

سنگ‌زایی برونوم‌های ریز دانه‌ای در گرانودیوریت‌های بخش میانی نوار سنندج-سیرجان

امیر اثنی‌عشری^{۱*}، محمدولی ولی‌زاده^۲، ابوالفضل سلطانی^۳

۱- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵ تهران، ایران

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

۳- دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه تربیت دبیر شهید رجایی، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۹۲/۱/۱۹، نسخه نهایی: ۹۲/۶/۲۰)

چکیده: گرانیتوئیدهای الیگودرز با گسترشی در حدود ۸۰ کیلومتر مربع در بخش میانی نوار سنندج - سیرجان بیرون زدگی دارند. توانالیت، گرانودیوریت و گرانیت اصلی‌ترین واحدهای سنگی بیرون زده در این منطقه است. برونوم‌های ریز دانه‌ای با خاستگاه ماگمایی، در گرانودیوریت‌ها فراوانی قابل ملاحظه‌ای دارند. بررسی‌های صحرایی، شواهد سنگ‌نگاری، شیمی سنگ کل و شیمی کانی‌های برونوم‌ها و سنگ میزبان نشان می‌دهند که این برونوم‌ها بر اثر فرایند آمیخته شدن ماگمایی حاصل نشده‌اند. روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در نمودارهای هارکر، تشابه در نمودارهای عنکبوتی و مدلسازی ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نشان می‌دهند که برونوم‌ها و سنگ میزبان‌شان دارای قرابت ژنتیکی بوده و تبلوربخشی عامل اصلی در شکل‌گیری برونوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز بوده است. این برونوم‌ها در اصل حاشیه‌های سریعاً انجماد یافته مخزن ماگمایی هستند که در مراحل بعدی شکل‌گیری‌های ماگمایی گسیخته شده و به صورت برونوم‌های ریز دانه‌ای و به صورت قطعات جامد (با حداقل تبادلات شیمیایی با ماگمای میزبان) درون ماگمای میزبان پراکنده شده‌اند. سرد شدن سریع برونوم‌ها تبلور بیوتیت و آمفیبول را تسهیل کرده و باعث تغییر رفتار شیمیایی برونوم‌ها نسبت به سنگ میزبان شده است.

واژه‌های کلیدی: برونوم؛ آمیختگی ماگمایی؛ الیگودرز؛ حاشیه انجماد سریع؛ ژئوشیمی؛ سنندج-سیرجان

مقدمه

مجزایی درون ماگمای فلسیک پراکنده می‌شود. این قطعات اختلاف دمایی زیادی با ماگمای میزبان اسیدی دارند. بنابراین به سرعت سرد شده و در پایان برونوم‌های ریز دانه‌ای را تشکیل می‌دهند. برخی از پژوهشگران، مدل رستیتی را برای این برونوم‌ها در نظر گرفته و آن‌ها را برجا مانده‌های حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای می‌دانند [۳]. در مدل دیگری، خاستگاه برونوم‌های ریز دانه‌ای را با سنگ میزبان خود یکی دانسته و تشکیل آن‌ها را به تبلور زود هنگام ماگمای میزبان در شرایط فیزیکی شیمیایی متفاوت نسبت می‌دهند [۴]. گاهی برونوم‌های نوع اخیر حاصل انجماد سریع ماگما در بخش‌های

یکی از ویژگی‌های معمول سنگ‌های گرانیتوئیدی میزبانی مقادیر فراوانی از برونوم‌های ریز دانه‌ای (ME) است. امروزه فرضیه‌های مختلفی برای تشکیل برونوم‌های ریز دانه‌ای پیشنهاد شده‌اند. بسیاری از پژوهشگران خاستگاه اختلاط ماگمایی را برای این برونوم‌ها در نظر می‌گیرند و معتقدند که این برونوم‌ها حاصل اختلاط یک ماگمای مافیک مشتق شده از گوشته‌ی با ماگمای فلسیک حاصل از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای هستند [۲، ۱]. در این مدل چنین گفته می‌شود که پس از اختلاط، ماگمای مافیک گسیخته شده و به صورت قطعات

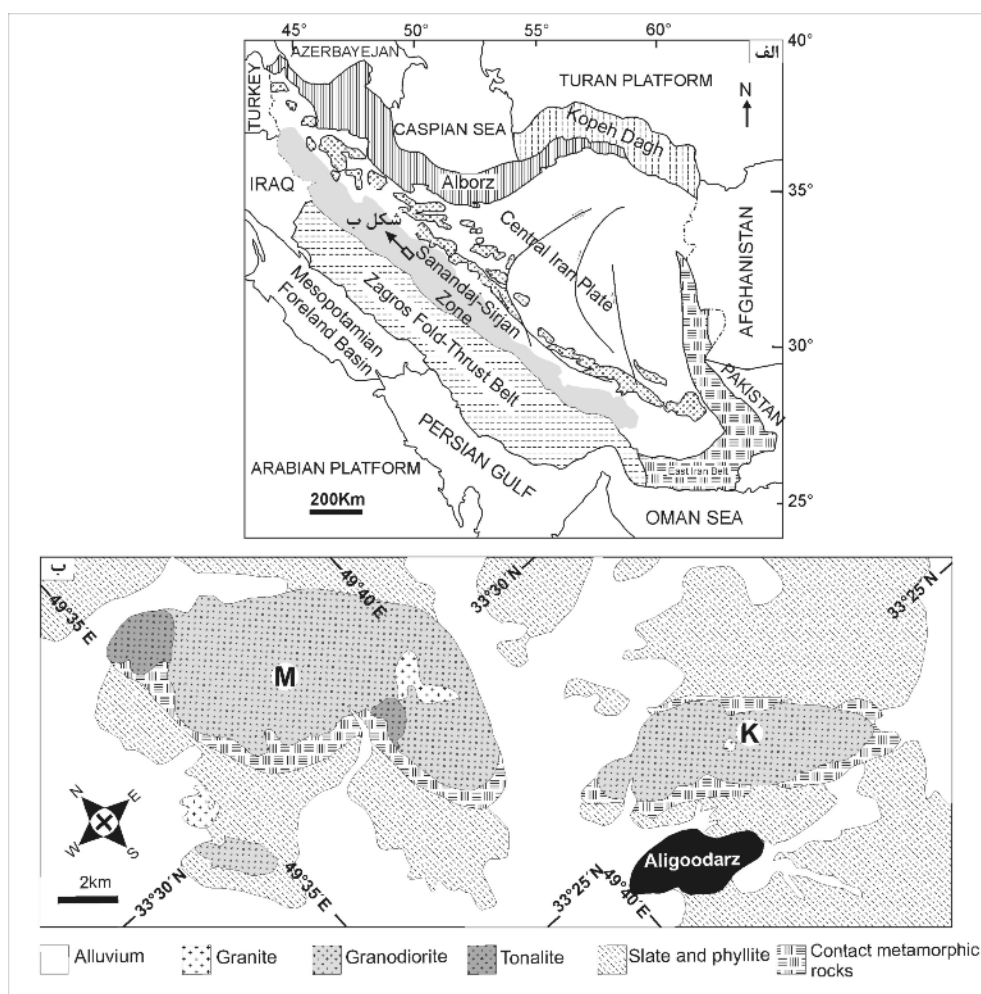
دهیم. این بررسی نشان می‌دهد که چگونه تشکیل ماگما در اعماق کم یک قوس ماگمایی موجب برونوم‌هایی می‌شود که با میزبان خود خاستگاه مشترکی داشته و در نتیجه تبلوربخشی حاصل شده‌اند.

موقعیت زمین‌شناسی منطقه

منطقه‌ی مورد بررسی با مختصات جغرافیایی $33^{\circ}23'$ تا $33^{\circ}34'$ شمالی و $49^{\circ}35'$ تا $49^{\circ}47'$ شرقی به لحاظ تقسیمات زمین‌شناختی ایران در نوار ساختاری سنندج-سیرجان قرار دارد. از نظر جغرافیایی نیز در گستره شهرستان الیگودرز و در بخش شرقی استان لرستان واقع شده است (شکل ۱). ویژگی‌های مبنایی این منطقه در نقشه‌ی زمین‌شناسی شکل ۱ ارائه شده است.

حاشیه‌ای مخزن ماگمایی هستند. بخش‌های به سرعت انجماد یافته گسیخته شده و در نهایت داخل مخزن ماگمایی پراکنده می‌شوند [۵،۶].

در این مقاله سعی شده است تا ویژگی‌های ژنتیکی برونوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز مورد بحث و بررسی قرار گیرد. در بسیاری از بررسی‌هایی که تاکنون روی گرانیتوئیدهای بخش میانی نوار سنندج-سیرجان در ناحیه الیگودرز صورت گرفته [۷-۱۰] بیشتر سنگ‌شناسی سنگ میزبان گرانیتوئیدی مورد نظر بوده و توجه کمتری به برونوم‌ها شده است. هدف از ارائه این مقاله آنست که با استفاده از شواهد صحرایی، بررسی‌های میکروسکوپی، شیمی سنگ‌کل و شیمی کانی‌های موجود در برونوم‌ها و سنگ میزبان، چگونگی تشکیل برونوم‌های ریز دانه‌ای موجود در گرانیتوئیدهای الیگودرز را مورد بررسی قرار



شکل ۱ الف) نقشه‌ی ساختاری ایران که موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در بخش مرکزی نوار سنندج-سیرجان در آن مشخص شده است [۱۲،۱۱] ب) نقشه‌ی ساده‌ی زمین‌شناسی از منطقه‌ی مورد بررسی که واحدهای سنگی مختلف در آن نمایش داده شده‌اند. ملاطاب (M) و خوره (K) دو بیرون زدگی متفاوت و مستقل از هم هستند که به ترتیب با حروف M و K نشان داده شده‌اند.

