن با توجه به اندازه‌گیری‌های به عمل آمده زاویه خاموشی و استفاده از روش میشل‌لوی، در محدوده الیگوکلاز است (مقدار زاویه خاموشی بین سه تا نه متغیر است). بیوتیت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و دانه متوسط با تغییر رنگی از زرد روشن تا سبز تیره دیده شده و در برخی از مقاطع دگرسانی به کلریت (شکل ۲-F) را نشان می‌دهد.

آنکلاوهای ماگمایی: بررسی‌های صحرایی نشان داد که آنکلاوهای ماگمایی درهمه کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز به ویژه در منطقه میجان از فراوانی زیادی برخوردار هستند. در مشاهدات صحرایی، آنکلاوها دارای شکل‌های تقریباً تخم‌مرغی (شکل ۳-A و ۳-B) بوده و حاشیه‌های کاملاً گرد شده دارند. مرز آنها با سنگ میزبان تقریباً در همه جا واضح بوده (به غیر از آنکلاوهای فلسیک (شکل ۳-C)) و هیچگونه نشانه دگرگونی دیده نمی‌شود. همچنین، از لحاظ اندازه ابعاد، کاملاً متغیر بوده و از چند سانتی‌متر تا چند ده سانتی‌متر (شکل ۳-D) در تغییر هستند و در صحرا ساخت‌های سنگ‌های آذرین را نشان می‌دهند (شکل ۳-E). بر اساس مشاهدات صحرایی (شکل، رنگ، بافت، ریخت‌شناسی مرز آنها با سنگ میزبان) و مطالعات میکروسکوپی، آنکلاوهای ماگمایی در کمپلکس گرانیتوئیدی جبال‌بارز به دو نوع تقسیم می‌شوند: الف) فلسیک و ب) مافیک. آنکلاوهای فلسیک بر خلاف آنکلاوهای مافیک، ترکیب کانی‌شناسی (گرانودیوریتی تا مونزو-سینوگرانیتی)، شیمیایی و بافتی هماهنگ با سنگ میزبان داشته و اغلب آنها مرز واضحی با میزبان نشان نمی‌دهند. آنکلاوهای فلسیک شکل خاصی نداشته و بیشتر در حاشیه بخش‌های گرانودیوریتی دیده می‌شوند. تشکیل آنکلاوهای فلسیک، به گسیختگی در حاشیه سریع متبلور شده توده، در اثر فشار ناشی از تزریق‌های متوالی مذاب، نسبت داده شده است.

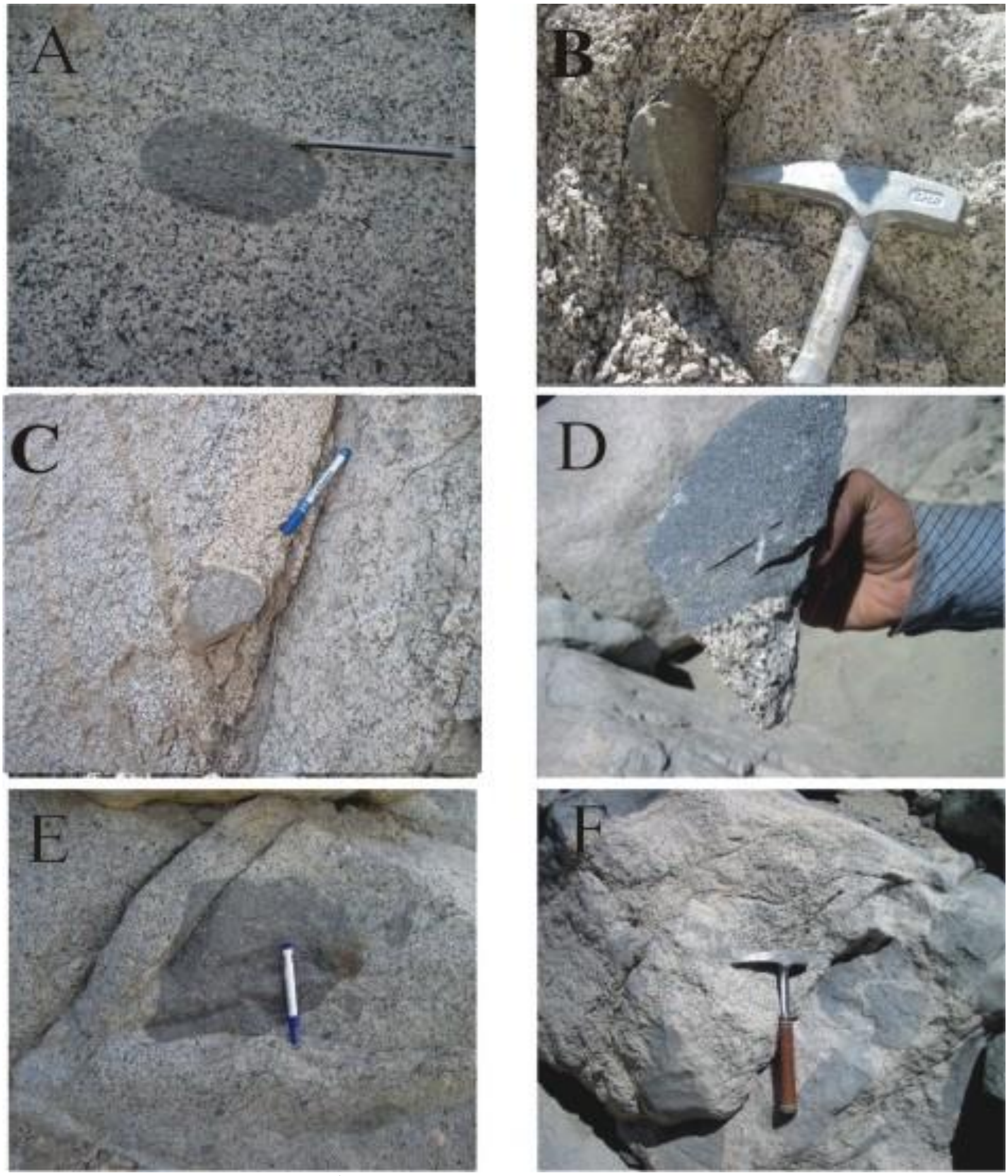


شـکل ۲- A) فراوانـی کـانی‌هـای مافیـک و اپـاک در کوارتزدیوریـت جبـال‌بـارز؛ B) ماکـل پلـی‌سـنتتیک در گرانودیوریـت؛ C) دگرسـانی بلورهای پلاژیوکلاز به سریسـیت و اپیـدوت در گرانودیوریـت؛ D) نمـایی از گرانیـت‌هـای منطقـه مـورد مطالعـه بـا بلورهـای فـراوان کـوارتز؛ E) بافـت زونینـگ در گرانیـت؛ F) دگرسـانی بیوتیـت بـه کلریـت در سـینوگرانیت (Opq= کـانی‌هـای اپـاک؛ Pl= پلاژوکـلاز؛ Sr= سریسـیت؛ Q= کوارتز؛ Bio= بیوتیت؛ Chl= کلریت و Alf= آلکالی‌فلدسپار) (همه شکل‌ها در نور پلاریزه متقاطع است).

اعتقاد بر این است که آنکلاوهای فلسیک به حالت جامد (زینولیت ماگمایی) در مذابی از جنس خود جای گرفته‌اند (Donaire *et al.*, 2005). اغلب این آنکلاوها از لحاظ کانی‌های اصلی تفاوت چندانی با میزبان خود نداشته و تنها نسبت حجمی متفاوتی از کانی‌های میزبان را در خود جای داده‌اند. معمولاً نسبت به سنگ میزبان از کانی‌های مافیک غنی‌تر هستند و این تفاوت اندک در ترکیب شیمیایی سنگ کل آنها بازتاب دارد (Barbarin and Bateman, 1986؛ Noyes *et al.*, 1983؛ Didier and Barbarin, 1987؛ Barbarin *et al.*, 1989؛ Barbarin, 2005). برای مثال: مقادیر اکسیدهای CaO، Fe_2O_3، MgO و MnO در آنکلاوهای فلسیک بیشتر از سنگ میزبان گرانیتوئیدی است (جدول ۱). آنکلاوهای ریزدانه مافیک، در بخش‌های حاشیه‌ای تا بخش‌های درونی‌تر سنگ میزبان گرانیتوئیدی حضور دارند. ماگمای منشأ آنکلاوهای ماگمایی مافیک از لحاظ گرانروی با ماگمای میزبان تفاوت در خور توجهی دارد.

