



## سنگ‌زایی برونبوم‌های ریز دانه‌ای در گرانودیوریت‌های بخش میانی نوار سنندج-سیرجان

امیر اثنی عشری<sup>۱\*</sup>، محمدویلی ولی‌زاده<sup>۲</sup>، ابوالفضل سلطانی<sup>۳</sup>

۱- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، صندوق پستی ۱۹۳۹۵-۳۶۹۷ 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 مریع در بخش میانی نوار سنندج - سیرجان ببرون زدگی دارند. تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت اصلی‌ترین واحدهای سنگی ببرون زده در این منطقه است. برونبوم‌های ریز دانه‌ای با خاستگاه ماقمایی، در گرانودیوریت‌ها فراوانی قابل ملاحظه‌ای دارند. بررسی‌های صحرایی، شواهد سنگ‌نگاری، شیمی سنگ کل و شیمی کانی‌های برونبوم‌ها و سنگ میزبان نشان می‌دهند که این برونبوم‌ها براثر فرایند آمیخته شدن ماقمایی 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 برونبوم‌ها و سنگ میزبان‌شان دارای قرابت ژنتیکی بوده و تبلوربخشی عامل اصلی در شکل‌گیری برونبوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز بوده است. این برونبوم‌ها در اصل حاشیه‌های سریعاً انجامد یافته مخزن ماقمایی هستند که در مراحل بعدی شکل‌گیری‌های ماقمایی گسیخته شده و به صورت برونبوم‌های ریز دانه‌ای و به صورت قطعات جامد (با حداقل تبادلات شیمیایی با ماقمای میزبان) درون ماقمای میزبان پراکنده شده‌اند. سرد شدن سریع برونبوم‌ها تبلور بیوتیت و آمفیبیول را تسهیل کرده و باعث تغییر رفتار شیمیایی برونبوم‌ها نسبت به سنگ میزبان شده است.

واژه‌های کلیدی: برونبوم؛ آمیختگی ماقمایی؛ الیگودرز؛ حاشیه انجامد سریع؛ ژئوشیمی؛ سنندج-سیرجان

مجازایی درون ماقمای فلزیک پراکنده می‌شود. این قطعات اختلاف دمایی زیادی با ماقمای میزبان اسیدی دارند. بنابراین به سرعت سرد شده و در پایان برونبوم‌های ریز دانه‌ای را تشکیل می‌دهند. برخی از پژوهشگران، مدل رستیتی را برای این برونبوم‌ها در نظر گرفته و آن‌ها را بر جا مانده‌های حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای می‌دانند [۳]. در مدل دیگری، خاستگاه برونبوم‌های ریز دانه‌ای را با سنگ میزبان خود یکی دانسته و تشکیل آن‌ها را به تبلور زود هنگام ماقمای میزبان در شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوت نسبت می‌دهند [۴]. گاهی برونبوم‌های نوع اخیر حاصل انجامد سریع ماقما در بخش‌های

### مقدمه

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

\* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۶۴۸۳۳۲۸، پست الکترونیکی: aashari@ut.ac.ir

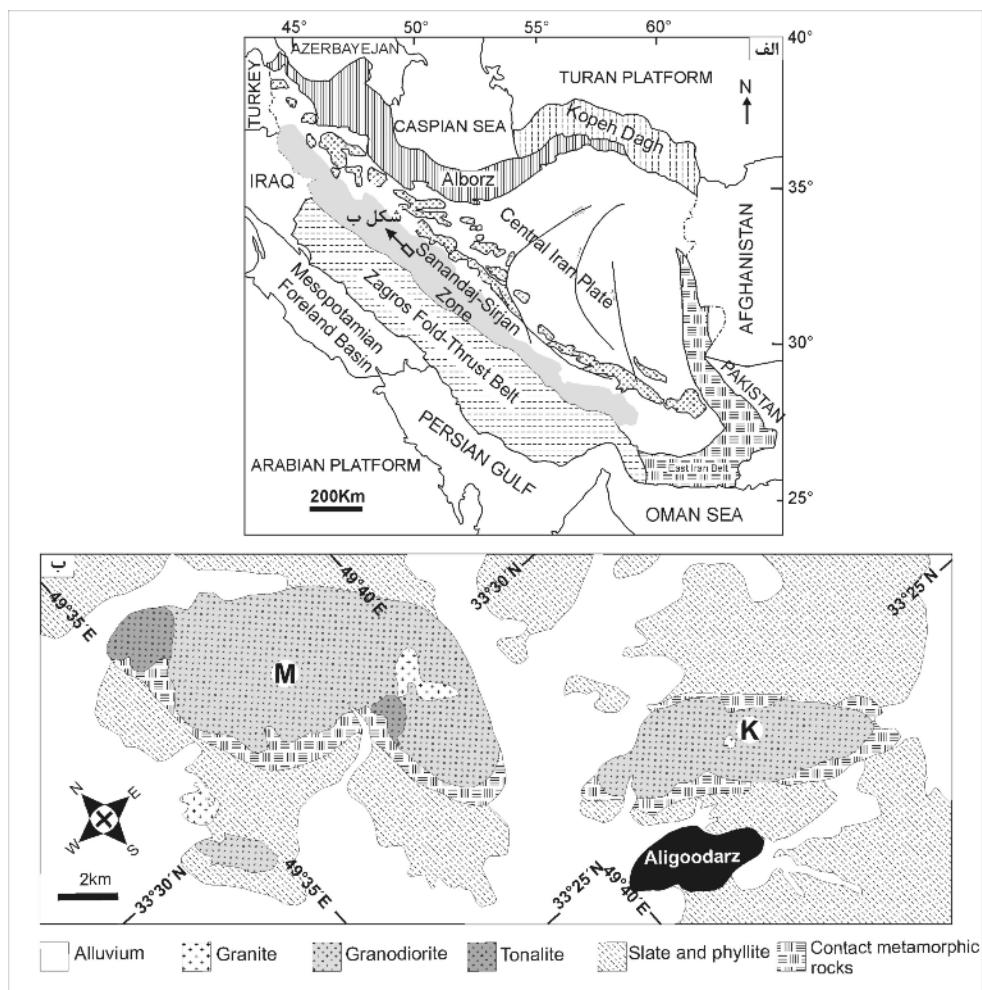
دهیم. این بررسی نشان می‌دهد که چگونه تشکیل ماقما در اعمق کم یک قوس ماقمایی موجب برونویوم‌هایی می‌شود که با میزان خود خاستگاه مشترکی داشته و در نتیجه تبلوربخشی حاصل شده‌اند.