صحت^۶ اندازه‌گیریها به ترتیب معادل 0.X% و 1-2% می‌باشد. نتایج حاصل در جدول ۲ ارائه شده است.

روابط صحرایی

اصلی‌ترین واحدهای سنگی منطقه به ترتیب فراوانی عبارتند از گرانودیوریت، تونالیت و گرانیت (شکل ۱ب). برخوردگاه بین هر یک از این واحدها از نوع آذرین و ناگهانی (بلافصل) است. در ناحیه برخوردگاه گرانیت-گرانودیوریت و گرانودیوریت-تونالیت قطعات گسیخته شده‌ای از سنگ‌های مافیک‌تر درون سنگ‌های فلسپیک‌تر مشاهده می‌شود (گرانودیوریت درون گرانیت؛ و تونالیت درون گرانودیوریت) (شکل ۲الف و ب).

برونوم‌های ریز دانه‌ای به مقدار فراوان و تقریباً در تمامی سطوح بیرون زدگی یافته گرانودیوریت‌ها دیده می‌شوند. ابعاد این برونوم‌ها از چند سانتیمتر تا حدود یک متر در تغییر است. فراوانی برونوم‌ها در گرانودیوریت ملاطالب چندین برابر بیشتر از گرانودیوریت خورهه است (شکل ۱ب). برونوم‌ها عمدتاً بیضوی یا عدسی شکند ولی انواع زاویه‌دار نیز در بسیاری از سطوح بیرون زدگی یافته قابل مشاهده است (شکل ۲پ).

سنگ‌نگاری

گرانودیوریت و برونوم‌های ریز دانه‌ای موجود در آن

گرانودیوریت‌ها میان دانه تا درشت دانه بوده و واحد سنگی غالب در منطقه هستند به طوری که در حدود ۸۹٪ بخش بیرون زده را به خود اختصاص داده‌اند. محاسبه‌ی فراوانی مدی کانی‌ها بیانگر آنست که پلاژیوکلاز (۴۹-۲۶٪)، کوارتز (۴۹-۲۹٪)، بیوتیت (۲۱-۱۶٪) و فلدسپات پتاسیم (۱۸-۶٪) کانی‌های اصلی بوده و کانی‌های فرعی آن‌ها نیز شامل زیرکن، مگنتیت، تورمالین و آپاتیت می‌شوند (شکل ۳الف). این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای با درشت بلورهای پلاژیوکلاز هستند. به دلیل تاثیر متفاوت نیروهای زمین‌ساختی، گرانودیوریت‌ها به درجات متفاوت تحت تاثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند و به همین دلیل برخی کانی‌ها از جمله کوارتز تجدید تبلور یافته و ریز دانه شده‌اند. بافت‌های پوئیکلیتیک (ادخال‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت در بلورهای درشت (ارتوز و کوارتز) و گرانوفیر از بافت‌های مهمی هستند که در گرانودیوریت‌ها دیده می‌شوند.

نوار سندنچ-سیرجان که حاصل فرورائش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی است [به عنوان مثال، ۱۳]، با گستره‌ای از فعالیت‌های ماگمایی و شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی مشخص می‌شود. گرانیتوئیدهای الیگودرز تحت تاثیر همین فرایند فرورائش تشکیل شده‌اند [۱۴، ۱۰]. در طی ژوراسیک میانی (~165Ma) [۱۰] نفوذ ماگما، سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای با سن تریاس بالا تا ژوراسیک را تحت تاثیر قرار داده و موجب گسترش هاله دگرگونی در برخوردگاه مستقیم با توده نفوذی شده است (شکل ۱ب). سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه الیگودرز با گسترش بیرون زدگی در حدود ۸۰ کیلومتر مربع را می‌توان به دو مجموعه مجزا از هم که در سطح زمین فاقد پیوستگی هستند تقسیم کرد. بر اساس نام روستاهای مهمی که در نزدیکی هر یک از این دو مجموعه وجود دارد می‌توان آن‌ها را به اسامی ملاطالب (بخش غربی) و خورهه (بخش شرقی) نامگذاری نمود. روند عمومی این مجموعه شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد (شکل ۱).

روش بررسی

پس از انجام بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، تعداد ۲ نمونه از تونالیت‌ها، ۴ نمونه از برونوم‌های ریز دانه‌ای، ۴ نمونه از سنگ میزبان گرانودیوریتی و ۲ نمونه از گرانیت‌ها به منظور انجام بررسی‌ها شیمیایی سنگ کل انتخاب شدند. پودر این نمونه‌ها تهیه و بخشی از آن به آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا ارسال و به روش‌های ICP-AES و ICP-MS مورد تجزیه عناصر اصلی و کمیاب قرار گرفتند (جدول ۱). حد تشخیص^۱ عناصر اصلی و کمیاب به ترتیب معادل 0.01% و 0.01-10ppm می‌باشد. انحراف معیار استاندارد^۲ نیز برای تمامی عناصر بهتر از 4%± است. بررسی‌های ریز پردازش الکترونی پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول موجود در برونوم و سنگ میزبان با استفاده از ابزار JEOL JXA-8200 به انجام رسیده است. پرتو الکترونی مورد استفاده دارای ولتاژ شتابنده^۳ 15 kV و جریان پرتوی^۴ معادل 25nA بوده است. میزان دقت^۵ و

1 - detection limit

2 - relative standard deviation

3 - accelerating voltage

4 - beam current

5 - precision

جدول ۱ نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگ کل به جدایشی گرانیت، تونالیت، گرانودیوریت و برونوم‌های ریز دانه‌ای.

		wt%											ppm																			
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	LOI	total	Ba	Ce	Co	Cr	Cs	Hf	La	Nb	Nd	Rb	Sm	Sr	Ta	Tb	Th	U	V	Y	Zr
granite	AL 20	۷۵٫۶	۱۳٫۶۵	۱٫۰	۰٫۷	۰٫۲	۳٫۰	۴٫۷	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۸	۹۹٫۹	۱۰۳	۲۰	۱	۱۰	۴	۲	۱۰	۶	۸	۱۳۸	۲	۴۲	۱٫۲	۰٫۵	۸٫۴۲	۲٫۴	۸	۱۹	۴۴
	AL 21-2	۷۳٫۵	۱۳٫۹	۱٫۰	۰٫۶	۰٫۱	۳٫۰	۵٫۲	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۲	۰٫۸	۹۸٫۳	۶۷	۱۴	۲	۱۰	۵	۲	۷	۷	۵	۱۷۴	۱	۳۵	۲٫۱	۰٫۳	۶٫۲۲	۱٫۴	۸	۱۰	۳۰
tonalite	AL 88	۵۳٫۲	۱۸٫۲	۹٫۸	۸٫۵	۵٫۸	۱٫۳	۱٫۰	۰٫۶	۰٫۲	۰٫۲	۱٫۴	۱۰۰٫۰	۱۲۱	۲۸	۳۱	۱۷۰	۹	۲	۱۴	۶	۱۳	۴۵	۳	۱۵۳	۰٫۴	۰٫۴	۴٫۱۷	۰٫۹	۲۳۱	۱۳	۵۶
	AL 11	۵۴٫۴	۱۷٫۱	۷٫۹	۸٫۰	۷٫۵	۱٫۰	۰٫۷	۰٫۴	۰٫۱	-	۱٫۶	۹۸٫۸	۱۱۱	۲۵	۳۴	۵۸۰	۳	۱	۱۲	۶	۱۱	۳۵	۲	۱۲۶	۰٫۴	۰٫۴	۴٫۱۶	۰٫۷	۲۶۵	۱۳	۵۴
granodiorite	AL 60	۶۶٫۵	۱۵٫۰	۴٫۹	۲٫۷	۱٫۴	۲٫۴	۳٫۵	۰٫۵	۰٫۱	۰٫۲	۱٫۵	۹۸٫۷	۳۵۶	۷۶	۱۰	۵۰	۸	۶	۳۸	۱۳	۳۳	۱۶۷	۷	۱۲۱	۱٫۱	۰٫۹	۱۵٫۱	۱٫۸	۷۲	۲۴	۱۹۷
	AL 55	۶۴٫۶	۱۶٫۰	۵٫۹	۳٫۴	۱٫۷	۲٫۵	۳٫۴	۰٫۶	۰٫۱	۰٫۱	۱٫۶	۹۹٫۹	۳۹۹	۵۷	۱۲	۶۰	۷	۶	۲۸	۱۴	۲۴	۱۵۳	۵	۱۶۷	۱٫۰	۰٫۷	۱۳٫۰	۱٫۴	۸۲	۱۹	۱۸۱
	AL 12	۶۵٫۹	۱۵٫۴	۵٫۷	۳٫۶	۱٫۸	۲٫۵	۳٫۱	۰٫۷	۰٫۱	۰٫۱	۱٫۰	۱۰۰٫۰	۳۵۰	۷۵	۱۳	۷۰	۸	۶	۳۶	۱۳	۳۲	۱۴۳	۷	۱۲۶	۱٫۱	۰٫۹	۱۴٫۸	۱٫۹	۹۲	۲۶	۲۱۰
	AL 28	۶۸٫۳	۱۴٫۳	۳٫۹	۲٫۳	۱٫۰	۲٫۴	۴٫۲	۰٫۵	۰٫۱	۰٫۱	۱٫۰	۹۸٫۰	۴۰۱	۵۹	۸	۳۰	۶	۴	۲۹	۱۰	۲۶	۱۵۱	۶	۱۰۷	۰٫۸	۰٫۹	۱۱٫۸	۱٫۶	۶۲	۲۹	۱۴۸
enclaves	AL 12-1	۶۲٫۶	۱۵٫۷	۷٫۴	۵٫۷	۲٫۸	۱٫۱	۲٫۷	۰٫۸	۰٫۲	۰٫۱	۱٫۱	۱۰۰٫۰	۲۹۵	۵۸	۱۸	۸۰	۷	۵	۲۹	۱۱	۲۵	۱۱۰	۵	۱۵۲	۰٫۹	۰٫۸	۱۰٫۴	۲٫۵	۱۱۵	۳۰	۱۷۵
	AL 28-2	۶۸٫۹	۱۴٫۴	۵٫۱	۳٫۲	۱٫۲	۳٫۰	۱٫۸	۰٫۶	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۸	۹۹٫۳	۱۱۴	۵۵	۱۰	۱۰	۶	۴	۲۷	۱۲	۲۵	۱۲۴	۶	۹۰	۰٫۸	۰٫۹	۱۰٫۵	۱٫۳	۶۵	۲۶	۱۴۰
	AL 29-2	۶۳٫۴	۱۴٫۹	۶٫۲	۵٫۵	۳٫۵	۱٫۱	۲٫۴	۰٫۵	۰٫۱	۰٫۱	۱٫۲	۹۸٫۹	۲۳۷	۵۳	۱۹	۱۸۰	۹	۴	۲۶	۹	۲۳	۹۶	۵	۹۹	۰٫۸	۱٫۰	۱۰٫۸	۲٫۴	۱۳۸	۳۵	۱۳۹
	AL 32-1	۶۴٫۶	۱۵٫۰	۶٫۱	۳٫۶	۱٫۸	۲٫۶	۲٫۳	۰٫۹	۰٫۱	۰٫۲	۱٫۴	۹۸٫۶	۱۵۶	۶۶	۱۴	۵۰	۶	۵	۳۲	۱۳	۳۰	۱۳۷	۶	۱۱۲	۰٫۹	۰٫۹	۱۲٫۲	۱٫۵	۹۳	۲۰	۱۶۲