این آنکلاوها بر خلاف آنکلاوهای فلسیک، اشکال متنوع کروی، بیضوی و عدسی‌شکل دارند. آنکلاوهای مافیک عدسی‌شکل در بخش‌های حاشیه‌ای توده نسبت به بخش‌های درونی‌تر آن طویل‌شدگی بیشتری داشته اما نسبت محور طولی به محور عرضی ظاهری از پنج تجاوز نمی‌کند. آنکلاوهای مافیک مرز مشخصی با سنگ میزبان داشته و در مشاهدات میکروسکوپی با حرکت از سمت آنکلاو به سمت سنگ میزبان (فاصله گرفتن از مرز سنگ میزبان با آنکلاو مافیک)، در محدوده میزبان، اندازه بلورها افزوده می‌شود. در مرز بین آنکلاو و سنگ میزبان، جهت‌یافتگی کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز و انحراف (کج‌شدگی)، جدایش و کنده شدن برخی درشت بلورهای سنگ میزبان (مانند پلاژیوکلاز) و حضور آنها در داخل آنکلاو در خور توجه بوده و این نشان از حضور آنکلاو و میزبان به حالت مذاب یا نیمه مذاب در کنار هم است (Silva *et al.*, 2000). فرضیه پایه در بررسی منشأ ماگمایی برای آنکلاوها، حضور آنها به صورت گلبول، حباب یا بسته‌های ماگمایی در ماگمای میزبان است که ویژگی‌هایی همچون: اشکال کروی، آرایش موازی قاب‌ها و بلورهای کشیده کانی‌ها در مرز بین آنکلاو و میزبان، مرز کاملاً مشخص بین آنها در نمونه دستی و مقاطع میکروسکوپی، تأیید کننده این موضوع است (Kumar *et al.*, 2004؛ Silva *et al.*, 2000). مشاهدات صحرایی و بررسی شکل‌های آنکلاوها و مرز آنکلاو و سنگ میزبان نشان می‌دهد که شاید اختلاف گرانروی مناسبی بین این دو وجود داشته و اشکال کروی و بیضوی محصول این اختلاف باشد. زیرا تشکیل مرز محدب بین آنکلاو و میزبان، نیازمند مقاومت مذاب منشأ آنکلاو در برابر تنش‌های هیدروستاتیک و جهت‌دار وارد شده از طرف ماگمای محاط کننده است و نیروی مقاوم، گرانروی بالاتر مذاب آنکلاو در سطح تماسی است که در اثر مجاورت با ماگمای میزبان به طور ناگهانی سرد شده است و به این ترتیب پوسته‌ای مقاوم با ویسکوزیته‌ای بالاتر از جنس ماگمای آنکلاو باعث ایجاد سطح تماس محدب می‌شود (Blake and Fink, 2000). شکل آنکلاوها در حاشیه توده کشیده بوده و به سمت درون توده به شکل کروی یا بدون شکل تغییر می‌کند که این رخداد از جمله شواهد رخداد جریان ماگمایی و حضور این آنکلاوها به صورت بسته‌های ماگمایی در ماگمای گرانیتی است. آنکلاوهای ماگمایی در همه جای توده گسترده بوده و افزون بر آنکلاوهای ماگمایی، زینولیت‌های آتشفشانی از جنس آندزیت‌بازالت (شکل ۳-F) که محصول آمیختگی

واحـدهای آتشفشـانی مجـاور توسـط ماگمـای نفـوذی میزبـان هسـتند، نیـز در حاشـیه تـوده بـه وفـور دیـده شده‌اند که با حرکـت بـه بخـش‌هـای مرکـزی‌تـر تـوده از فراوانی آنها کاسته می‌شود.



شـکل ۳- A و B) آنکلاوهـای ریزدانـه مافیـک کـه تخـم‌مرغـی شـکل بـوده و مـرز کـاملاً مشـخص بـا سـنگ میزبـان خـود در منطقـه جبال‌بارز دارنـد؛ C) آنکـلاو ریزدانـه فلسـیک کـه بـه سختی از میزبـان خـود قابـل تشـخیص اسـت؛ D) آنکـلاوی بـا ابعـاد بـزرگ (بـیش از ۲۰ سـانتی‌متـر)؛ E) آنکـلاوی کـه دارای مـرز کـاملاً واضـح بـا سـنگ میزبـان بـوده و دارای سـاختار آذریـن اسـت و F) زینولیـت‌هـایی بـا جنس آندزیت‌بازالت از سنگ میزبان که در سنگ گرانودیوریتی مشاهده می‌شود.

مشاهدات میکروسکوپی آنکلاوها: همان طور که اشاره شد آنکلاوهای ماگمایی فلسیک از لحاظ کانی‌شناسی، با میزبان خود هماهنگ بوده و شامل: گرانودیوریت تا سینو-مونزوگرانیت هستند. کانی‌های موجود در آنها شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، بیوتیت، آپاتیت و اسفن است. در مشاهدات میکروسکوپی برخی از آنکلاوهای فلسیک، مرز مشخصی بین آنکلاو و سنگ میزبان وجود ندارد (شکل ۴-A) و نوعی آمیختگی بین آنها دیده می‌شود. عدم وجود مرز قابل تشخیص بین آنکلاو فلسیک و سنگ میزبان گرانیتوئیدی در مشاهدات صحرایی، بازتاب وضعیت یاد شده در مقیاسی بزرگ‌تر نیز محسوب می‌شود. اما آنکلاوهای مافیک از لحاظ درصد کانی‌های اصلی، با سنگ میزبان متفاوت بوده و ترکیب سنگ‌شناسی آنها شامل: مونزودیوریت، مونزودیوریت کوارتزدار و دیوریت کوارتزدار است. اگر مقایسه‌ای از لحاظ کانی‌شناسی بین آنکلاوهای مافیک و سنگ میزبان انجام شود، مشخص می‌شود که کانی‌های اصلی سنگ میزبان، کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار است (همان طور که در قسمت پتروگرافی سنگ میزبان مفصل تشریح شد) و کانی‌های فرعی و مافیک آنها اغلب بیوتیت و در برخی موارد آمفیبول است. در حالی که کانی‌های اصلی آنکلاوهای مافیک، پلاژیوکلاز، آمفیبول و حتی گاهی پیروکسن است و کانی‌هایی مانند: کوارتز و آلکالی‌فلدسپار دارای مقادیر اندکی بوده و گاهی کانی فرعی محسوب می‌شود. بنابراین، آنکلاوهای مافیک مقادیر مختلفی از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپارآلکالن (اورتوکلاز-میکروکلین)، هورنبلند سبز، پیروکسن، بیوتیت، آپاتیت و کانی‌های اپاک را در خود جای داده‌اند (Barbarin *et al.*, 1989). سوزن‌های آپاتیت به صورت میانبار در بیوتیت (شکل ۳-C) و فلدسپارها به فراوانی دیده می‌شوند.

در آنکلاوهای مافیک، بافت پویی‌کیلیتیک (شکل ۳-C)، آنتی‌پرتیت (شکل ۴-B) و پلاژیوکلازهای دارای زونینگ، میکروپرتیت و کوارتزهای رگچه‌ای تجدید تبلور یافته (شکل ۴-D) حضور دارند. در بیشتر آنکلاوها، دگرسانی‌های پتاسیک و سدیک همگام با میزبان انجام شده است. تشکیل بیوتیت ثانویه، کلریت، سریسیت، اسفن، اکسیدهای آهن و روتیل به وقوع این نوع دگرسانی‌ها در کانی‌های اولیه مانند: هورنبلند سبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز و اورتوکلاز و رهایی عناصر Ca، Fe، K، Mg و Na و انتقال برخی از آنها (عناصر متحرک) به وسیله سیال‌های ماگمایی یا جوی مربوط است (شکل ۴-D، E و F). شکل‌های متنوعی در آنکلاوهای مافیک دیده می‌شود که تنوع این اشکال در قالب دو تفسیر کلی ممکن است. الف) اشکال کروی، بیضوی و دوکی در آنکلاوهای مافیک (شکل ۳-A و C) در میزبانی که فاقد هر گونه جهت‌یافتگی یا شواهد تأثیر تنش بر مجموعه آنکلاو-میزبان در ابعاد نمونه دستی و رخنمون صحرایی باشد و علایم تغییر شکل پلاستیک حالت جامد در مقیاس میکروسکوپی در آنها دیده نمی‌شود، به جریان ماگمایی و تقابل دو مذاب با ماهیت شیمیایی و رئولوژیکی متفاوت نسبت داده شده است (Silva *et al.*, 2000؛ Vernon, 2000؛ Kumar and Rino, 2006).

به عقیده بسیاری از پژوهشگران، جهت‌یافتگی بارز کانی‌هایی مثل: بیوتیت و پلاژیوکلاز و چرخش، جدایش و کنده شدن برخی درشت بلورهای میزبان (پلاژیوکلاز) در مرز آنکلاو-میزبان به حضور آنکلاو و میزبان به صورت مذاب یا نیمه جامد در کنار هم و در واقع به حضور آنکلاوها به صورت بسته‌ها یا گلبول‌هایی از ماگمای مافیک درون ماگمای فلسیک میزبان اشاره دارد (Silva *et*

Kumar and Rino, ؛Vernon, 2000 ؛*al*., 2000 2006).