#### 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 زمین‌شناسی 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 ماقمایی هستند. بخش‌های به سرعت انجامد یافته گسیخته شده و در نهایت داخل مخزن ماقمایی پراکنده می‌شوند [۵,۶].

در این مقاله سعی شده است تا ویژگی‌های ژنتیکی برونویوم‌های 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 [۱۰-۷] بیشتر سنگ‌شناسی سنگ میزان گرانیتوئیدی مورد نظر بوده و توجه کمتری به برونویوم‌ها شده است. هدف از ارائه این مقاله آنست که با استفاده از شواهد صحرایی، بررسی‌های میکروسکوپی، شیمی سنگ‌کل و شیمی کانی‌های موجود در برونویوم‌ها و سنگ میزان، چگونگی تشکیل برونویوم‌های 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 شده اند. 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<sup>۱</sup> اندازه‌گیریها به ترتیب معادل ۰.X% و ۱-۲% می‌باشد. نتایج حاصل در جدول ۲ ارائه شده است.

#### روابط صحرایی

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

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

#### سنگ‌نگاری

گرانوودیوریت و برونبوم‌های ریز دانه‌ای موجود در آن گرانوودیوریتها 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 مدي کانی‌ها بیانگر آنست که پلازیوکلاز (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 ۱‌الف). این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای با درشت بلورهای پلازیوکلاز هستند. به دلیل تاثیر متفاوت نیروهای زمین ساختی، گرانوودیوریتها به درجات مختلف تحت تاثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند و به همین دلیل برخی کانی‌ها از جمله کوارتز تجدید بلور یافته و ریز دانه شده‌اند. بافت‌های پوئیکلیتیک (ادخال‌های پلازیوکلاز و بیوتیت در بلورهای درشت (ارتوز و کوارتز) و گرانوفیر از بافت‌های مهمی هستند که در گرانوودیوریتها دیده می‌شوند.

نوار سندنج-سیرجان که حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی است [به عنوان مثال، ۱۳]، با گسترهای از فعالیت‌های ماقمایی و شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی مشخص می‌شود. گرانیتوئیدهای الیگودرز تحت تاثیر همین فرایند فرورانش تشکیل شده‌اند [۱۰، ۱۴]. در طی ژوراسیک میانی (~165Ma) [۱۰] نفوذ ماقما، 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 قادر پیوستگی هستند تقسیم کرد. بر اساس نام روستاهای مهمی که در نزدیکی هر یک از این دو مجموعه وجود دارد می‌توان آنها را به اسمی ملاطالب (بخش غربی) و خوره (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 برونبوم‌های ریز دانه‌ای، ۴ نمونه از سنگ میزبان گرانوودیوریتی و ۲ نمونه از گرانیتها به منظور انجام بررسی‌ها شیمیایی سنگ کل انتخاب شدند. پودر این نمونها تهیه و بخشی از آن به آزمایشگاه ALS Chemex ICP-MS و ICP-AES و به روش‌های کشور کانادا ارسال و به روشنایی حد تجزیه عناصر اصلی و کمیاب قرار گرفتند (جدول ۱). حد تشخیص<sup>۲</sup> عناصر اصلی و کمیاب به ترتیب معادل ۰.۰۱٪ و ۰.۰۱-۱۰ppm می‌باشد. انحراف معیار استاندارد<sup>۳</sup> نیز برای تمامی عناصر بهتر از  $\pm 4\%$  است. بررسی‌های ریز پردازش الکترونی پلازیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول موجود در برونبوم و سنگ میزبان با استفاده از ابزار JEOL JXA-8200 در California Institute of Technology است. پرتو الکترونی مورد استفاده دارای ولتاژ شتابنده<sup>۴</sup> ۱۵ kV و جریان پرتوی<sup>۵</sup> معادل 25nA بوده است. میزان دقت<sup>۶</sup>