جدول ۲ نتایج آنالیزهای الکترون میکروپروب کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز و آمفیبول در برونوم و سنگ میزبان.

Biotite	برونوم								گرانودیوریت میزبان					Amphibole	برونوم های آمفیبول دار			
Sample wt%	برونوم های آمفیبول دار				برونوم های بدون آمفیبول									Sample wt%				
	AL29-240	AL29-249	AL29-251	AL29-256	AL39-170	AL39-173	AL39-175	AL39-176										
SiO ₂	۳۶٫۷۴	۳۶٫۶۲	۳۶٫۷۷	۳۶٫۶۸	۳۴٫۹۶	۳۵٫۲۲	۳۴٫۸۸	۳۵٫۵۰	۳۴٫۷۷	۳۵٫۶۴	۳۵٫۳۹	۳۵٫۲۹	۳۵٫۱۶	SiO ₂	۵۴٫۷۲	۵۴٫۱۵	۵۵٫۱	۵۳٫۲۷
TiO ₂	۱٫۰۳	۲٫۰۹	۱٫۶۶	۲٫۲۰	۳٫۵۷	۳٫۰۵	۳٫۴۷	۱٫۷۰	۲٫۲۸	۱٫۷۸	۱٫۹۳	۲٫۰۰	۱٫۶۷	TiO ₂	۰٫۰۷	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۱۲
Al ₂ O ₃	۱۷٫۵۲	۱۶٫۶۶	۱۷٫۰۸	۱۶٫۵۲	۱۶٫۰۳	۱۶٫۸۶	۱۶٫۸۰	۱۷٫۰۶	۱۷٫۳۰	۱۷٫۰۷	۱۷٫۲۶	۱۷٫۱۶	۱۷٫۳۰	Al ₂ O ₃	۱٫۷۶	۲٫۳۱	۰٫۸۹	۲٫۷۹
FeO	۱۸٫۰۲	۱۸٫۵۴	۱۸٫۳۱	۱۸٫۸۸	۲۳٫۲۸	۲۲٫۸۷	۲۲٫۵۱	۲۳٫۰۲	۲۲٫۷۶	۲۲٫۴۰	۲۲٫۱۴	۲۲٫۴۹	۲۱٫۶۸	FeO	۱۳٫۴۳	۱۳٫۳۱	۱۳٫۱۱	۱۴٫۰۹
MgO	۱۱٫۰۰	۱۰٫۷۱	۱۱٫۰۳	۱۰٫۷۴	۷٫۱۵	۷٫۷۲	۷٫۲۷	۷٫۷۹	۷٫۵۴	۷٫۹۳	۷٫۹۹	۷٫۶۹	۸٫۰۵	MgO	۱۴٫۸۲	۱۴٫۶۹	۱۵٫۴۹	۱۴٫۱۸
CaO	۰٫۱۲	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۵۳	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۱۱	CaO	۱۲٫۴۰	۱۲٫۲۸	۱۲٫۱۶	۱۱٫۸۲
Na ₂ O	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۶	Na ₂ O	۰٫۱۹	۰٫۲۸	۰٫۱۴	۰٫۲۸
K ₂ O	۹٫۳۰	۹٫۳۸	۹٫۱۶	۹٫۳۰	۹٫۴۷	۹٫۵۷	۹٫۱۳	۹٫۵۰	۹٫۵۰	۹٫۳۱	۸٫۹۵	۹٫۶۱	۸٫۹۱	K ₂ O	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۴
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰	Cr ₂ O ₃	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۲
MnO	۰٫۳۳	۰٫۳۰	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۳۳	۰٫۳۳	۰٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۴۱	۰٫۴۵	۰٫۴۲	۰٫۴۴	۰٫۴۳	MnO	۰٫۶۷	۰٫۶۹	۰٫۷۷	۰٫۸۰
Total	۹۴٫۱۷	۹۴٫۴۳	۹۴٫۵۴	۹۴٫۸۱	۹۴٫۸۹	۹۵٫۷۵	۹۵٫۰۷	۹۵٫۰۸	۹۴٫۷۳	۹۴٫۶۸	۹۴٫۲۲	۹۴٫۷۶	۹۳٫۳۶	Total	۹۸٫۱۲	۹۷٫۸۸	۹۷٫۷۳	۹۷٫۴۱
Plagioclase	آنکلاو								گرانودیوریت میزبان									
Sample wt%	برونوم های آمفیبول دار				برونوم های بدون آمفیبول													
	AL29-225	AL29-231	AL29-232	AL29-237	AL39-115	AL39-159	AL39-160	AL39-122										AL25-89
SiO ₂	۵۶٫۲۳	۵۵٫۱۳	۵۰٫۹۲	۴۸٫۳۸	۶۰٫۷۰	۵۴٫۶۸	۴۹٫۶۸	۵۷٫۹۵	۵۸٫۵۱	۵۶٫۹۷	۵۴٫۲۷	۶۰٫۱۱						
TiO ₂	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰						
Al ₂ O ₃	۲۷٫۹۸	۲۸٫۶۱	۳۱٫۴۰	۳۳٫۲۸	۲۵٫۲۴	۲۸٫۲۲	۳۱٫۹۶	۲۶٫۵۷	۲۶٫۳۶	۲۷٫۱۵	۲۸٫۷۸	۲۵٫۳۰						
CaO	۱۰٫۳۴	۱۱٫۰۷	۱۴٫۲۵	۱۶٫۶۵	۶٫۶۵	۱۰٫۷۹	۱۴٫۹۹	۸٫۵۷	۸٫۱۳	۹٫۰۸	۱۱٫۳۴	۶٫۹۳						
Na ₂ O	۵٫۸۲	۵٫۴۶	۳٫۴۳	۲٫۳۱	۷٫۷۹	۵٫۵۶	۳٫۲۶	۶٫۸۱	۶٫۹۷	۶٫۴۴	۵٫۲۱	۷٫۰۲						
K ₂ O	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۱۲	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۰۹	۰٫۰۹						
Total	۱۰۰٫۵۲	۱۰۰٫۳۸	۱۰۰٫۰۹	۱۰۰٫۶۸	۱۰۰٫۵۴	۹۹٫۴۰	۱۰۰٫۰۵	۱۰۰٫۱۴	۱۰۰٫۱۵	۹۹٫۸۴	۹۹٫۷۴	۹۹٫۴۶						



شکل ۲ تصاویر صحرایی از برخوردگاه (الف) برخوردگاه گرانودیوریت-تونالیت و انباشت قطعات حاصل از گسیختگی تونالیت‌ها درون گرانودیوریت-ها؛ (ب) برخوردگاه گرانیت-گرانودیوریت و انباشت قطعات حاصل از گسیختگی گرانودیوریت‌ها درون گرانیت‌ها؛ (پ) نمونه‌ای از برونوم‌های ریز دانه‌ای در گرانودیوریت الیگودرز.