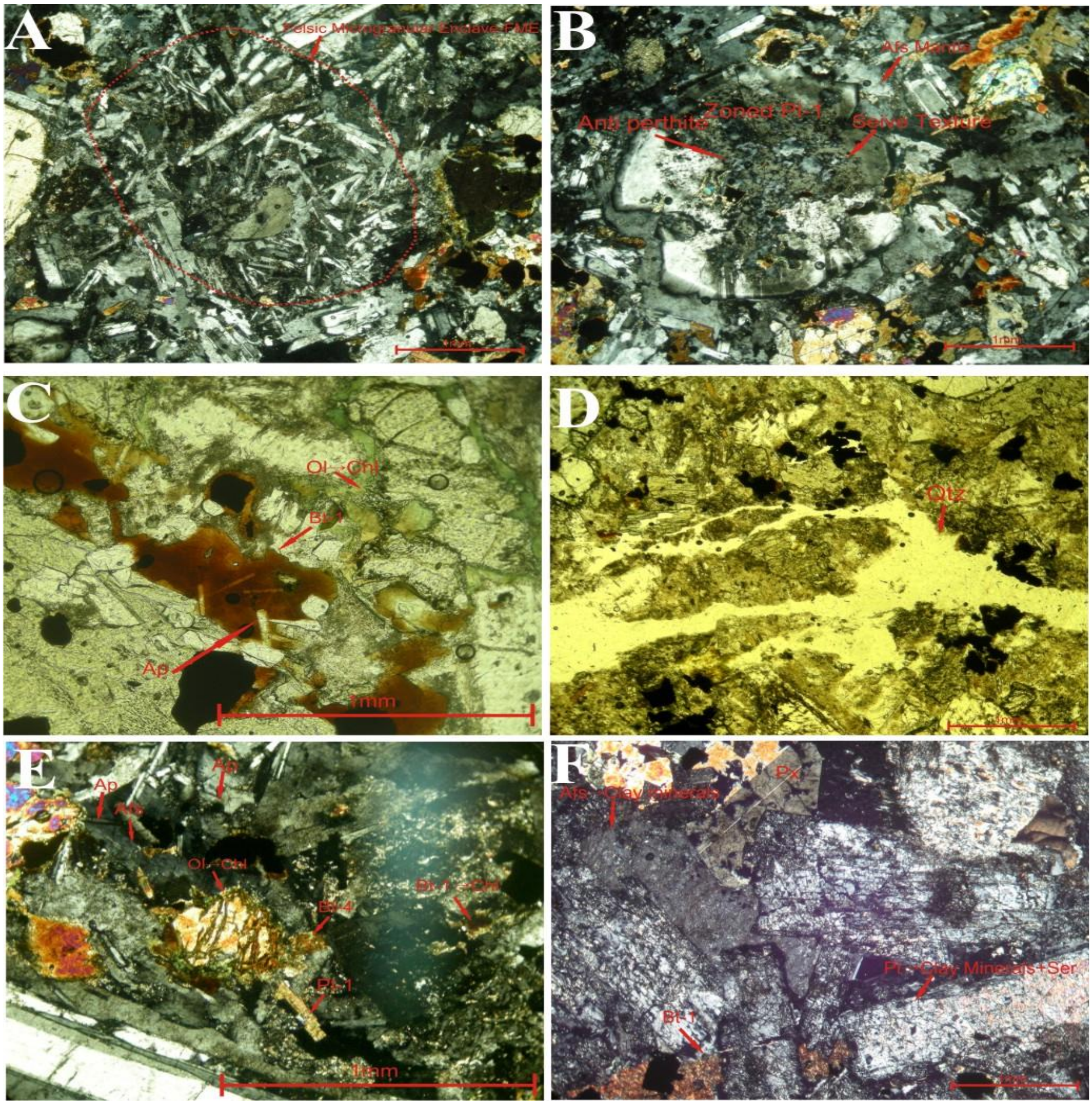
بـه عـلاوه، آرایـش خطـی تجمعـات پلاژیـوکلاز و بیوتیـت در مـرز آنکـلاو-میزبـان و انحـراف و جـدایش درشـت بلورهـای میزبـان در منطقـه مـرزی و رشـد کانی‌های سـازنده آنکـلاو در کنـار هـم، شـواهد جریـان ماگمـایی بـوده و وجـود مـرز بـارز در مقیـاس ماکروسکوپی نیز تأییـدی بـر اخـتلاف گرانـروی مـذاب منشـأ آنهـا نسـبت بـه هـم اسـت (Paterson *et al*., 1989؛ Blake and Fink, 2000؛ Vernon, 2000).

موارد بیـان شـده در توجیـه اشـکال مشـاهده شـده از آنکلاوها، تنهـا بخشـی از عوامـل تـأثیر گـذار بـوده و مـی‌تـوان عـواملیماننـد: مـدت زمـان همزیسـتی بـین بسته‌ها یا گلولـه‌هـای ماگمـای مافیـک منشـأ آنکلاوهـا با ماگمای میزبان و اختلاف دمـایی بـین ایـن بسـته‌هـا بـا مـذاب فلسـیک و وضـعیت رئولـوژیکی ماگمـای هیبرید را نیز بـه آن اضـافه نمـود. ب) آنکلاوهـایی کـه در سـنگ‌هـای میزبـان انـدکی جهـت یافتـه و دگریخـت حضـور دارنـد و طویـل‌شـدگی انـدکی در سنگ میزبان نشان مـی‌دهنـد (شـکل ۳-D). بـا وجـود ایـن کـه در صـحرا بـه دلیـل ریـز بلـور بـودن، جهـت‌یـافتگی بـارزی نشـان نمـی‌دهنـد، در مقیـاس میکروسـکوپی شـواهد تغییـر شـکل در حالـت جامـد و تـأثیر تـنش بـر آنهـا آشـکار اسـت.کوارتزهـای دوبـاره تبلـور یافتـه منفـرد و رگـه‌ای بـا خاموشـی مـوجی (شـکل ۴-D)، خردشـدگی در حاشـیه درشـت بلورهـای کـوارتز و فلدسـپار، همرشـدی میرمکیتـی در پلاژیوکلازهـا و تغییـر شـکل پلاسـتیک در هورنبلنـد سـبز و بیوتیـت، بیـانگر عملکـرد تـنش بـر مجموعـه آنکـلاو-میزبـان بـوده و عامـل ایجـاد تغییـر شـکل (طویـل‌شـدگی) در آنکلاوهـا همگـام بـا ایجـاد تغییـر شـکل پلاسـتیک در سـنگ میزبـان اسـت. همچنـین، مشـاهده آثـار تغییـر شـکل پلاسـتیک در آنکلاوهـای طویـل شـده‌ای کـه در مقیـاس میکروسـکوپی شـواهد جریـان ماگمـایی را نشـان مـی‌دهنـد و در میزبـان جهـت یافتـه حضـور دارنـد را مـی‌تـوان بـه تحمیـل تغییر شـکل حالـت جامـد بـر جریـان ماگمـایی نسـبت داد کـه در مشـاهدات صـحرایی و در سـنگ میزبـان، خـود را بـه صـورت جهـت‌یـافتگی انـدکی (شـبیه بـه برگـوارگی) و در آنکـلاو (مقیـاس ماکروسـکوپی) بـه صـورت حاشـیه‌هـای مضـرس نشـان مـی‌دهـد (Vernon, 2000). وجـود رگـه‌هـای کـوارتزی و کوارتزهـای طویـل شـده در ایـن آنکلاوهـا کـه بـین بلورهای اولیـه و درشـت‌تـر فلدسـپار و هورنبلنـد سـبز محصور شـده‌انـد، بیـانگر حضـور سیالات ماگمـایی در مراحـل اولیـه دگریختـی بـوده و نشـانه حالـت نیمـه مذاب آنکلاو در این زمان است.