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 برونبومهای ریز دانه‌ای.

|              |         | wt%              |                                |                                |     |     |                   |                  |                  |     |                               | ppm   |       |      |     |      |      |    |     |     |     |     |      |      |      |     |      |      |      |      |     |      |
|--------------|---------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|-----|-------------------|------------------|------------------|-----|-------------------------------|-------|-------|------|-----|------|------|----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|-----|------|------|------|------|-----|------|
|              |         | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO | MgO | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | TiO <sub>2</sub> | Mn  | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | LOI   | Ba    | Ce   | Co  | Cr   | Cs   | Hf | La  | Nb  | Nd  | Rb  | Sm   | Sr   | Ta   | Tb  | Th   | U    | V    | Y    | Zr  |      |
| granite      | AL 20   | 75.6             | 13.65                          | 1.0                            | 0.7 | 0.2 | 3.0               | 4.7              | 0.1              | 0.1 | 0.1                           | 0.8   | 99.9  | 10.3 | 2.0 | 1    | 1.0  | 4  | 2   | 1.0 | 6   | 8   | 13.8 | 2    | 4.2  | 1.2 | 0.5  | 8.42 | 2.4  | 1.9  | 4.4 |      |
|              | AL 21-2 | 77.5             | 13.9                           | 1.0                            | 0.6 | 0.1 | 3.0               | 5.2              | 0.0              | 0.0 | 0.2                           | 0.8   | 98.3  | 5.7  | 1.4 | 2    | 1.0  | 5  | 2   | 7   | 7   | 5   | 17.4 | 1    | 3.5  | 2.1 | 0.3  | 6.22 | 1.2  | 1.8  | 1.0 |      |
| tonalite     | AL 88   | 53.2             | 18.2                           | 9.8                            | 8.5 | 5.8 | 1.3               | 1.0              | 0.6              | 0.2 | 1.4                           | 100.0 | 12.1  | 2.8  | 3.1 | 1.70 | 9    | 2  | 1.4 | 6   | 13  | 4.5 | 3    | 15.3 | 0.4  | 0.4 | 4.17 | 0.9  | 2.21 | 1.3  | 5.6 |      |
|              | AL 11   | 54.4             | 17.1                           | 7.9                            | 8.0 | 7.5 | 1.0               | 0.7              | 0.4              | 0.1 | -                             | 1.6   | 98.8  | 11.1 | 2.5 | 3.4  | 5.80 | 3  | 1   | 1.2 | 6   | 11  | 3.5  | 2    | 12.6 | 0.4 | 0.4  | 4.16 | 0.7  | 2.65 | 1.2 | 5.4  |
| granodiorite | AL 60   | 66.5             | 15.0                           | 4.9                            | 2.7 | 1.4 | 2.4               | 3.5              | 0.5              | 0.1 | 0.2                           | 1.5   | 98.7  | 2.56 | 7.6 | 1.0  | 5.0  | 8  | 6   | 2.8 | 1.3 | 3.3 | 1.57 | 7    | 12.1 | 1.1 | 0.9  | 15.1 | 1.8  | 7.2  | 2.4 | 19.7 |
|              | AL 55   | 64.6             | 16.0                           | 5.9                            | 3.4 | 1.7 | 2.5               | 3.4              | 0.6              | 0.1 | 0.1                           | 1.6   | 99.9  | 3.99 | 5.7 | 1.2  | 6.0  | 7  | 6   | 2.8 | 1.4 | 2.4 | 15.2 | 5    | 16.7 | 1.0 | 0.7  | 13.0 | 1.4  | 8.2  | 1.9 | 18.1 |
|              | AL 12   | 65.9             | 15.4                           | 5.7                            | 2.6 | 1.8 | 2.5               | 2.1              | 0.7              | 0.1 | 0.1                           | 1.0   | 100.0 | 3.50 | 7.5 | 1.3  | 7.0  | 8  | 6   | 2.6 | 1.3 | 2.2 | 14.3 | 7    | 12.6 | 1.1 | 0.9  | 14.8 | 1.9  | 9.2  | 2.6 | 21.0 |
|              | AL 28   | 68.3             | 14.3                           | 3.9                            | 2.3 | 1.0 | 2.4               | 4.2              | 0.5              | 0.1 | 0.1                           | 1.0   | 98.0  | 4.01 | 5.9 | 8    | 3.0  | 6  | 4   | 2.9 | 1.0 | 2.6 | 15.1 | 6    | 10.7 | 0.8 | 0.9  | 11.8 | 1.6  | 6.2  | 2.9 | 14.8 |
| enclaves     | AL 12-1 | 62.6             | 15.7                           | 7.4                            | 5.7 | 2.8 | 1.1               | 2.7              | 0.8              | 0.2 | 0.1                           | 1.1   | 100.0 | 2.95 | 5.8 | 1.8  | 8.0  | 7  | 5   | 2.9 | 1.1 | 2.5 | 11.0 | 5    | 15.2 | 0.9 | 0.8  | 10.4 | 2.5  | 11.5 | 2.0 | 17.5 |
|              | AL 28-2 | 68.9             | 14.4                           | 5.1                            | 2.2 | 1.2 | 2.0               | 1.8              | 0.6              | 0.1 | 0.2                           | 0.8   | 99.3  | 11.4 | 5.5 | 1.0  | 1.0  | 6  | 4   | 2.7 | 1.2 | 2.5 | 12.4 | 6    | 9.0  | 0.8 | 0.9  | 10.5 | 1.3  | 6.5  | 2.6 | 14.0 |
|              | AL 29-2 | 63.4             | 14.9                           | 6.2                            | 5.5 | 2.5 | 1.1               | 2.4              | 0.5              | 0.1 | 0.1                           | 1.2   | 98.9  | 2.37 | 5.3 | 1.9  | 1.80 | 9  | 4   | 2.6 | 9   | 2.3 | 9.6  | 5    | 9.9  | 0.8 | 1.0  | 10.8 | 2.4  | 13.8 | 2.5 | 13.9 |
|              | AL 32-1 | 64.6             | 15.0                           | 6.1                            | 3.6 | 1.8 | 2.6               | 2.3              | 0.9              | 0.1 | 0.2                           | 1.4   | 98.6  | 1.56 | 6.6 | 1.4  | 5.0  | 6  | 5   | 3.2 | 1.3 | 2.0 | 13.7 | 6    | 11.2 | 0.9 | 0.9  | 12.2 | 1.5  | 9.3  | 2.0 | 16.2 |