از نظر سنگ‌نگاری شباهت‌های زیادی بین گرانودیوریت میزبان و برونوم‌ها دیده می‌شوند و تفاوت اصلی آن‌ها در بافت ریزدانه برونوم‌ها و تفاوت در فراوانی مدی کانی‌هاست (شکل ۳ب). نتایج بررسی مدی برونوم‌ها بیانگر آنست که پلاژیوکلاز (۲۰-۴۰٪)، کوارتز (۳۳-۳۸٪)، بیوتیت (۲۲-۳۴٪) $\pm$ آمفیبول (۶٪) به همراه مقادیر اندکی ارتوکلاز (<۲٪) کانی‌های اصلی برونوم‌ها را تشکیل می‌دهند. کانیهای فرعی نیز شامل زیرکن، آپاتیت سوزنی شکل و کانی‌های کدر هستند. در برخی از برونوم‌ها کوارتزها بلورهای درشتی را تشکیل می‌دهند که با بافت پوئیکلیتیکی کانیهای دیگر زمینه را در برگرفته‌اند (شکل ۳ب). پلاژیوکلازهای برونوم‌ها نیز منطقه‌بندی غربالی^۷ دارند. بخش‌های مرکزی پلاژیوکلازهای با بافت غربالی ذوب (هضم) شده و سپس به وسیله‌ی پلاژیوکلازهای سدی‌تر یا کوارتز، دوباره پر شده‌اند. کانی‌های موجود در برونوم غالباً با کانی‌های موجود در سنگ میزبان مشابه ولی درصد فراوانی آن‌ها متفاوت است. با این وجود، برخی از برونوم‌ها دارای مقادیر نسبتاً فراوانی آمفیبول هستند که در سنگ میزبان غایب اند، بنابراین برونوم‌ها به دو دسته آمفیبول‌دار و بدون آمفیبول رده‌بندی می‌شوند.

تونالیت و گرانیت

تونالیت‌ها در حدود ۶٪ از حجم بیرون زدگی یافته‌ی سنگ‌های الیگودرز را به خود اختصاص داده‌اند. تونالیت‌ها ریز دانه تا میان دانه بوده و تیره رنگ اند. بررسی‌های سنگ‌نگاری و اندازه‌گیری مدی کانی‌ها نشان می‌دهد که آمفیبول (۲۳-۶۳٪)، بیوتیت

گرانیت‌ها در حدود ۵٪ از حجم بیرون زده‌ی سنگ‌های الیگودرز را به خود اختصاص داده‌اند. رنگ گرانیت‌ها روشن و بیشتر بافتی ریزدانه دارند. کوارتز (۴۷-۵۸٪)، فلدسپات پتاسیم (۳۰-۴۲٪) و پلاژیوکلاز (۱۰٪) کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی گرانیت‌ها را تشکیل می‌دهند. کانی‌های فرعی نیز عبارتند از مسکویت، بیوتیت، تورمالین، آپاتیت، زیرکن و گارنت. این سنگ‌ها بافت دانه‌ای داشته و به دلیل تاثیر نیروهای زمین ساختی، در بعضی مقاطع بلورهای کوارتز خاموشی موجی نشان می‌دهند. این کانی فضای بین کانی‌های دیگر را در مراحل نهایی تبلور پر کرده است.

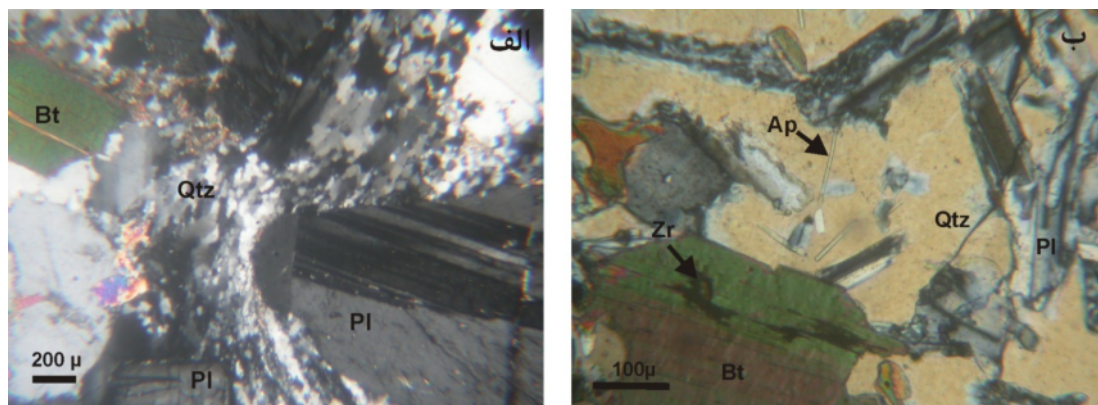
ژئوشیمی

ژئوشیمی سنگ کل

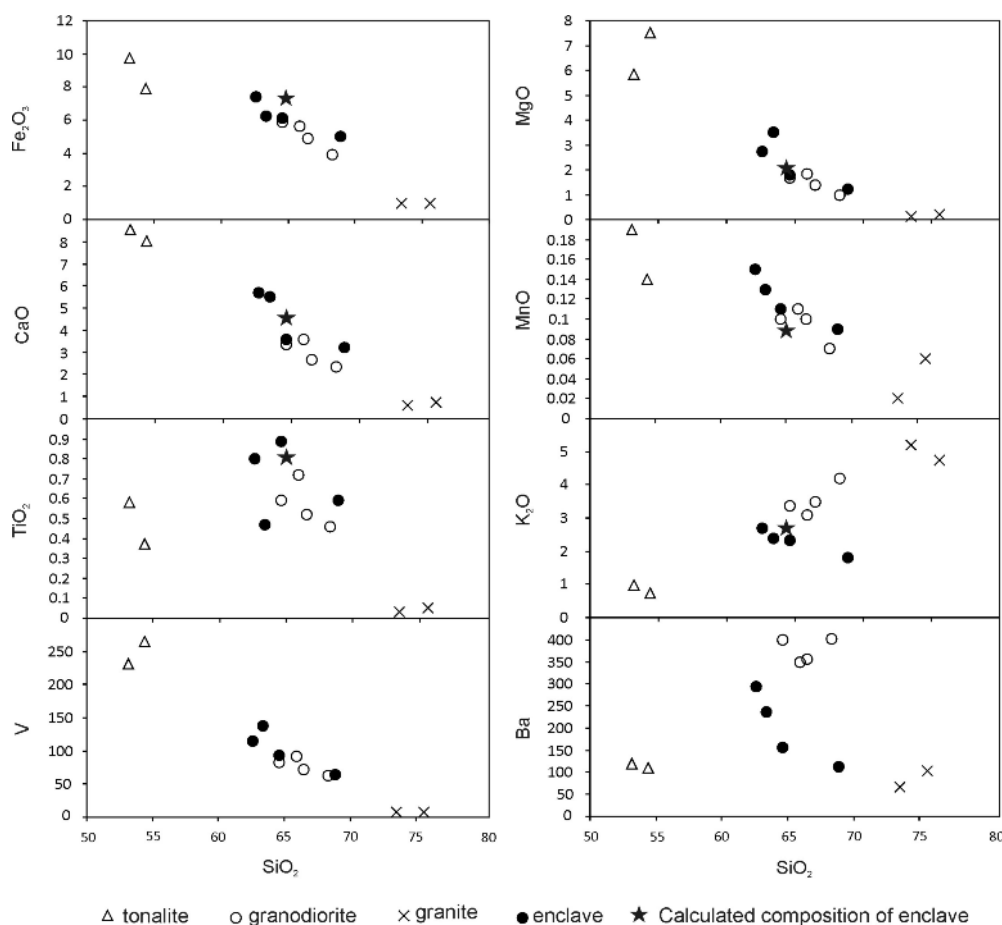
نتایج آنالیز شیمیایی برونوم‌ها و سنگ میزبان گرانودیوریتی آن‌ها به همراه چند نمونه از تونالیت‌ها و گرانیت‌ها در جدول ۱ ارائه شده اند. در شکل ۴ نیز نمودارهای هارکر برای برخی از عناصر اصلی و کمیاب نسبت به SiO_2 نمایش داده شده اند. همانگونه که این نمودارها نشان می‌دهند، روند تغییرات

قابل پیگیری است. در این شکل روند تغییرات K_2O نسبت به Ba نیز CaO و Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 رفتار مشابه با K_2O دارد ولی در این مقاله نمودارهای جداگانه‌ای برای آن ارائه نشده است.

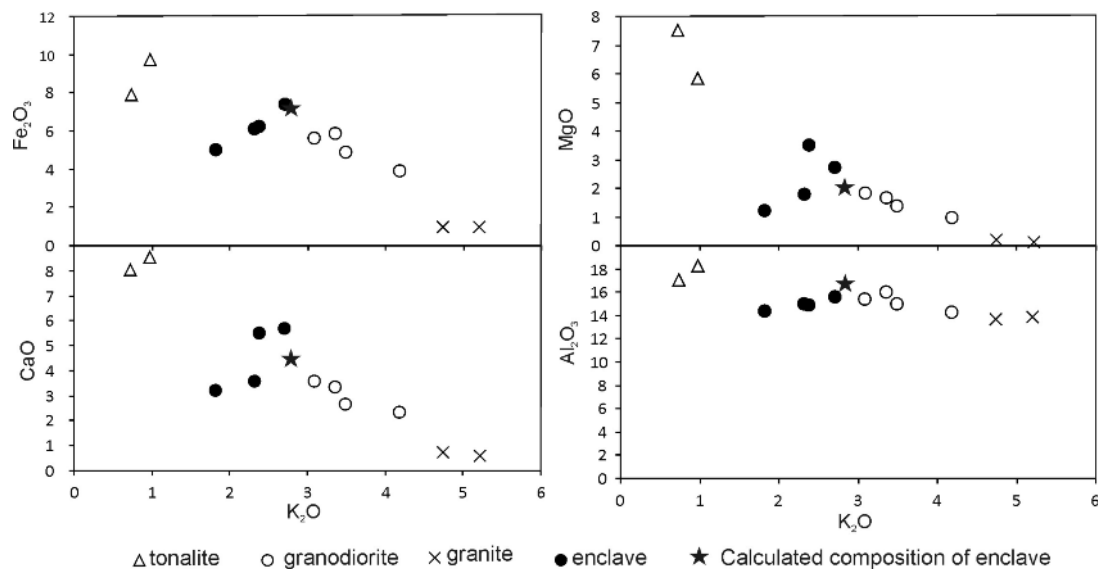
V در برونومها و سایر نمونه-ها مشابه یکدیگر بوده و به صورت خطی است ولی روند تغییرات K_2O و Ba در برونومها با سایر نمونه‌ها تفاوت دارد. رفتار متفاوت برونومها نسبت به سنگ میزبان در شکل ۵ نیز



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از الف) سنگ میزبان گرانودیوریتی؛ و ب) برونومهای ریز دانه‌ای موجود در گرانودیوریت‌ها. تصاویر در شرایط نور قطبیده (XPL) تهیه شده‌اند. Qtz: کوارتز؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Bt: بیوتیت؛ Zr: زیرکن؛ و Ap: آپاتیت.