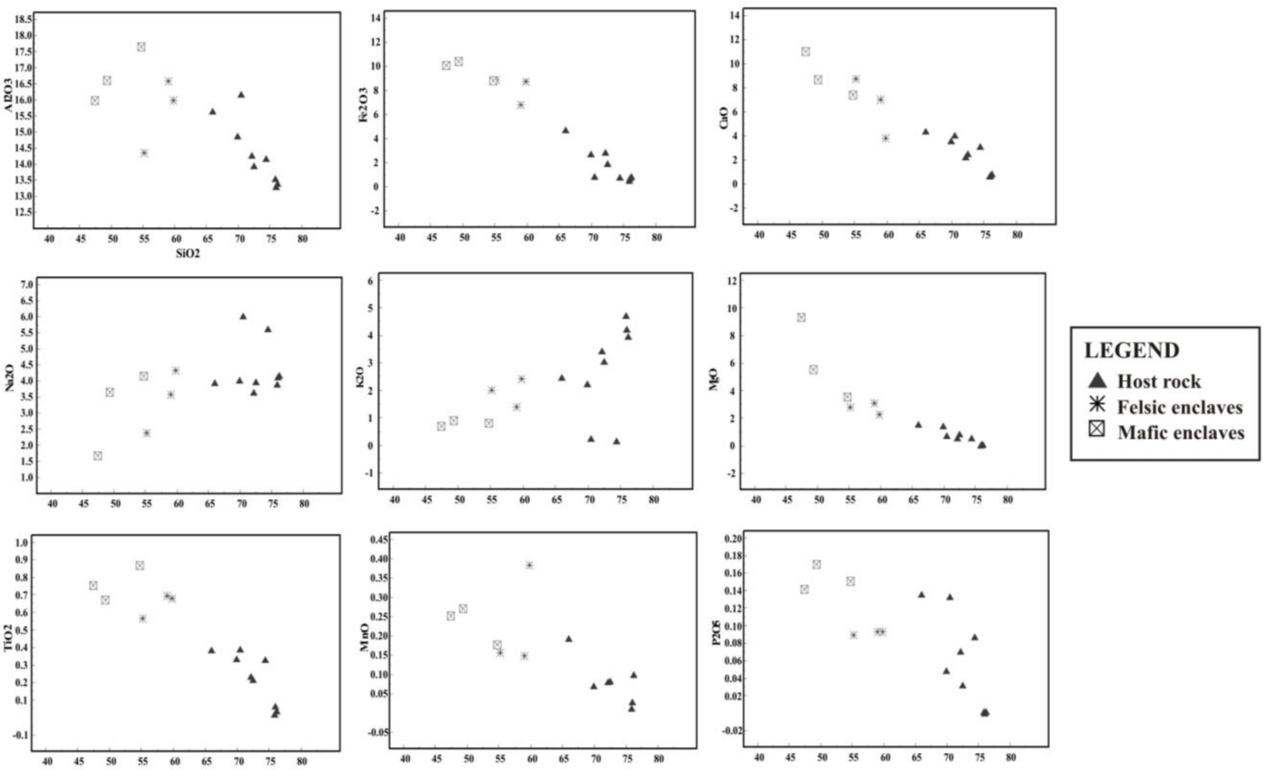
شـیمی آنکلاوهـای ماگمـایی و سـنگ میزبـان:
بررسـی نتـایج تجزیـه شـیمیایی و نمودارهـای رسـم شـده، تمـایز بـارز بـین رونـدهای مشـاهده شـده از آنکلاوهـای ماگمـایی مافیـک و سـنگ‌هـای میزبـان و شباهت‌های عمـده بـین آنکلاوهـای فلسـیک و میزبـان را نشـان مـی‌دهـد. مقـادیر اکسـیدهای $FeO(t)$، CaO، MgO، MnO و TiO_2 در آنکلاوهـا نسـبت بـه سـنگ میزبـان بـالاتر بـوده و مقـادیر SiO_2 در میزبـان بیشـتر از آنکـلاو اسـت. در حـالی کـه مقـادیر اکسـیدهای Na_2O و K_2O (شـکل ۵) بـین میزبـان و آنکـلاو تقریبـاً همسان است. همچنـین، رونـد نزولـی تغییـرات عناصـر کمیـاب در نمودارهـای ایـن عناصـر در مقابـل SiO_2 (شـکل ۶) و رونـدهای خطـی در الگـو تغییـرات اکسـیدهای CaO، $FeO(t)$ و MgO و پراکنـدگی الگوهـای اکسـیدهای Na_2O و K_2O نشـان‌دهنـده اختلاط ماگمـایی اسـت. در نهایـت مـی‌تـوان گفـت کـه شـباهت الگـوی نمـودار عنکبـوتی سـنگ میزبـان و آنکلاوهـا (شـکل ۷) وقـوع پدیـده آمیختگـی ماگمـایی و همگـن‌شـدگی ترکیبـی بـین ماگمـای میزبـان و آنکلاوهـای ماگمـایی را تأییـد مـی‌کنـد (Donaire *et al*., 2005؛ Yilmaz, 2005). افـزون بـر ایـن، در

بررسی عناصر کمیاب مشخص شد که بین عناصر Ni و Cr با SiO_2 و Fe_2O_3 در آنکلاوها همبستگی وجود داشته و شیب تغییرات آنها منفی است. کاهش پیش‌رونده عناصر Co، Cr و V از آنکلاو به سنگ میزبان با افزایش SiO_2، نشانه‌ای برای منشأ مافیک آنکلاوهای ماگمایی است (Kumar and Rino, 2006).

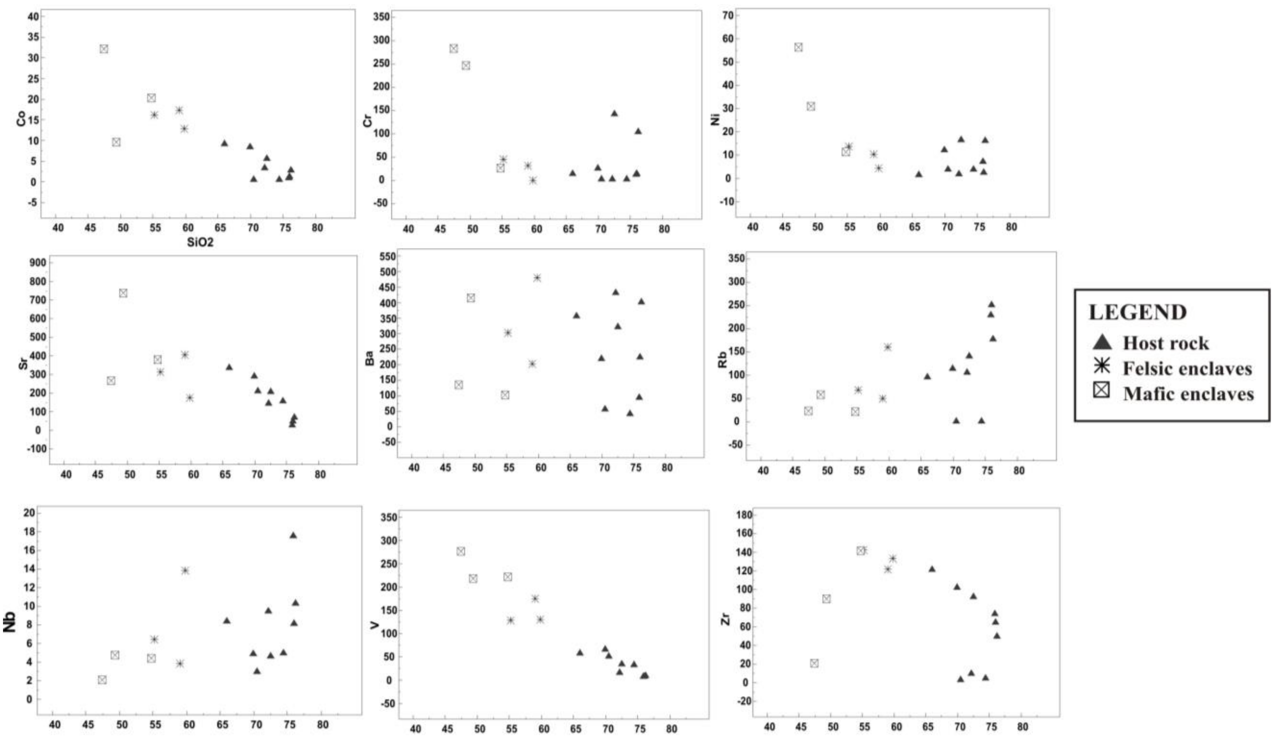
آنکلاوهای ماگمایی دارای ماهیت متاآلومین هستند. در مقابل نمونه‌های سنگ میزبان، متاآلومین و پرآلومین است (شکل ۸).



شکل ۴- A) آنکلاو فلسیک در سنگ‌های جبال‌بارز که از لحاظ کانی‌شناسی تفاوت زیادی با میزبان خود نداشته و دارای کانی‌های ریزتری است و با حرکت از مرز به طرف سنگ میزبان، به اندازه کانی‌ها افزوده می‌شود؛ B) بافت آنتی‌پرتیت و حضور پلاژیوکلاز دارای زونینگ؛ C) حضور گسترده آپاتیت‌های سوزنی به صورت میانبار در بیوتیت و بافت پویی‌کلیتیک؛ D) حضور گسترده کانی‌های ثانویه به ویژه کوارتز و تشکیل رگچه‌های دگرسانی؛ E) دگرسانی بیوتیت به کلریت؛ F) مگاکریست‌های پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار در حال دگرسانی به سریسیت، اپیدوت و سایر کانی‌های رسی.