جدول ۲ نتایج آنالیزهای الکترون میکروپرورب کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز و آمفیبیول در برونبوم و سنگ میزان.

| Biotite                        | برونیوم                  |          |          |          |                           |          |          |          |          |          | گرانودبوریت میزان |          |          |                                |                          |          | Amphibole | برونیوم‌های آمفیبیول دار |  |  |  |  |  |  |
|--------------------------------|--------------------------|----------|----------|----------|---------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|-------------------|----------|----------|--------------------------------|--------------------------|----------|-----------|--------------------------|--|--|--|--|--|--|
|                                | برونیوم‌های آمفیبیول دار |          |          |          | برونیوم‌های بدون آمفیبیول |          |          |          |          |          | گرانودبوریت میزان |          |          |                                | برونیوم‌های آمفیبیول دار |          |           |                          |  |  |  |  |  |  |
| Sample wt%                     | AL29-240                 | AL29-249 | AL29-251 | AL29-256 | AL39-170                  | AL39-173 | AL39-175 | AL39-176 | AL25-106 | AL25-108 | AL25-109          | AL25-111 | AL25-112 | Sample wt%                     | AL29-243                 | AL29-245 | AL29-246  | AL29-247                 |  |  |  |  |  |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 56.74                    | 56.62    | 56.77    | 56.81    | 54.96                     | 35.22    | 34.88    | 35.50    | 54.77    | 35.64    | 35.39             | 35.29    | 35.16    | SiO <sub>2</sub>               | 54.22                    | 54.15    | 55.1      | 53.27                    |  |  |  |  |  |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.03                     | 2.09     | 1.66     | 2.20     | 3.57                      | 2.05     | 3.47     | 1.70     | 2.28     | 1.78     | 1.93              | 2.00     | 1.67     | TiO <sub>2</sub>               | 0.7                      | 0.11     | 0.03      | 0.12                     |  |  |  |  |  |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.52                    | 16.66    | 17.08    | 16.52    | 16.3                      | 16.86    | 16.80    | 17.06    | 17.30    | 17.07    | 17.26             | 17.16    | 17.30    | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.6                     | 2.21     | 0.89      | 2.79                     |  |  |  |  |  |  |
| FeO                            | 18.02                    | 18.54    | 18.31    | 18.88    | 23.28                     | 22.87    | 22.51    | 22.02    | 22.76    | 22.40    | 22.14             | 22.49    | 21.68    | FeO                            | 13.43                    | 13.31    | 13.11     | 14.9                     |  |  |  |  |  |  |
| MgO                            | 11.00                    | 10.71    | 11.03    | 10.74    | 7.15                      | 7.72     | 7.27     | 7.79     | 7.54     | 7.93     | 7.99              | 7.69     | 8.05     | MgO                            | 14.82                    | 14.69    | 15.49     | 14.18                    |  |  |  |  |  |  |
| CaO                            | 0.12                     | 0.00     | 0.04     | 0.01     | 0.03                      | 0.01     | 0.05     | 0.02     | 0.07     | 0.06     | 0.05              | 0.03     | 0.11     | CaO                            | 12.40                    | 12.28    | 12.16     | 11.82                    |  |  |  |  |  |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.09                     | 0.08     | 0.09     | 0.08     | 0.05                      | 0.07     | 0.08     | 0.07     | 0.07     | 0.06     | 0.07              | 0.03     | 0.06     | Na <sub>2</sub> O              | 0.19                     | 0.28     | 0.14      | 0.28                     |  |  |  |  |  |  |
| K <sub>2</sub> O               | 9.30                     | 9.38     | 9.16     | 9.30     | 9.47                      | 9.57     | 9.13     | 9.50     | 9.50     | 9.31     | 8.95              | 9.61     | 8.91     | K <sub>2</sub> O               | 0.3                      | 0.05     | 0.02      | 0.4                      |  |  |  |  |  |  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.02                     | 0.03     | 0.06     | 0.07     | 0.1                       | 0.06     | 0.04     | 0.01     | 0.04     | 0.01     | 0.03              | 0.03     | 0.00     | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.03                     | 0.00     | 0.04      | 0.02                     |  |  |  |  |  |  |