شکل ۴ نمودارهای نوع هارکر برای نمایش رفتار عناصر اصلی و کمیاب نسبت به تغییرات SiO_2 . ترکیب محاسبه شده برونومها (به روش محاسبات توازن جرم) با علامت ستاره روی نمودارهای عناصر اصلی نشان داده شده است.



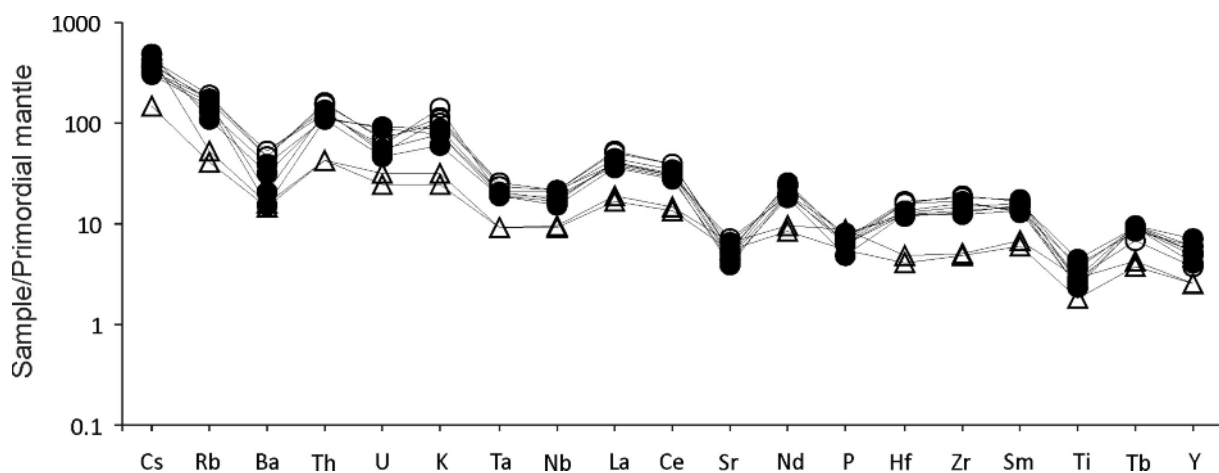
شکل ۵. مقایسه‌ی روند تغییرات K_2O نسبت به Fe_2O_3 , MgO , CaO و Al_2O_3 در برونوم‌های ریز دانه‌ای و واحدهای سنگی دیگر الیگودرز. چنانکه ملاحظه می‌شود روند تغییرات در برونوم‌ها با نمونه‌های دیگر متفاوت است. ترکیب محاسبه شده برونوم‌ها (به‌روش محاسبات توازن جرم) با علامت ستاره نشان داده شده‌اند.

برونوم با سنگ میزبان نشان می‌دهد که مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز برونوم‌ها (An_{32-80}) بیشتر از پلاژیوکلازهای سنگ میزبان (An_{35-55}) است. بین برونوم‌ها نیز پلاژیوکلاز برونوم-های آمفیبول‌دار آنورتیت بیشتری نسبت به برونوم‌های بدون آمفیبول دارد. ترکیب شیمیایی بیوتیت برونوم‌های بدون آمفیبول بسیار شبیه به بیوتیت سنگ میزبان است و با بیوتیت-های برونوم‌های آمفیبول‌دار تا حدودی متفاوت است. به عنوان مثال بیوتیت‌های انواع بدون آمفیبول TiO_2 بیشتری دارند ولی MgO آنها کمتر است.

در شکل ۶ نمودارهای عنکبوتی وابسته به تونالیتها، گرانودیوریت‌ها و برونوم‌ها نشان داده شده‌اند. شباهتهای زیادی بین نمودارهای مربوط به هر دسته از سنگ‌ها دیده می‌شوند، به طوری که تقریباً برای تمامی نمونه‌ها روند غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر مشابه است.

شیمی کانی‌ها

نتایج بررسی‌های ریز پردازشی بیوتیت، پلاژیوکلاز و آمفیبول موجود در برونوم‌ها و سنگ میزبان گرانودیوریتی در جدول ۲ ارائه شده‌اند. مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در



شکل ۶. مقایسه نمودارهای عنکبوتی برای تونالیت‌ها، گرانودیوریت‌ها و برونوم‌های ریز دانه‌ای. مقادیر وابسته به گوشته‌ی قدیمی (primordial mantle) به اقتباس از [۱۵] است. علائم به کار رفته مشابه شکل‌های ۴ و ۵ است.

برداشت

از آنجا که مدل‌های مختلفی برای خاستگاه برونوم‌های ریز دانه‌ای ارائه شده‌اند، در ادامه، هر یک از این مدل‌ها بررسی شده و نقش آن‌ها در شکل‌گیری برونوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز مورد بررسی قرار می‌گیرد. در انتها نیز مناسب‌ترین مدل که ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی آن‌ها را توجیه می‌کند، برای خاستگاه آن‌ها ارائه می‌شود.

مدل رستیت

برونوم‌های رستیتی بیشتر در گرانیت‌های نوع S بوده و برجا مانده‌های حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای هستند. این برونوم‌ها دارای بافت دگرگونی بوده و با فراوانی کانی‌های غنی از آلومینیم از برونوم‌های دیگر تشخیص داده می‌شوند. برونوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز فاقد آندالوزیت، سیلیمانیت، کاردیریت، گارنت و یا کانی‌های دیگری هستند که در این برونوم‌ها دیده می‌شوند. از آنجا که تبلور بین‌دانه‌ای کانی‌هایی همچون کوارتز و ارتوز به همراه بافت پوئیکلیتیک و منطقه بندی نوسانی در پلاژیوکلاز بیانگر تبلور برونوم‌ها از یک ماگمای اولیه است، لذا برونوم‌هایی را که چنین ویژگی‌های بافتی دارند، نمی‌توان به عنوان برجای مانده‌های حاصل از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای در نظر گرفت [۱۶].

مدل کومولیتی

یکی دیگر از احتمالات وابسته به شکل‌گیری برونوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز آنست که خاستگاه کومولیتی داشته باشند. به عبارت دیگر فرض شود که تونالیت‌ها نخست متبلور شده‌اند و برونوم‌ها دراصل قطعات حاصل از گسیختگی تونالیت‌ها هستند که پس از گسیختگی درون ماگمای گرانودیوریتی پراکنده شده‌اند. چنین برونوم‌هایی توسط پژوهندگان مختلفی گزارش شده‌اند [به عنوان مثال، ۱۷] ولی بر اساس بررسی‌های میدانی صورت گرفته دلایلی وجود دارند که با در نظر گرفتن آن‌ها نمی‌توان چنین خاستگاهی را برای برونوم‌های الیگودرز در نظر گرفت. برونوم‌های کومولیتی درشت دانه‌اند [۱۸] در حالی که برونوم‌های الیگودرز ریز دانه‌اند. البته این احتمال وجود دارد که برونوم‌ها نخست درشت بلور بوده‌اند ولی در مراحل بعدی، تبلور دوباره یافته و ریزدانه شده. با توجه به اینکه شواهد مربوط

به تبلور دوباره در این برونوم‌ها دیده نمی‌شود و همچنین برونوم‌های درشت بلوری که حاصل گسیختگی تونالیت‌ها هستند صرفاً در برخوردگاه بین گرانودیوریت و تونالیت دیده می‌شوند (شکل ۲ الف)، بنابراین نمی‌توان این خاستگاه را برای برونوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز در نظر گرفت [۱۹]. همچنین علی‌رغم تونالیت‌ها که آمفیبول فراوان دارند، بسیاری از برونوم‌های ریز دانه‌ای منطقه فاقد آمفیبول هستند. بنابراین با توجه به شواهد موجود می‌توان چنین عنوان کرد که برونوم‌های مورد بررسی در این مقاله از نوع کومولیتی نیستند. برونوم‌های کومولیتی به صورت مقطعی صرفاً در برخوردگاه بین گرانودیوریت-تونالیت و تونالیت-گرانودیوریت دیده می‌شوند و با برونوم‌های ریزدانه‌ای که در توده‌ی گرانودیوریتی دیده می‌شوند، تفاوت دارند. برونوم‌های کومولیتی در حقیقت بخش‌های گسیخته شده از سنگ‌هایی هستند که زودتر منجمد شده و سپس درون ماگمایی که هنوز انجماد نیافته است جای گرفته‌اند (شکل ۲ الف و ب).