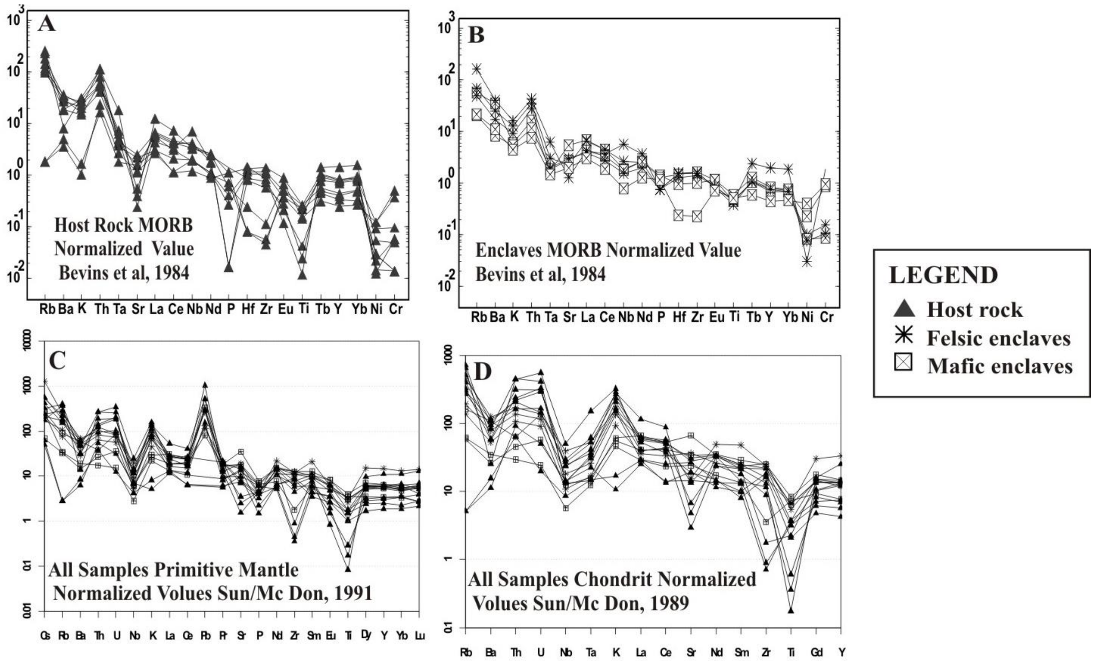
شکل ۵- نمودارهای دو متغیره تغییرات عناصر اصلی در برابر افزایش SiO_2 در آنکلاوها و سنگ میزبان جبال‌بارز.



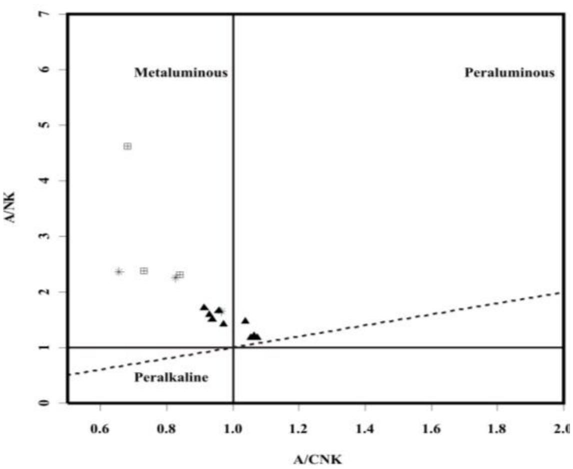
شـکل ۶- نمودارهـای نشـان‌دهنـده تغییـرات عناصـر کمیـاب در برابـر افـزایش SiO_2 در آنکـلاو و سـنگ میزبـان جبـال‌بـارز (Harker, 1909). رونـد نزولـی تغییـرات عناصـر وانـادیوم و کبالـت در ایـن نمودارهـا، مبـین پدیـده اخـتلاط ماگمـایی بـین دو قطـب فلسـیک و مافیک است (Donaire *et al*., 2005؛ Yilmaz, 2005).

ماهیت متاآلومین–پرآلومین میزبان با حضور آنکلاوهای مافیک در آنها سازگار است. زیرا تجربه نشان داده که بیشتر توده‌های نفوذی متاآلومین–پر آلومین دارای آنکلاوهایی هستند که اختلاف ژئوشیمیایی بارزی با سنگ میزبان خود نشان داده و محصول تقابل ماگمای گوشته‌ای و مذاب پوسته‌ای هستند (Arslan and ؛Bonin, 1990 Aslan, 2006).

هماهنگی الگوی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در آنکلاوهای فلسیک و روند تغییرات در سنگ میزبان در برابر SiO_2 در کنار قرابت‌های کانی‌شناختی و توزیع مکانی آنها در سنگ میزبان موجب شده تا آنها به گسیختگی‌های احتمالی در بخش‌های حاشیه‌ای توده نفوذی طی مراحل مختلف تزریق ماگمایی نسبت داده شوند (Donaire *et al*., 2005).



شکل ۷- نمودارهای عنکبوتی آنکلاوها و سنگ میزبان برای سنگ‌های گرانیتوئیدی کمپلکس جبال‌بارز. A) نمونه‌های سنگ میزبان نرمالیز شده با MORB؛ B) نمونه‌های آنکلاو نرمالیز شده با MORB؛ C) کل نمونه‌های سنگ میزبان و آنکلاوها نرمالیز شده با گوشته اولیه؛ D) کل نمونه‌های سنگ میزبان و آنکلاوها نرمالیز شده با کندریت.



شکل ۸- نمودار Shand (۱۹۴۳) برای آنکلاو و سنگ‌های میزبان منطقه جبال‌بارز.

بحث

آنکلاوهـا بـه صـورت جامـد یـا مـذاب بـه درون ماگمـای میزبـان وارد مـی‌شـوند. ممکـن اسـت بخشـی از سنگ میزبان یـا بخشـی از مـواد تفریـق یافتـه اولیـه هـم منشـأ بـا ماگمـای میزبـان یـا بقایـای ذوب نشـده حاصـل از فرآینـد آناتکسـی (رسـتیت)، طـی صـعود یـا جـایگزینی ماگمـا بـه درون آن وارد شـوند. اگـر آنکـلاو بـه صـورت مـذاب بـه داخـل ماگمـای گرانیتوئیـدی وارد شـده باشـد، ممکـن اسـت بـا ماگمـای میزبـان خود هم منشـأ یـا از منشـأهای مختلفـی مشـتق شـده باشـد. وجـود آنکلاوهـای مافیـک کـاملاً گـرد شـده، عدم ارتباط بـین پراکنـدگی آنکلاوهـا بـا حاشـیه تـوده نفـوذی و آثـاری از بـروز تبـادلات شـیمیایی یـا کـانی‌شناسـی بـین آنکـلاو و سـنگ میزبـان همگـی دلایلـی بـر علیـه فرضـیه منشـأگیری آنکلاوهـا از فرآیند شکسـته شـدن سـنگ‌هـای میزبـان اسـت. زیـرا در صـورت خـرد شـدن سـنگ‌هـای میزبـان و راهیـابی آنهـا بـه داخـل ماگمـا، انتظـار مـی‌رود آنکلاوهـا در نزدیـک حاشـیه فـراوان‌تـر و زاویـه‌دار بـوده و در عـین حـال هیچگونـه تبـادلات شـیمیایی و کـانی‌شناسـی در آنهـا انجـام نشـده باشـد (Chen *et al*., 2002؛ Dorais *et al*., 1997). وجـود آنکلاوهـای گـرد شـده، عدم مشـاهده حاشـیه انجمـاد سـریع مافیـک و فقـدان تمرکز آنکلاوهـا فقـط در حاشـیه تـوده نفـوذی، بیـانگر آن است که آنکـلاو نمـی‌توانـد حاصـل حاشـیه انجمـاد سـریع تـوده نفـوذی باشـد. منشـأ ماگمـایی آنکـلاو بـا بافت‌های بـارز آذریـن ماننـد: وجـود بلورهـای شـکل‌دار فازهـای مافیـک و پلاژیـوکلاز بـا بافـت پورفیروئیـد، ماکـل و زونینـگ پلاژیوکلازهـا مشـخص مـی‌شـود (Liankun and Kuirong, 1991؛ Vernon, 2004). وجـود اخـتلاف ژئوشـیمیایی بـین آنکلاوهـای مافیـک و تـوده گرانیتوئیـدی، منشـأ اتـولیتی آنکلاوهـا را با تردیـد مواجـه مـی‌سـازد. زیـرا در صـورت اتـولیتی بـودن آنکلاوهـای مافیـک انتظـار مـی‌رود کـه ویژگـی‌هـای ژئوشـیمیایی تـوده و آنکلاوهـا مشـابه باشـد (Fershtater and Borodina, 1991). در بررسـی‌هـای Chappell (۱۹۹۶) و Dorais و همکـاران (۱۹۹۷) مشـخص شـد کـه فقـدان بافـت کومـولایی در آنکلاوهـا و بـالا نبـودن عناصـر کـروم (۱۰۰ قسـمت در میلیـون)، نیکـل (۲۰ قسـمت در میلیـون) و استرانسـیوم (۳۷۰ قسـمت در میلیـون) و حضور کـوارتز در ترکیـب آنکلاوهـا، بـا فرضـیه کومـولا بـودن آنهـا منافـات دارد. همچنـین، اخـتلاف ژئوشیمیایی بـین آنکـلاو مافیـک و سـنگ میزبـان نیـز دلیلـی بـر منتفـی دانسـتن شـکل‌گیـری آنکلاوهـا از حاشیه انجماد سـریع تـوده نفـوذی اسـت. ویژگـی‌هـای ژئوشـیمیایی متفـاوت آنکلاوهـای مافیـک بـا سـنگ میزبـان و مقـادیر پـایین عناصـر دیرگـداز در آنکلاوهـا، احتمـال رسـتیت بـودن آنهـا را نیـز بـا تردیـد مواجـه مـی‌سـازد (Liankun and Kuirong, 1991). از طرف دیگر، فقدان بافت‌هـای دگرگـونی و عـدم ظهـور آنومالی مثبت Eu در آنکلاوهـا، بـا رسـتیت بـودن آنهـا منافـات دارد (Sergi, 1997). محتمـل‌تـرین منشـأ بـرای تشـکیل آنکلاوهـای ماگمـایی کمـپلکس گرانیتوئیـدی جبـال‌بـارز، راهیـابی مـذاب دیـوریتی بـه مخـزن ماگمـای سـازنده گرانیتوئیـدها اسـت. بـه ایـن صورت که ماگمای حـد واسـط-بازیـک پـر حـرارت بـه درون ماگمـای اسـیدی بـه نسـبت سـردتر نفـوذ کـرده و بـا از دسـت دادن دمـا بـه آنکـلاو تبـدیل شـده و در برابر مذاب پیرامون خـود نفوذناپـذیر بـاقی‌مانـده اسـت (Stephens *et al*., 1991). دانـه‌ریـز بـودن آنکلاوهـا به عنوان شاهدی از سـرد شـدن سـریع مـذاب سـازنده آنهـا در مقایسـه بـا ماگمـای گرانیتوئیـدی تفسـیر مـی‌شـود (Donaire *et al*., 2005). بـه عقیـده Vernon (۱۹۸۳) ورود قطـرات ماگمـایی حـد واسـط دمای بـالاتر بـه درون ماگمـای فلسـیک سـردتر، باعـث