| MnO                            | 0.23                     | 0.30     | 0.32     | 0.23     | 0.33                      | 0.33     | 0.36     | 0.37     | 0.41     | 0.45     | 0.42              | 0.44     | 0.43     | MnO                            | 0.87                     | 0.89     | 0.77      | 0.80                     |  |  |  |  |  |  |
| Total                          | 94.17                    | 94.42    | 94.54    | 94.81    | 94.89                     | 95.75    | 95.07    | 95.08    | 94.73    | 94.68    | 94.22             | 94.76    | 93.36    | Total                          | 98.12                    | 97.88    | 97.72     | 97.41                    |  |  |  |  |  |  |
| Plagioclase                    | آنکلاو                   |          |          |          |                           |          |          |          |          |          | گرانودبوریت میزان |          |          |                                |                          |          |           |                          |  |  |  |  |  |  |
| Sample wt%                     | برونیوم‌های آمفیبیول دار |          |          |          | برونیوم‌های بدون آمفیبیول |          |          |          |          |          | گرانودبوریت میزان |          |          |                                |                          |          |           |                          |  |  |  |  |  |  |
|                                | AL29-225                 | AL29-231 | AL29-232 | AL29-237 | AL39-115                  | AL39-159 | AL39-160 | AL39-122 | AL25-89  | AL25-93  | AL25-100          | AL25-105 |          |                                |                          |          |           |                          |  |  |  |  |  |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 56.23                    | 55.12    | 50.92    | 48.38    | 60.70                     | 54.68    | 49.86    | 57.95    | 58.51    | 56.97    | 54.27             | 60.11    |          |                                |                          |          |           |                          |  |  |  |  |  |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.05                     | 0.00     | 0.01     | 0.00     | 0.02                      | 0.01     | 0.03     | 0.02     | 0.01     | 0.00     | 0.00              | 0.00     |          |                                |                          |          |           |                          |  |  |  |  |  |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 27.98                    | 28.61    | 31.40    | 32.28    | 25.42                     | 28.82    | 31.96    | 26.57    | 26.36    | 27.15    | 28.78             | 25.30    |          |                                |                          |          |           |                          |  |  |  |  |  |  |
| CaO                            | 10.34                    | 11.07    | 14.25    | 16.65    | 6.65                      | 10.79    | 14.99    | 8.57     | 8.13     | 9.08     | 11.34             | 6.93     |          |                                |                          |          |           |                          |  |  |  |  |  |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 5.82                     | 5.46     | 2.43     | 2.31     | 7.79                      | 5.56     | 3.26     | 6.81     | 6.97     | 6.44     | 5.21              | 7.02     |          |                                |                          |          |           |                          |  |  |  |  |  |  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.06                     | 0.07     | 0.04     | 0.03     | 0.12                      | 0.07     | 0.03     | 0.17     | 0.16     | 0.15     | 0.09              | 0.09     |          |                                |                          |          |           |                          |  |  |  |  |  |  |
| Total                          | 100.52                   | 100.38   | 100.09   | 100.68   | 100.54                    | 99.40    | 100.05   | 100.14   | 100.15   | 99.84    | 99.74             | 99.46    |          |                                |                          |          |           |                          |  |  |  |  |  |  |



شکل ۲ تصاویر صحرایی از برخوردگاه (الف) برخوردگاه گرانوودیوریت-تونالیت و انباست قطعات حاصل از گسیختگی تونالیت‌ها درون گرانوودیوریت-ها؛ (ب) برخوردگاه گرانیت-گرانوودیوریت و انباست قطعات حاصل از گسیختگی گرانوودیوریت‌ها درون گرانیت‌ها؛ (پ) نمونه‌ای از برونبوم‌های ریز دانه‌ای در گرانوودیوریت الیگودرز.