آمیزش ماگمایی

موضوع مورد بحث در این بخش آنست که آیا این احتمال وجود دارد که برونوم‌ها حاصل از آمیخته شدن ماگمایی بوده و در نتیجه نفوذ یک ماگمای مافیک (تونالیتی) درون ماگمای فلسیک گرانودیوریتی حاصل شده باشند. در چنین شرایطی، ماگمای مافیک گسیخته شده و به صورت قطعات مجزایی که همان برونوم‌های ریز دانه‌ای هستند درون ماگمای گرانودیوریتی پراکنده می‌شوند. در فرایند آمیزش ماگمایی انتظار آنست که برونوم‌ها تحت تاثیر فرایند انتشار و تبادل‌های شیمیایی گسترده با سنگ میزبان قرار گرفته باشند. در ادامه بحث شواهد مختلفی را مطرح خواهیم کرد که بر اساس آن‌ها می‌توان گفت که آمیزش ماگمایی در تشکیل برونوم‌های ریزدانه‌ای الیگودرز نقش نداشته است.

برخی از پژوهشگران روندهای خطی مشابه آنچه در شکل ۴ دیده می‌شود را ناشی از آمیختن ماگمایی می‌دانند [۱۹] ولی بسیاری از آنها معتقدند که آمیختن ماگمایی فرایندی پیچیده و چند مرحله‌ای است و طی آن روندهای خطی دستخوش تغییر می‌شود [۲۰، ۲۱]. بنابراین روندهای خطی شکل ۴ الزاماً بیانگر نقش آمیزش ماگمایی نیست. تشابه در روند تغییرات شیمیایی

شیمیایی مشاهده نمی‌شود. اینگونه شواهد دلالت بر نقش کمرنگ تبادلات شیمیایی بین برونوم‌ها و سنگ میزبان دارد. در بسیاری از موارد که خاستگاه برونوم‌ها اختلاط دو ماگمای مافیک و فلسیک در نظر گرفته شده است، به دلیل تبادلات شیمیایی بالایی که صورت می‌گیرد، رابطه‌ی مستقیمی بین ترکیب سنگ میزبان و فراوانی برونوم‌ها دیده می‌شود. [۱۹] ولی در منطقه‌ی الیگودرز چنین رابطه‌ای دیده نمی‌شود. اگرچه برونوم‌ها در منطقه ملاطالب فراوانی بیشتری دارند ولی ترکیب سنگ میزبان در هر دو ناحیه تقریباً مشابه بوده و متاثر از فراوانی برونوم‌ها نیست.

اگر برونوم‌های ریزدانه‌ای بر اثر آمیختن ماگمای مافیک و فلسیک حاصل شده باشند، به دلیل اختلاف دمایی که بین دو ماگما وجود دارد، در اطراف ماگمای مافیک (برونوم‌ها) حاشیه‌ی انجماد سریع تشکیل خواهد شد. نبود حاشیه انجماد سریع در برونوم‌ها می‌تواند بیانگر اختلاف دمایی اندک بین برونوم و سنگ میزبان بوده [۲۴] و یا بیانگر ورود برونوم‌ها به صورت قطعات جامد درون ماگمای میزبان باشد [۶]. بنابراین عدم وجود حاشیه‌ی انجماد سریع در برونوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز می‌تواند تاییدی بر عدم نقش فرایند اختلاط ماگمایی در شکل‌گیری آن‌ها باشد.

با افزایش K_2O و Ba در برونوم‌ها، فراوانی MgO و Fe_2O_3 نیز افزایش می‌یابد (شکل ۵). با استفاده از فرایند اختلاط ماگمایی نمی‌توان چنین رفتاری را توجیه کرد زیرا بایستی تشکیل دهنده‌ی مافیک به میزان بیشتری از Ba و K_2O غنی شده باشد [۶]. به عبارت دیگر وجود ماگمای مافیک با چنین ترکیبی در یک محیط قوس قاره‌ای نا محتمل است.

محتوای Ba و K_2O در سنگ میزبان هیچگونه ارتباطی با غلظت این عناصر در برونوم‌ها ندارد. به عنوان مثال نمودار SiO_2 نسبت به Ba (شکل ۴) نشان می‌دهد که علی‌رغم اینکه میزان تمرکز Ba در سنگ میزبان نسبتاً ثابت است ولی تمرکز آن در برونوم‌ها بسیار متغیر است. این مسئله برخلاف ادعای [۲۵] است که عقیده دارد در برونوم‌های حاصل از اختلاط ماگمایی، این عناصر تمایل زیادی برای جابجایی و رسیدن به تعادل شیمیایی بین برونوم و سنگ میزبان دارند.

گرانیتوئیدهای الیگودرز و برونوم‌های ریز دانه‌ای در نمودارهای عنکبوتی، خاستگاه مشترک این سنگ‌ها و نقش نداشتن فرایند آمیزش ماگمایی را تایید می‌کند (شکل ۶).

اگرچه برونوم‌ها ترکیب شیمیایی حدواسط توانالیت و گرانودیوریت دارند (شکل ۴) ولی به سنگ میزبان گرانودیوریتی نزدیک‌ترند. در صورت قبول فرضیه آمیزش ماگمایی، بایستی فرایند آمیزش و تبادلات شیمیایی تا حد زیادی پیش‌رفته باشد تا برونوم‌هایی با ترکیب نزدیک به میزبان و متفاوت از گدازه‌ی مافیک تشکیل شود. تبادلات شیمیایی گسترده، با محتوای کانی‌شناسی متفاوت برونوم و سنگ میزبان مغایر است زیرا برخلاف سنگ میزبان، بعضی از برونوم‌ها دارای آمفیبول نسبتاً فراوان هستند. این درحالی است که در برونوم‌های حاصل از آمیختن ماگمایی غالباً محتوای کانی‌شناسی برونوم و سنگ میزبان مشابه بوده و تنها فراوانی مدی آن‌ها متفاوت است [به عنوان مثال، ۲۲].

یکی از ویژگیهای بیوتیت‌های ماگمایی آنست که به صورت پیوسته با گدازه‌ای که از آن متبلور می‌شوند به تعادل می‌رسند [۲۳]. با توجه به تبادلات شیمیایی گسترده‌ای که در فرایند اختلاط ماگمایی وجود دارد، بنابراین در صورت قبول این فرایند، بایستی ترکیب بیوتیت‌های موجود در برونوم مشابه بیوتیت‌های سنگ میزبان باشد [۲۳]. بیوتیت‌های برونوم‌های بدون آمفیبول ترکیبی شبیه به بیوتیت‌های سنگ میزبان دارند ولی تفاوت در ترکیب بیوتیت برونوم‌های آمفیبول‌دار و بیوتیت‌های سنگ میزبان (جدول ۲) نشان می‌دهد که تبادلات شیمیایی گسترده که در اختلاط ماگمایی معمول است، در این برونوم‌ها رخ نداده است.

اگر تبادلات شیمیایی بین برونوم و سنگ میزبان رخ داده باشد، برونوم‌های کوچکتر بایستی به میزان بیشتری تحت تاثیر این تبادلات قرار گرفته باشند. بنابراین با توجه به نبودن آمفیبول در سنگ میزبان، بایستی برونوم‌های کوچکتر مشابه سنگ میزبان بوده و فاقد آمفیبول باشند. با وجود بر این علی-رغم اینکه سنگ میزبان گرانودیوریتی در کل توده ترکیب نسبتاً همگنی دارد، در بسیاری موارد مشاهده شده که برونوم‌های فاقد آمفیبول و برونوم‌های آمفیبول‌دار اندازه‌ی یکسانی دارند. بنابراین ارتباطی بین اندازه برونوم‌ها و درجه تبادلات

تبلوربخشی و تشکیل برونومها در حاشیه‌های به سرعت منجمد شده

بنابر شواهد مختلف، نوعی قرابت ژنتیکی بین گرانیتوئیدها و برونوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز وجود دارد. به عنوان مثال شباهت در نمودارهای عنکبوتی شکل ۶ گویای این ادعاست. روندهای خطی ایجاد شده در نمودارهای هارکر نیز آنرا تایید کرده و نقش فرایند تبلوربخشی را در شکل گیری ماگمایی نشان می‌دهد (شکل ۴). بررسی‌های پیشین گرانیتوئیدهای الیگودرز نیز فرایند تبلوربخشی و ارتباط ژنتیکی بین واحدهای مختلف را تایید می‌کند [۱۴، ۱۰]. در ادامه نشان داده شده که عامل تشکیل برونوم‌های ریز دانه‌ای نیز تبلوربخشی است. اختلاف دمایی بین ماگمای گرانودیوریتی و سنگ‌های دربرگیرنده باعث تشکیل حاشیه‌ی انجماد سریع شده است. این حاشیه سپس گسیخته شده و قطعات حاصل از آن به صورت برونوم‌هایی درون ماگمای میزبان پراکنده شده‌اند.

بر اثر سرد شدن سریع، نرخ هسته‌زایی کانی‌های مافیک بیشتر از تکتوسیلیکات‌ها خواهد بود [۲۶]. فراوانی بیوتیت در برونوم‌ها، حضور آمفیبول در بعضی از برونوم‌ها و عدم حضور آن در سنگ میزبان و نیز فراوانی کمتر فلدسپات پتاسیم در برونوم‌ها در چنین شرایطی قابل توجیه است. به نظر می‌رسد، برونوم‌های آمفیبول‌دار که مافیک‌تر هستند، در مراحل ابتدایی و زمانی که ماگمای میزبان مافیک‌تر بوده، تشکیل شده‌اند.