سرعت بخشیدن به انجماد ماگمای حد واسط، افزایش نرخ هسته سازی و به دنبال آن تشکیل بافت میکروگرانولار می‌شود. همین امر باعث شده که با نزدیک شدن به محل همبری آنکلاو-سنگ میزبان، به دلیل افزایش نرخ سردشدگی، اندازه بلورها نسبت به مرکز آنکلاو، کوچک‌تر باشد (Vernon, 1983؛ Kumar, 1995). وجود مرز مضرس و زایده‌دار بین آنکلاو-سنگ میزبان در مقیاس میکروسکوپی، بیانگر مذاب بودن آنکلاو در هنگام قرارگیری در مخزن ماگمایی و دلیلی بر اختلاط ماگمایی تلقی می‌شود (Barbarin and Didier, 1991؛ El Desouky *et al.*, 1996؛ Chen *et al.*, 2002؛ Kumar *et al.*, 2004). به علاوه بنا بر پیشنهاد برخی از پژوهشگران، بیوتیتی که توسط آمفیبول احاطه شده است، از شواهد اختلاط ماگمایی محسوب می‌شود. بلورهای بیوتیت دارای ادخال‌های آپاتیت سوزنی‌شکل هستند که شاید بر اثر فوق اشباع شدن موضعی یا اختلاط ماگمایی به وجود آمده باشند (Frost and Mahood, 1987؛ Salonsaari, 1995؛ Karsli *et al.*, 2007). به هر حال بسیاری از پژوهشگران، انکلوزیون‌های آپاتیت سوزنی را بلورهای ماگمایی اولیه در نظر گرفته و احتمال رستیت بودن آنها را در گرانیتوئیدها ناچیز می‌دانند (Chappell *et al.*, 1987؛ Bacon, 1989؛ Chen *et al.*, 1989؛ Dorais *et al.*, 1997). بالا بودن میزان Fe_2O_3، MgO، MnO و TiO_2 در آنکلاوها در مقایسه با سنگ میزبان، ناشی از فراوانی کانی‌های فرومنیزین آمفیبول، بیوتیت و اکسیدهای آهن و تیتان بوده و میزان بالاتر CaO و Al_2O_3 به فراوانی پلاژیوکلاز در آنکلاو نسبت داده می‌شود (Barbarin, 2005). فراوانی آپاتیت در آنکلاو به اشباع شدن ماگما از P_2O_5 و تبلور سریع آن نسبت داده می‌شود (Kumar, 1995). به علاوه، بسیاری از پژوهشگران، حضور لخته‌های مافیک بیوتیت و هورنبلند به همراه اسفن و کانی‌های اپاک را یکی از آثار بارز وقوع اختلاط ماگمایی قلمداد می‌کنند (Barbarin and Didier, 1992؛ Baxter and Feely, 2002). همچنین، بسیاری از پژوهشگران، حضور مگاکریست فلدسپار پتاسیم در آنکلاو را نشانه وقوع اختلاط ماگمایی می‌دانند (Elburg, 1996؛ Perugini *et al.*, 2003). با توجه به این واقعیت که ترکیب شیمیایی بیشتر آنکلاوها برای تبلور درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم مناسب نیست، پس باید مواد لازم برای تبلور مگاکریست‌های این کانی از منشأ خارجی تأمین شده باشد (Vernon, 1991). به عقیده Vernon (۱۹۹۱) مگاکریست‌های فلدسپار پتاسیم در آنکلاو و سنگ میزبان از یک منشأ هستند. منشأ عناصر مورد نیاز برای تبلور فنوکریست‌های فلدسپار پتاسیم، ماگمای سازنده سنگ میزبان است (Vernon, 1991؛ Baxter and Feely, 2002). بنابر نظریه Castro و همکاران (۱۹۹۱) اغلب مگاکریست‌ها در آنکلاوها، شاید زنوکریست‌های متبلور شده در ماگمای سیلیسی میزبان بوده که توسط ماگمای سازنده آنکلاو به دام افتاده‌اند. Baxter و Feely (۲۰۰۲) وجود فنوکریست‌های فلدسپار پتاسیم را شاهدی بر تبلور فلدسپار پتاسیم در هنگام انتقال مکانیکی تلقی می‌کنند. علاوه بر این، با توجه به تمرکز درشت بلورها در نزدیکی مرز آنکلاو-سنگ میزبان، به نظر می‌رسد این بلورها از سنگ میزبان مشتق شده و موجب تغییر ترکیب شیمیایی آنکلاو به سمت مونزودیوریت شده باشد (Bussy, 1990). بنا بر پیشنهاد Bussy (۱۹۹۰) بلورهای فلدسپار پتاسیم به محض قرارگیری در محیط جدیدی که دمای بیشتری دارد ناپایدار شده و به طور موضعی از سطوح خارجی و به ندرت از درون دستخوش