(٪.۸-۲۳)، کوارتز (٪.۳۴-۲۰) و پلاژیوکلاز (٪.۴۵-۲۴) کانی‌های اصلی آن‌ها بوده و کانی‌های فرعی نیز عبارتند از زیرکن، آپاتیت و مگنتیت. تونالیت‌ها بافت دانه‌ای داشته و بافت‌های حاصل از دگرگشکی در آن‌ها دیده نمی‌شوند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی غربالی دارند به طوری که بخش‌هایی از بلور پلاژیوکلاز تخریب و هضم شده و سپس به وسیله‌ی بلورهای جدید کوارتز و پلاژیوکلاز سدی‌تر جایگزین شده‌اند. برخی بلورهای درشت آمفیبول، ادخالهایی از پلاژیوکلازهای ریزبلور را درون خود جای داده‌اند.

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 (٪.۴۲-۳۰) 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 کانی‌های فضای بین کانی‌های دیگر را در مراحل نهایی تبلور پر کرده است.

### ژئوشیمی

#### ژئوشیمی سنگ کل

نتایج آنالیز شیمیایی برونبوم‌ها و سنگ میزان گرانوودیوریتی آن‌ها به همراه چند نمونه از تونالیت‌ها و گرانیت‌ها در جدول ۱ ارائه شده‌اند. در شکل ۴ نیز نمودارهای هارکر برای برخی از عناصر اصلی و کمیاب نسبت به  $\text{SiO}_2$  نمایش داده شده‌اند. همانگونه که این نمودارها نشان می‌دهند، روند تغییرات

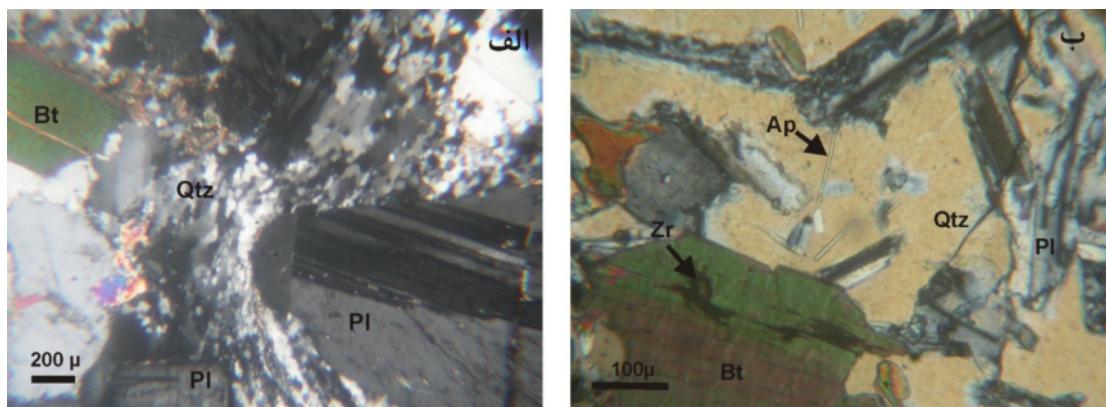
از نظر سنگنگاری شباهت‌های زیادی بین گرانوودیوریت میزان و برونبوم‌ها دیده می‌شوند و تفاوت اصلی آن‌ها در بافت ریزدانه برونبوم‌ها و تفاوت در فراوانی مدي کانی‌های است (شکل ۳ب). نتایج بررسی مدي برونبوم‌ها بیانگر آنست که پلاژیوکلاز (٪.۴۰-۲۰)، کوارتز (٪.۳۸-۳۳)، بیوتیت (٪.۲۲-۳۴) ± آمفیبول (٪.۶) به همراه مقادیر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