رفتار متفاوتی که Ba و K در مقایسه با نمونه‌های دیگر دارند، علاوه بر اینکه فرایند اختلاط ماگمایی را رد می‌کند [۲۷]، نقش فرایند انجماد سریع و انباشت بیوتیت را در تشکیل برونوم‌های ریز دانه‌ای نشان می‌دهد [۲۸، ۶] زیرا بیوتیت به مقدار زیادی این دو عنصر را در خود جای داده است. ارتباط مستقیمی که بین فراوانی مدی بیوتیت و غنی شدگی Ba و K در برونوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز وجود دارد، این ادعا را تایید می‌کند. ارتباط مستقیم بین K_2O با اکسیدهایی از قبیل MgO و Fe_2O_3 (شکل ۵) نیز حکایت از نقش تبلور بیوتیت در شکل‌گیری برونوم‌ها دارد [۶]. همچنین تهی‌شدگی Ba در گرانیت‌ها در مقایسه با گرانودیوریت‌ها (شکل ۴) به دلیل کاهش چشمگیر بیوتیت در گرانیت‌هاست. بسیاری از پژوهندگان معتقدند که شکستگی در نمودار هارکر Ba نسبت

به SiO_2 (شکل ۴) ناشی از تبلوربخشی بوده و شاخص خوبی برای تشخیص فرایند تبلور بخشی از اختلاط ماگمایی است [۲۷].

وجود آپاتیت‌های سوزنی در برونوم‌ها علاوه بر اینکه ماگمایی بودن آن‌ها را تایید می‌کند، حکایت از سرد شدن سریع برونوم‌ها دارد [۲۹]. سرد شدن سریع برونوم‌ها و ورود آن‌ها به صورت قطعات جامد درون گرانودیوریت میزبان باعث می‌شود تا میزان تبادلهای شیمیایی بین برونوم و ماگمای میزبان به حداقل برسد. نبود حاشیه انجماد سریع در برونوم‌ها نیز می‌تواند ناشی از ورود برونوم‌ها به صورت قطعات جامد درون ماگمای میزبان باشد [۶].

مدلسازی ژئوشیمیایی و سنگ زایی برونوم‌های ریز دانه‌ای

در این بخش سعی شده است تا به یاری محاسبات توازن جرم^۸ برای عناصر اصلی و نیز مدلسازی عناصر کمیاب، با جزئیات بیشتری سنگ زایی برونوم‌های ریزدانه‌ای مورد بحث قرار گیرد. به همین منظور از نرم افزار پتروگراف^۹ برای مدلسازی عناصر اصلی و محاسبات توازن جرم استفاده شده است. در این محاسبات سعی شد تا به یاری فرایند تبلوربخشی برونوم‌هایی شبیه به برونوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز ساخته شود. فرض‌هایی که به این منظور در نظر گرفته شده‌اند عبارتند از: ۱- ترکیب ماگمای والد برونوم‌ها شبیه به گرانودیوریت است و جدایش برونوم‌ها باعث شده تا ترکیب ماگمای باقیمانده شبیه به گرانیت‌ها شود؛ ۲- ترکیب شیمیایی مجموعه کانی‌های جدا شده از ماگمای والد شبیه به کانی‌های موجود در برونوم‌های فاقد آمفیبول است (جدول ۲). مدلسازی انجام شده نشان داد که برای تشکیل گرانیت‌ها باید ماگمای اولیه به میزان ۶۹٪ تبلور یابد. فراوانی مدی کانی‌های جدایش یافته نیز بایستی شامل ۳۲٪ کوارتز، ۴۲٪ پلاژیوکلاز و ۲۶٪ بیوتیت باشد. فراوانی مدی کانی‌های جدایش یافته که از نتایج محاسبات توازن جرم حاصل شده‌اند شباهت زیادی به میانگین فراوانی مدی کانی‌ها در برونوم‌های بدون آمفیبول دارد (۳۶٪ کوارتز؛ ۴۰٪ پلاژیوکلاز؛ ۲۴٪ بیوتیت). در نمودارهای هارکر که در شکل‌های ۴ و ۵ نمایش داده شده‌اند، ترکیب شیمیایی

8 - mass balance

9 - PETROGRAPH

محاسبه شده برای برونوم‌ها نیز نشان داده شده است. چنانکه ملاحظه می‌شود برونوم‌های مدلسازی شده از لحاظ شیمیایی بسیار شبیه به برونوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرزند.

در ادامه بحث می‌خواهیم با استفاده از نتایج به دست آمده از محاسبات توازن جرم و به یاری قانون تبلوربخشی ریلی (Rayleigh) به مدلسازی ژئوشیمیایی عناصر کمیاب پردازیم. هدف از این مدلسازی محاسبه‌ی ترکیب شیمیایی کلی برونوم‌های جدا شده است، بنابراین می‌توان از معادله‌ی زیر برای این منظور استفاده کرد:

$$C_R/C_0 = (1-F)^{(D-1)}$$

C_R = غلظت عنصر کمیاب در کل مجموعه برونوم متبلور شده

C_0 = غلظت اولیه‌ی عنصر کمیاب در ماگمای مادر

F = نسبت گدازه‌ی باقیمانده (fraction of melt remaining)

D = ضریب جدایش کلی (bulk partition coefficient)

برای نمونه‌های مورد بررسی فرض شده که C_0 همان ترکیب میانگین گرانودیوریت‌هاست. برای محاسبه‌ی D ، نتایج محاسبات توازن جرم را برای ترکیب مدی برونوم‌ها در نظر می‌گیریم. در این محاسبات نشان داده شد که مجموعه‌ی کانی‌های جدا شده شامل ۳۲٪ کوارتز، ۴۲٪ پلاژیوکلاز و ۲۶٪ بیوتیت اند. همچنین فرض شد که ۶۹٪ از ماگمای اولیه متبلور شده است ($F = 100\% - 69\% = 31\%$). ضرایب جدایشی که در این محاسبات استفاده شده است نیز از [۳۰-۳۲] اقتباس شده. نتایج این محاسبات در جدول ۳ ارائه شده است. چنانکه ملاحظه می‌شود، ترکیب شیمیایی محاسبه شده برای برونوم‌های جدا شده از ماگمای اولیه (C_R) بسیار شبیه به ترکیب واقعی برونوم‌های بدون آمفیبول است. بنابراین، مدل ارائه شده قادر است چگونگی تشکیل برونوم‌ها بر اثر تبلوربخشی ماگمای گرانودیوریتی میزبان را تایید کند. این مدل نشان می‌دهد که چگونه ماگمای گرانیتوئیدی قادر است موجب تشکیل برونوم‌هایی شود که با ماگمای میزبان برونوم خاستگاه مشترکی دارند. بنابراین سردشدن سریع ماگمای گرانیتوئیدی در بخش‌های حاشیه‌ای را می‌توان فرایند موثر در شکل‌گیری برونوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز در نظر گرفت.

پس از اینکه حاشیه‌ی انجماد سریع در اطراف مخزن

ماگمایی تشکیل شد، اگر ماگما حالت پویا و فعال داشته باشد، این حاشیه گسیخته شده و به صورت قطعات نسبتاً جامدی درون ماگمای میزبان پراکنده می‌شوند. این دسته از برونوم‌ها به پلوتون‌هایی وابسته اند که در پوسته‌ی فوقانی تزریق شده‌اند، یعنی جایی که اختلاف دمایی بین ماگمای تزریق شده و سنگ‌های دربرگیرنده زیاد است [۳۳]. بررسی عناصر کمیاب خاکی در گرانیتوئیدهای الیگودرز نیز تشکیل آن‌ها در اعماق کم پوسته را تایید می‌کند [۱۴]. تفاوت در رفتار شیمیایی برونوم‌ها رابطه‌ی مستقیم با فراوانی بیوتیت و حضور یا عدم حضور آمفیبول در آن‌ها دارد. تبلوربخشی به عنوان فرایندی که باعث تغییر ترکیب ماگمای اولیه می‌شود باعث تغییر ترکیب برونوم‌ها نیز می‌شود. بنابراین برونوم‌های مختلف ممکن است در ارتباط با تزریق‌های متفاوتی بوده و هر تزریق نیز ماگمایی با ترکیب متفاوت داشته باشد. برونوم‌های آمفیبول‌دار زمانی تشکیل شده‌اند که ماگما سرشت کمتر شکل گرفته‌ای داشته است ولی برونوم‌های بدون آمفیبول از ماگمای شکل گرفته‌تری تشکیل شده‌اند. با توجه به اینکه از ترکیب شیمیایی ماگمای مادر برونوم‌های آمفیبول‌دار اطلاعی نداریم بنابراین امکان مدلسازی برای این دسته از برونوم‌ها مهیا نیست. ماگمای مادر این برونوم‌ها در اعماق بیشتری متبلور شده و در سطح زمین بیرون زدگی ندارد.

در پایان این نکته را یادآور می‌شویم که علی‌رغم اینکه تبلوربخشی نقش اصلی را در شکل‌گیری ماگمایی منطقه الیگودرز داشته است ولی فرایند هضم سنگ‌های دربرگیرنده نیز در شکل‌گیری ماگمایی موثر بوده است [۱۰]. به اعتقاد [۱۰] گرانودیوریت‌های الیگودرز شبیه به گرانیتوئیدهای نوع I هستند ولی به دلیل عملکرد فرایند هضم، فرایند نهایی جدایش ماگمایی (گرانیت‌ها) به مقدار بیشتری محتوی مواد هضم شده از سنگ‌های دربرگیرنده بوده و به گرانیتوئیدهای نوع S شباهت دارند. با توجه به اینکه برونوم‌ها با سنگ میزبان گرانودیوریتی خود هم ریشه‌اند، فرایند هضم‌شدگی و تاثیر آن بر ویژگی‌های شیمیایی گرانیت‌ها، تاثیریری در برداشت‌های حاصل در رابطه با خاستگاه برونوم‌ها ندارد.