انحـلال مـی‌شـود. در ایـن حالـت، حفـرات حاصـل از انحلال ممکن است بـا مـواد زمینـه آنکـلاو پـر شـوند. وی حضـور درشـت بلـور فلدسـپار پتاسـیم بـا حاشـیه انحلالـی در آنکـلاو را دلیلـی بـر اخـتلاط ماگمـایی تلقی می‌کند. عـلاوه بـر ایـن، پـایین بـودن عناصـر Ba، K_2O و Rb در ماگمـای سـازنده آنکـلاو نسـبت بـه سـنگ میزبـان، باعـث محـدودیت در تبلـور فلدسـپار پتاسـیم شـده اسـت. زمـانی کـه ماگمـای حدواسـط فاقـد بلـور بـه درون ماگمـای انـدکی متبلـور شـده اسیدی نفوذ کنـد، بـه دلیـل ایـن کـه قـبلاً مقـداری از پتاسـیم ماگمـای اسـیدی بـه دلیـل تبلـور بخشـی، بـه درون شـبکه کـانی‌هـا وارد شـده و بـا کمبـود پتاسـیم مواجـه اسـت؛ بنـابراین، مقـداری از پتاسـیم ماگمـای حـد واسـط بـه درون ماگمـای اسـیدی انتشـار یافتـه و بـا ایـن عمـل میـزان پتاسـیم ماگمـای آنکـلاو کـاهش مـی‌یابـد (Sergi, 1997). عـلاوه بـر ایـن، بافـت‌هـای دیگری که دلالـت بـر فرآینـد اخـتلاط ماگمـایی دارنـد نیـز در نمونـه‌هـا یافـت مـی‌شـوند کـه از آن جملـه مـی‌تـوان پلاژیـوکلاز تیغـه‌ای کوچـک درون پلاژیوکلاز بـزرگ‌تـر و بـه طـور کلـی، حضـور بلورهـای سـوزنی حاصـل از انجمـاد سـریع ماگمـای مافیـک یـا حـد واسـط اشـاره نمـود (Hibbard, 1991؛ Akal and Helvaci, 1999؛ Arslan and Aslan, 2006). از سـوی دیگـر، ممکـن اسـت فراوانـی بـالای Na_2O و فراوانـی انـدک K_2O در آنکـلاو بـه متفـاوت بـودن منشـأ یـا شـرایط تشـکیل دو ماگمـا مـرتبط باشـد. بـه عبـارتی ممکـن اسـت آنکـلاو در محیطـی متفـاوت یـا در فشـار H_2O بـالاتر تشـکیل شـده باشـد. در پـی تزریـق ماگمـای حـد واسـط بـه بخـش تحتـانی یـک مخـزن ماگمـای گرانیتوئیـدی و ورود قطـرات کـانی‌هـای مافیـک بـه داخـل مخـزن، تعـادل حرارتـی مخـزن بـه هـم خـورده و فرآینـد انتشـار باعـث تغییـر ترکیـب شـیمیایی ماگمـا خواهـد شـد. بـه طـوری کـه آنکلاوهـا از عناصـری ماننـد: HREE، Nb، Sm و Y غنـی و از عناصـری ماننـد: Rb و Ba تهـی مـی‌شـوند (Tindle, 1991). فراوانـی تقریبـاً برابـر عناصـر Cr، Co و Ni در دو ماگمـا بیـانگر ایـن اسـت کـه سـنگ‌هـای تـوده نفـوذی نمـی‌تواننـد از کـانی‌هـای مافیک سازنده آنکلاو مشـتق شـده باشـند یـا ایـن کـه آنکـلاو بخـش انجمـاد سـریع و زود تبلـور یافتـه تـوده نفـوذی باشـد. زیـرا ایـن عناصـر در طـول تفریـق یـا ذوب بخشـی بـه شـدت تهـی مـی‌شـود. میـزان انتقـال عناصـر بـین دو ماگمـای سـازنده آنکـلاو و سـنگ میزبـان بـه وضـوح تـابع انـدازه آنکلاوهـا اسـت. آنکلاوهایی با اندازه ۸ تـا ۱۰سـانتی‌متـر، مـرز منظمـی بـا سـنگ میزبـان داشـته، دانـه‌ریزتـر بـوده و بـه ترکیبـات دیـوریتی متمایـل مـی‌شـوند. در حـالی کـه آنکلاوهـای بـا ابعـاد بـیش از ۲۰ سـانتی‌متـر، شکل‌هـای زاویـه‌داری داشـته، دانـه درشـت‌تـر بـوده و بیشـتر کوارتزدیـوریتی و مونزودیـوریتی هسـتند. آنکلاوهـای کوچـک در مقایسـه بـا انـواع درشـت‌تـر، سـریع‌تـر سـرد شـده و در نتیجـه سیسـتم تقریبـاً بسـته‌ای را نسـبت بـه غنـی‌شـدگی از عناصـر آلکـالی، REE، LILE و HFSE تشـکیل داده‌انـد (Barbarin and Didier, 1992). تـاکنون الگوهـای متفـاوتی دربـاره محـیط ژئودینـامیکی ماگماتیسـم پهنـه ارومیـه-دختـر ارایـه شـده اسـت. عـده‌ای از پژوهشـگران بـه الگـوی ریفـت درون قـاره‌ای بـرای ماگماتیسـم در ایـن پهنـه ماگمـایی معتقـد هسـتند (Amidi and Majidi, 1977؛ Caillet *et al.*, 1978؛ Emami, 1981؛ Sabzehei, 1994) و بعضـی دیگـر از پژوهشـگران، فـرورانش لیتوسـفر اقیانوسـی نئـوتتیس بـه زیـر ایـران مرکـزی را دلیلـی بـرای رخـداد ماگماتیسـم در ایـن پهنـه مـی‌داننـد (Takin, 1972؛ Berberian and Berberian, 1981؛ Moinevaziri, 1985؛ Aftabi and Atapour, 2000). بـه طـور کلـی، داده‌هـای ژئوشیمیایی موجـود نشـان مـی‌دهنـد کـه ماگماتیسـم

نفوذی کمپلکس گرانیتوئیدی جبال‌بارز ناشی از فرورانش بوده و این منطقه، حاشیه فعال قاره‌ای است (Rasouli, 2015). بنابراین، می‌توان گفت که کمپلکس نفوذی یاد شده، از جمله توده‌های نفوذی کم عمقی محسوب می‌شود که در ترازهای فوقانی پوسته جایگزین شده است. در توده‌های نفوذی کم عمق، معمولاً حجم ماگمای اسیدی بیشتر از ماگمای مافیک و حد واسط است. بنابراین، در اثر اختلاط آنها، کانی‌های مافیک به صورت حباب‌هایی درون ماگمای فلسیک پراکنده می‌شوند (Vernon, 1983؛ Sparks and Marshal, 1986). به عقیده Barbarin (۲۰۰۵) در صورتی که ماگمای مافیک و حد واسط قبل از تبلور ماگمای فلسیک به درون آن نفوذ کرده باشد اختلاط ماگمایی انجام می‌شود. در حالی که اگر بعد از تبلور بخشی ماگمای فلسیک با آن مواجه شود، به دلیل افزایش ویسکوزیته ماگمای میزبان، به شکل حباب‌هایی(آنکلاوهایی) درون آن پراکنده می‌شود.

نتیجه‌گیری

آنکلاوهای ماگمایی کمپلکس گرانیتوئیدی جبال‌بارز به دو دسته فلسیک و مافیک تقسیم می‌شوند. البته در حواشی توده زینولیت‌هایی از جنس سنگ میزبان ولکانیکی نیز مشاهده می‌شود. کمپلکس گرانیتوئیدی جبال‌بارز، با ترکیب کوارتزدیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و سینوگرانیت، میزبان آنکلاوهای ماگمایی مافیک با جنس مونزونیتی، مونزودیوریتی و دیوریتی کوارتزدار و فلسیک با ترکیب گرانیت و سینوگرانیت است. مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی آنکلاوهای ماگمایی و سنگ میزبان نشان از اختلاط ماگمایی دارد. آنکلاوهای این منطقه بیشتر کروی بوده و اندازه آنها از چند میلی‌متر تا ۳۰ سانتی‌متر متغیر است. مرز آنها با گرانودیوریت‌های میزبان در مقیاس نمونه دستی غالباً مشخص و در مقیاس میکروسکوپی کنگره‌ای و زایده‌دار است. ویژگی‌های متفاوت ژئوشیمیایی آنکلاوها با سنگ میزبان نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آنکلاوها و سنگ‌های میزبان از دو منشأ متفاوت بوده و به دلیل تفاوت‌های فیزیکی و شیمیایی زیاد، نتوانسته‌اند به طور کامل با یکدیگر اختلاط کرده و از این رو قطرات کانی‌های کم حجم مافیک به شکل حباب‌هایی درون ماگمای اصلی فلسیک پراکنده شده و تشکیل آنکلاوها را داده است.

سپاسگزاری

تجزیه‌های این پژوهش با همکاری و راهنمایی‌های ارزنده پروفسور Poli در دانشگاه Perugia ایتالیا انجام شد. به این سبب نگارندگان بر خود لازم می‌دانند مراتب تشکر و قدردانی خود را از ایشان مبذول دارند.

منابع

Aftabi, A. and Atapour, H. (2000) Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran. Episodes 164 (2): 119-124.

Akal, C. and Helvaci, C. (1999) Mafic micro granular enclaves in the Kozak Granodiorite, western Anatolia. Journal of Asian Earth Sciences 176(8): 1-17.

Aletaha, B. (2004) Petrography and petrology of igneous rocks and associated copper mineralization in south-east Bam. PhD thesis, Islamic Azad University, Tehran, Iran (in Persian).

Amidi, M. and Majidi, B. (1977) Geological Quadrangle Map of Iran, Hamadan, 1:250000, No. D6, Geological Survey of Iran, Tehran.

Arslan, M. and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusion in eastern Pontides, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 125(27): 177-193.

Barbarin, B. and Bateman, P. C. (1986) Origin and evolution of mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the Central Sierra Nevada. 14^{th} International Mineralogical Association Meeting, Stanford, California. USA.

Barbarin, B., Dodge, F. C. W., Kistler, R. W. and Bateman, P. C. (1989) Mafic inclusions and associated aggregates and dikes in granitoid rocks, Central Sierra Nevada batholith. Analytic Data, U. S. Geological Survey, Bulletin.

Barbarin, B. and Didier, J. (1991) Conclusions. In: Enclaves and granite petrology (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.) 545-549. Elsevier, Amsterdam.

Barbarin, B. and Didier, J. (1992) Genesis and evolution of mafic micro granular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Earth Sciences Journal 83 (2): 145-153.

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(3): 155-177.

Bacon, C. R. (1989) Crystallization of accessory phases in magmas by local saturation adjacent to phenocrysts. Geochimica et Cosmochimica Acta 53(2): 1055-1066.

Berberian, F. and Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Zagros, Hidu Kush and Himalaya geodynamic evolution, Am. American Geophysical Union Geodynamics Series 3: 5-32.