### تونالیت و گرانیت

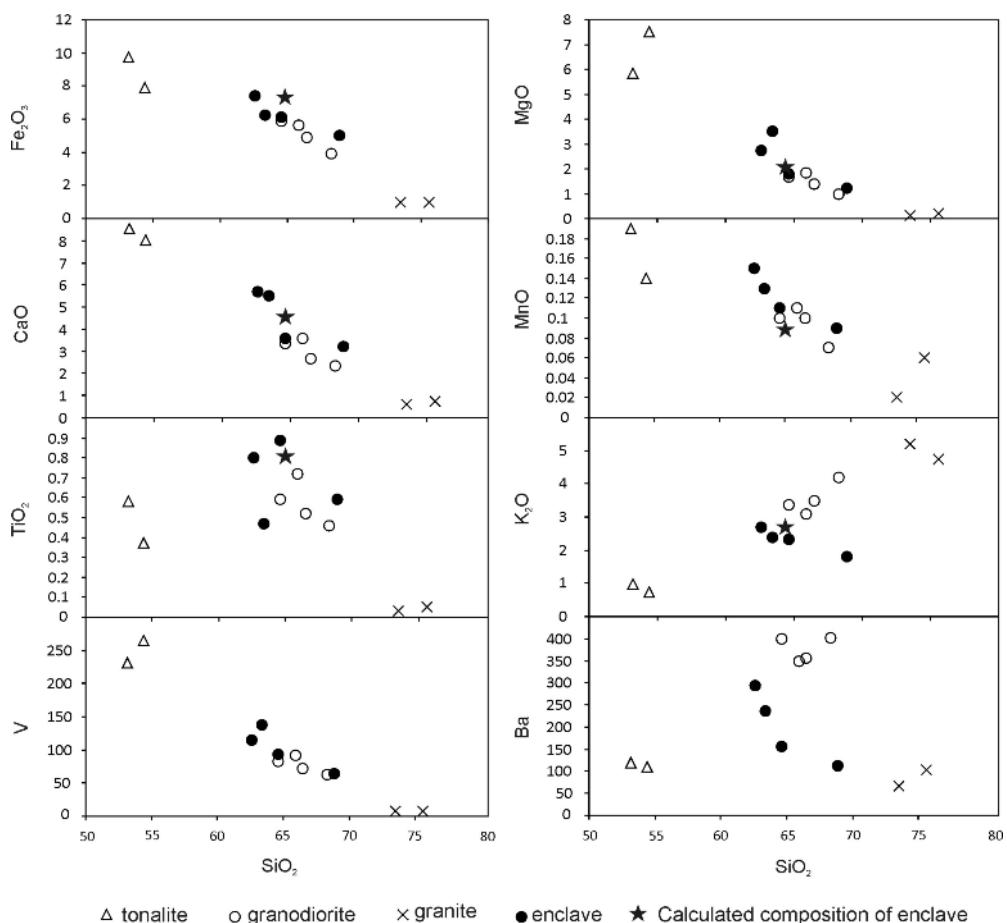
تونالیت‌ها در حدود ٪.۶ از حجم بیرون زده‌ی یافته‌ی سنگ‌های الیگودرز را به خود اختصاص داده‌اند. تونالیت‌ها ریز دانه تا میان دانه بوده و تیره رنگ‌اند. بررسی‌های سنگنگاری و اندازه‌گیری مدي کانی‌ها نشان می‌دهد که آمفیبول (٪.۶۳-۲۳)، بیوتیت

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

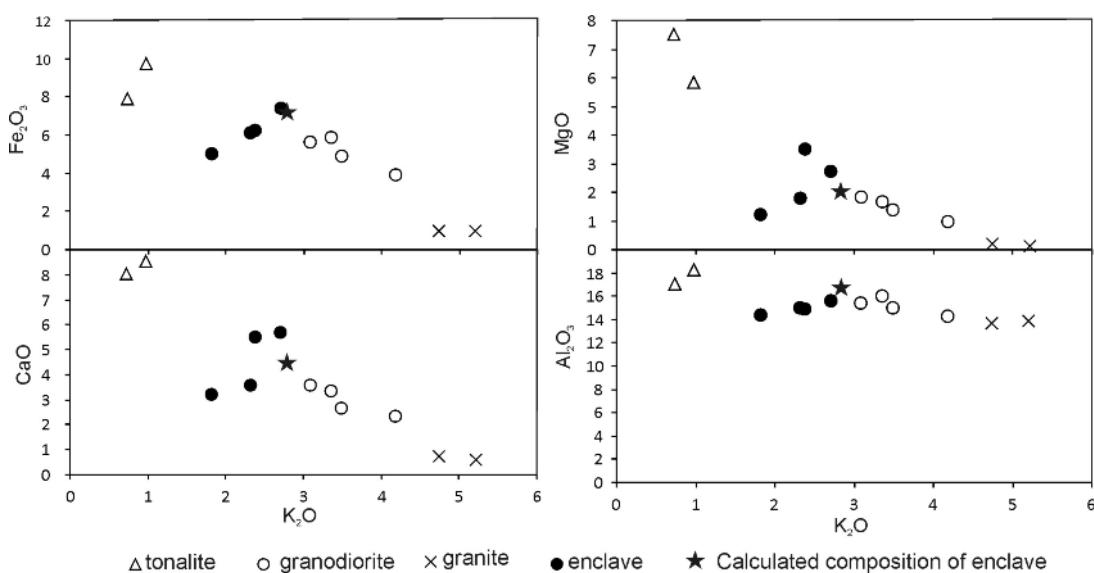
$V$  در برونبومها و سایر نمونه‌ها مشابه یکدیگر بوده و به صورت خطی است ولی روند تغییرات  $K_2O$  و  $Ba$  در برونبومها با سایر نمونه‌ها تفاوت دارد. رفتار متفاوت برونبومها نسبت به سنگ میزان در شکل ۵ نیز