جدول ۳ مقایسه ترکیب شیمیایی متوسط برونوم های بدون آمفیبول (جدول ۱) با ترکیب شیمیایی محاسبه شده کومولیت هایی که از ماگمای گرانودیوریتی اولیه مشتق شده اند (C_R).

	Rb	Sr	Ba	cs	Hf	Nb	Ta	Th	U	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Dy	Yb	Lu	Cr
D	۰٫۹	۲٫۰	۲٫۷	۰٫۸	۰٫۳	۱٫۷	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۴	۱٫۷	۱٫۳	۰٫۸	۰٫۶	۱٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۴	۵٫۱
C ₀	۱۴۵٫۷	۱۳۲٫۷	۳۶۰٫۷	۸٫۴	۵٫۳	۱۳٫۰	۱٫۰	۱۳٫۹	۲٫۱	۲۵٫۴	۳۴٫۸	۷۱٫۱	۳۰٫۷	۶٫۳	۱٫۱	۰٫۹	۴٫۹	۲٫۶	۰٫۴	۵۱٫۵
C _R	۱۵۳٫۲	۹۲٫۴	۱۹۴٫۰	۸٫۹	۷٫۰	۱۰٫۱	۱٫۳	۱۸٫۱	۲٫۷	۳۲٫۱	۲۷٫۳	۶۴٫۷	۳۳٫۶	۷٫۴	۰٫۹	۱٫۱	۶٫۰	۳٫۲	۰٫۵	۱۱٫۱
آنکلاوهای بدون آمفیبول	۱۳۲٫۵	۱۰۴٫۵	۱۴۴٫۲	۶٫۰	۴٫۵	۱۲٫۸	۰٫۹	۱۱٫۰	۱٫۴	۲۵٫۲	۲۹٫۹	۶۱٫۵	۲۷٫۹	۶٫۰	۰٫۹	۰٫۹	۵٫۲	۲٫۳	۰٫۳	۳۶٫۷

برداشت

در این پژوهش با ارائه شواهد صحرایی، سنگ نگاری و ژئوشیمیایی، نوعی از برونوم های ریز دانه ای بررسی شدند که خاستگاه ماگمایی دارند، ولی بر اثر ترکیب ماگمایی حاصل نشده اند. بنابراین، نمی توان به دلیل حضور برونوم های ریز دانه ای، از اختلاط ماگمایی به عنوان فرایندی تاثیرگذار در تشکیل برونوم ها نام برد و صرفاً بر همین اساس چنین عنوان کرد که یک ماگمای مافیک اولیه در سنگزایی گرانیتوئیدهای یک منطقه نقش داشته است. برونوم های ریز دانه ای الیگودرز نماینده ی قطعات جامد تا نیمه جامدی هستند که با ماگمای میزبان خود خاستگاه مشترکی دارند. این برونوم ها در اصل حاشیه های به شدت منجمد شده ی مخزن ماگمایی هستند که در مراحل بعدی گسیخته شده و درون میزبان پراکنده شده اند. تبلور زود هنگام بیوتیت و آمفیبول نیز نقش مهمی در شکل گیری آن ها داشته است.

قدردانی

از مسئولین دانشکده ی زمین شناسی دانشگاه تهران که این امکان را فراهم کردند تا بخشی از بررسی ها در این دانشگاه و به یاری ابزارهای موجود در دانشکده ی زمین شناسی انجام شود، صمیمانه قدردانی شود.

مراجع

[1] Barbarin B., "Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California:

nature, origin, and relations with the hosts", Lithos 88 (2005) 155–177.

[2] Feeley T.C., Wilson L.G., Underwood S.J., "Distribution and compositions magmatic inclusions in the Mount Helen dome, Lassen volcanic center, California: insights into magma chamber processes", Lithos 106 (2008) 173–189.

[3] Chappell B.W., "Granitoids from the Moonbi district, New England Batholith, Eastern Australia", Journal of Geological Society of Australia 25 (1978) 267–283.

[4] Dahlquist J.A., "Mafic microgranular enclaves: early segregation from metaluminous magma (Sierra de Chepes), Pampean Ranges, NW Argentina", Journal of South American Earth Sciences 15 (2002) 643–655.

[5] Bonin B., "The enclaves of alkaline anorogenic granites: an overview", In: Didier J., Barbarin B., (eds) Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology 13. Amsterdam: Elsevier, (1991) pp. 179–189.

[6] Donaire T., Pascual E., Pin C., Duthou J.L., "Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain", Contributions to Mineralogy and Petrology 149 (2005) 247–265.

[۷] باقری ن.، "مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی و خاکهای کمیاب در توده های گرانیتوئیدی شمال، شمال شرق و شمال غرب الیگودرز با تاکید بر روی آنکلاو توده ها"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۰)، ۱۰۷ صفحه.

- [18] Barbarin B., "Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California", In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology, Developments in petrology 13. Elsevier, Amsterdam, (1991) 135-153.
- [19] Silva M.M.V.G., Neiva A.M.R., Whitehouse M.J., "Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, central Portugal", Lithos 50 (2000) 153-170.
- [20] Clemens J.D., "The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis: a comment", Journal of Petrology 30 (1989) 1313-1316.
- [21] Bateman R., "The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers", Earth-Science Reviews 39 (1995) 91-106.
- [22] Kumar S., Rino V., "Mineralogy and geochemistry of microgranular enclaves in Palaeoproterozoic Malanjhand granitoids, central India: evidence of magma mixing, mingling, and chemical equilibration", Contributions to Mineralogy and Petrology 152 (2006) 591-609.
- [23] Barbarin B., "Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts", Lithos 88 (2005) 155-177.
- [24] Troll V.R., Donaldson C.H., Emeleus C.H., "Pre-eruptive magma mixing in ash-flow deposits of the Tertiary Rum Igneous Center, Scotland", Contributions to Mineralogy and Petrology 147 (2004) 722-739.
- [25] Holden P., Halliday A.N., Stephens W.E., Henney P.J., "Chemical and isotopic evidence for major mass transfer between mafic enclaves and felsic magma", Chemical Geology 92 (1991) 135-152.
- [26] Naney M.T., Swanson S.E., "The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems", American Mineralogist 65 (1980) 639-653.
- [27] Chappell B.W., "Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: evidence from the granites of [۸] صدیقی س.، "مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی توده نفوذی شمال الیگودرز"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۳)، ۱۵۲ صفحه.
- [۹] باقریان، س.، خاکزاد، الف.، "خاستگاه زمین‌شناختی توده گرانیتوئیدی منطقه ملاطالب (شمال الیگودرز)"، فصلنامه علوم زمین، سال دهم، شماره ۴۲-۴۱، (۱۳۸۰)، ص ۸۰-۸۳.
- [10] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M.V., Hassanzadeh J., Sepahi A.S., "Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 43 (2012) 11-12.
- [11] Alavi M., "Tectonic map of the Middle East", Geological Survey of Iran, scale 1:2,900,000, (1991).
- [12] Ruttner A., Stöcklin J., "Geological map of Iran", Geological Survey of Iran, scale 1:1000,000 (1967).
- [13] Agard A., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monte P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geological Magazine 148 (2011) 692-725.
- [۱۴] اثنی عشری الف.، "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای شمال و شمال غرب الیگودرز"، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تهران، (۱۳۹۰)، ۱۸۳ صفحه.
- [15] Wood D.A., Joron J.L., Treuil M., Norry M., Tarney J., "Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor", Contributions to Mineralogy and Petrology 70 (1979) 319-339.
- [16] Vernon R.H., "Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites", Journal and Proceedings of Royal Society of New South Wales (Australia) 116 (1983) 77-103.
- [17] Platevoet B., Bonin B., "Enclaves and mafic-felsic associations in the Permian alkaline province of Corsica, France: Physical and chemical interactions between coeval magmas", In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology, Developments in petrology 13. Elsevier, Amsterdam, (1991) 191-204.

- [31] Pearce J.A., Norry M.J., *"Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 69 (1979) 33-47.
- [32] Nash W.P., Crecraft H.R., *"Partition coefficients for trace elements in silicic magmas"*, Geochim Cosmochim Acta 49 (1985) 2309-2322.
- [33] Barbarin B., Didier J., *"Conclusions: Enclaves and granite petrology"*, In: Didier J., Barbarin, B., (eds.), Enclaves and Granite Petrology, Developments in petrology 13. Elsevier, Amsterdam, (1991) 545-549.
- Southeastern Australia"*, Journal of Petrology 37 (1996) 449-470.
- [28] Pascual E., Donaire T., Pin C., *"The significance of microgranular enclaves in assessing the magmatic evolution of a high-level composite batholith: A case on the Los Pedroches Batholith, Iberian Massif, Spain"*, Geochemical Journal 42 (2008) 177-198.
- [29] Wyllie P.J., Cox K.G., Biggar G.M., *"The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks"*, Journal of Petrology 3 (1962) 238-243.
- [30] Arth J.G., *"Behavior of trace elements during magmatic processes –a summary of theoretical models and their applications"*, J Res US Geol Surv 4 (1976) 41-47.