Blake, S. and Fink, J. H. (2000) On the deformation and freezing of enclaves during magma mixing. Journal of Volcanology and Geothermal Research 95(4):1-8.

Bonin, B. (1990) From orogenic and anorogenic setting: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. Gelogical Journal 25(2): 261-270.

Baxter, S. and Feely, M. (2002) Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway granite, Connemara, Ireland. Mineralogy and Petrology 76(3): 63-74.

Bussy, F. (1990) The rapakivi texture of feldspars in the plutonic mixing environment: a dissolutionre crystalization process. Geological Journal 25(4): 319-324.

Castro, A. I., Moreno-Ventas, J. D. and De La Rosa, H. J. (1991) Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoids rocks (Hercinian Belt, Spain): implications for magma mixing. Geologische Rundschau 80(2): 109-120.

Caillet, C., Dehlavi, P. and Martel-Jantin, B. (1978) Géologie de la région de Saveh (Iran) contribution a l'étude du volcanisme et du plutonism Tertiaires de la zone de l'Iran Central: thèse de doctorat, Université Grénoble, Grénoble, France.

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(3): 449-470.

Chappell, B., White, A. J. R. and Wyborn, D. (1987) The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. Journal of Petrology 28(2): 1111-1138.

Chen, Y. D., Price, R. C. and White A. J. R. (1989) Inclusions in three S-type granites from southeastern Australian. Journal of Petrology 30(3): 1181-1218.

Chen, Y. D., 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. 60(4): 67-88.

Darvishzadeh, A. (2005) Geology of Iran. Amirkabir Publication, Tehran (in Persian).

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 130(2): 31-46.

Donaire, T., Pascual, E., Pin, C. and Duthou, J. L. (2005) Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian massif, Spain. Contribution to Mineralogy and Petrology 149(2): 247-265.

Didier, J. and Barbarin, B. (1987) The different types of enclaves in granites-nomenclature. In: Enclaves and granite petrology, developments in petrology (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.) 19-24. Elseiver, Amsterdam.

Didier, J. and Roques, M. (1958) Sur les enclaves des granites du massif Central Francais. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris 228: 1830-1841.

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 153(2): 361-374.

Elburg, M. A. (1996) U-Pb ages and morphologies of zircon in microgranitoid enclaves and peraluminous host granites: evidence for magma mingling. Contribution to Mineralogy and Petrology 123(2): 177-189.

Emami, M. H. (1981) Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): contribution à l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central: thèse de doctorat, Université Grénoble, Grénoble, France.

Fershtater, G. B. and Borodina, N. S. (1991) Enclave in the Hercynian granitoids of the Urals mountains, U. S. S. R. In: Enclaves and granite petrology (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.) 132(1): 83-94. Elsevier, Amsterdam.

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(2): 272-291.

Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methneu Publication, London.

Hibbard, N. J. (1991) Textural anatomy of twelve magmamixed granitoid systems. In: Enclaves and granite petrology (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.) 167(3): 431-441. Elsevier, Amsterdam.

Honarmand, M., Ranjbar, H. and Shahabpour, J. (2012) Application of principal component analysis and spectral angle mapper in the mapping of hydrothermal alteration in the Jebal-Barez area, southeastern Iran. Resource Geology 62(2): 119-139.

Hutton, J. (1795) The theory of the earth. Edinburgh, Methneu Publication, London.

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 postcollision extensional setting. Lithos 98(1): 57-69.

Kumar, S. (1995) Microstructural evidence of magma quenching inferred from enclaves hosted in the Hodrus a granodiorites, western Carpathians. Geological Institute, Slovak Academy of Sciences 46(3):379-382.

Kumar, S. Rino, V. and Pal, A. B (2004) Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in PalaeoProterozoic. Contribution to Mineralogy and Petrology 149(3):324-341.

Kumar, S. and Rino, V. (2006) Mineralogy and geochemistry of microgranular enclaves in PalaeoProterozoic Malanjkhand granitoids, Central India: evidence of magma mixing, mingling and chemical equilibration. Contribution to Mineralogy and Petrology 152(4):591-609.

Lacroix, A. (1893) Les enclaves des roches volcaniques. Protat Publication, Mâcon.

Liankun, S. and Kuirong, Y. (1991) A two-stage crustmantle interaction model for mafic microgranular enclaves in the Doning granodiorite pluton, Guangxi, China. In: Enclaves and granite petrology (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.) 148(1): 95-112. Elsevier, Amsterdam.

Moinevaziri, H. (1985) Volcanisme tertiarie et Quaternaire en Iran. thèse de doctorat, université paris sud orsay, France.

Noyes, H. J., Wones, D. R. and Frey, F. A. (1983) A tale of two plutons: petrographic and mineralogic constraints on the petrogenesis of the Red Lake and Eagle Peak plutons, Central Sierra Nevada, California. Journal of Geology 91(3): 353-379.

Pabst, A. (1928) Observation on inclusion on the granitic rocks of the Sierra Nevada. Department of Geological Sciences 17: 325-386.

Paterson, S. R., Vernon, R. H. and Tobisch, O. T. (1989) A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. Journal of Structural Geology 11(3): 349-363.

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 78(2): 173-200.

Rasouli, J. (2015) Petrology, geochemistry and reviewing the zoning alteration and copper mineralization in Jabal Barez granitoid complex (north east Jeroft). PhD thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, (in Persian).

Rasouli, J., Gourbani, M. and Ahadnejad, V. (2014) Field observations, petrography and microstructures study of Jebale Barez plutonic complex (east-north east Jiroft). Journal of Tethys 2(3): 178-195.

Sabzehei, M. (1994) Geological Quadrangle Map of Iran, Hajiabad, 1:250000, No, 12, Geological Survey of Iran, Tehran.

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 67(1): 88-104.

Sergi, A. (1997) Mafic microgranular enclaves from the Xanthi pluton (northern Greece): an example of mafic felsic magma interaction. Mineralogy and Petrology 61(1): 97-117.

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(1): 99-124.

Silva, M. M., Neiva, A. M. R. and Whitehouse, M. J. (2000) Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, Central Portugal. Lithos 50(1): 153-170.

Shand, S. J. (1943) Eruptive Rocks. John Wiley & Sons, Inc., New York.

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

Takin, M. (1972) Iranian geology and continental drift in the middle east. Nature 235(1): 147-150.

Tindle, A. G. (1991) Trace element behavior in microgranular enclaves from granitic rocks. In: Enclaves and Granite Petrology (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.) 313-331. Elsevier, Amsterdam.

Vernon, R. H. (1983) Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites (clarke memorial lecture). Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales 116(1): 77-103.

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

Vernon, R. H. (2000) Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. Electronic Geosciences 5(1): 112-124.

Vernon, R. H. (2004) A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, Cambridge.

Yilmaz, S. S. (2005) Geochemistry of mafic microgranular enclaves in the Tamdere quartz monzonite, south of Dereli/Giresun, eastern Pontides, Turkey. Geochemistry 132(1): 145-162.

Field evidence, microscopic and geochemical data to determine the origin of magmatic enclaves in the Jebale Barez plutonic complex (eastand northeast Jiroft)

Jamal Rasouli [1]*, Mansour Ghorbani [1] and Vahid Ahadnejad [2]
[1] Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
[2] Department of Geology, Payame Noor University, 19395-3697 Tehran, I. R. of Iran

Abstract
The Jebale-Barez plutonic complex is composed of granitoid intrusive bodies and is located in the east and northeast of Jiroft and south of the Kerman province. The plutonic complex is composed of granodiorite, quartz diorite, syenogranite and mostly granite. This plutonic complex includes abundant rounded and ellipsoid magmatic enclaves ranging in size from a few millimeters to 30 centimeters and varying in composition from quartz diorite, monzodiorite to quartz monzodiorite. These enclaves are very fine-grained and show chilled margin and their crystal size gradually decreases from center to the margin. The chilled margin is an evidence of rapid magma cooling once the enclaves were surrounded by host felsic magma. The mingling of two magmas is testified by presence of the disequilibrium textures such as: poikilitic and antipertite textures in the K-feldspar megacrysts, rounded, corroded and altered plagioclases, mafic clots, acicular apatites, small lath-shaped plagioclases in the large plagioclases as well as the occurrence of mafic microgranular enclaves with crenated and cuspate contact with the felsic -host rocks. Also, the plagioclase crystals display essentially normal and occasionally oscillatory zoning. The enclaves and their host rocks, geochemically is different. The former is Na-enriched whilst the latter is enriched in K. Furthermore, the enclaves are depleted in LREE and LILE while are enriched in HREE and Ti in analogy to their host granodiorites. Therefore, it seems that the enclaves and granodiorites have been originated from two different magmas which were placed adjacent to each other by magma mingling and mixing process.

Key words: Magma mingling, Magmatic enclaves, Active continental margin, Jebale Barez, Uromieh-Dokhtar magmatic zone

* m-ghorbani@sbu.ac.ir