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از (الف) سنگ میزان گرانودیوریتی؛ و (ب) برونبوم‌های ریز دانه‌ای موجود در گرانودیوریت‌ها. تصاویر در شرایط نورقطبیده (XPL) تهیه شده‌اند. Qtz: کوارتز؛ Pl: پلازیوکلаз؛ 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 برونبوم‌ها (به روش محاسبات توازن جرم) با علامت ستاره روی نمودارهای عناصر اصلی نشان داده شده است.



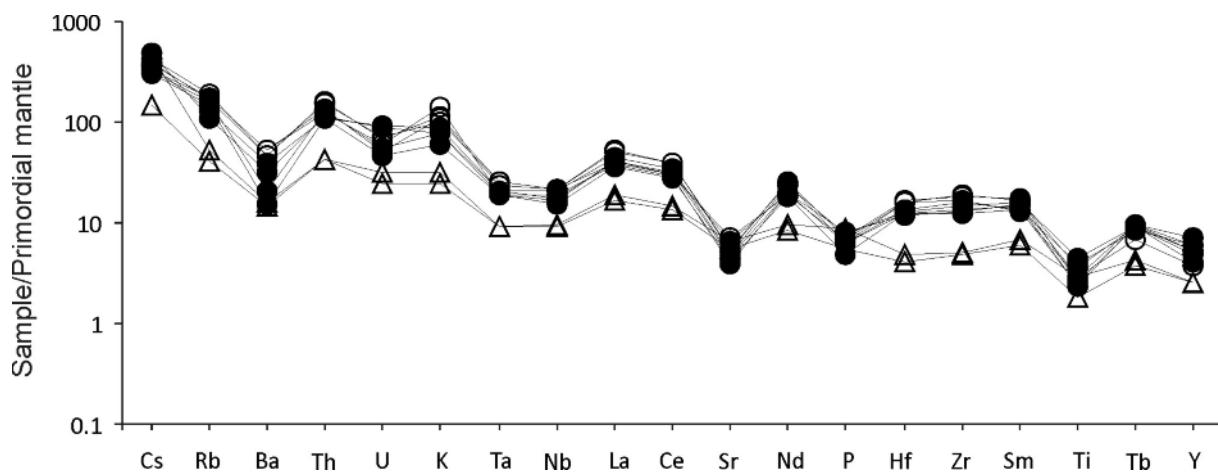
شکل ۵ مقایسه‌ی روند تغییرات  $K_2O$  نسبت به  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  و  $Fe_2O_3$  در برونبوم‌های ریز دانه‌ای و واحدهای سنگی دیگر الیکودرز. چنانکه ملاحظه می‌شود روند تغییرات در برونبومها با نمونه‌های دیگر متفاوت است. ترکیب محاسبه شده برونبومها (به روش محاسبات توازن جرم) با علامت ستاره نشان داده شده اند.

برونبوم با سنگ میزان نشان می‌دهد که مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز برونبومها ( $An_{32-80}$ ) بیشتر از پلاژیوکلازهای سنگ میزان ( $An_{35-55}$ ) است. بین برونبومها نیز پلاژیوکلاز برونبوم‌های آمفیبولدار آنورتیت بیشتری نسبت به برونبوم‌های بدون آمفیبول دارد. ترکیب شیمیایی بیوتیت برونبوم‌های بدون آمفیبول بسیار شبیه به بیوتیت سنگ میزان است و با بیوتیت‌های برونبوم‌های 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، گرانوودیوریتها و برونبومها نشان داده شده اند. 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 برونبومها و سنگ میزان گرانوودیوریتی در جدول ۲ ارائه شده اند. مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در



شکل ۶ مقایسه نمودارهای عنکبوتی برای تونالیتها، گرانوودیوریتها و برونبوم‌های ریز دانه‌ای. مقادیر وابسته به گوشه‌ی قدیمی (mantle) به اقتباس از [۱۵] است. علامت به کار رفته مشابه شکل‌های ۴ و ۵ است.

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

#### آمیزش ماقمایی

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

برخی از پژوهشگران روندهای خطی مشابه آنچه در شکل ۴ دیده می‌شود را ناشی از آمیختن ماقمایی می‌دانند [۱۹] ولی بسیاری از آنها معتقدند که آمیختن ماقمایی 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 ماقمایی نیست. مشابه در روند تغییرات شیمیایی

#### برداشت

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

#### مدل رستیت

برونبوم‌های رستیتی بیشتر در گرانیت‌های نوع S بوده و برجا مانده‌های حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای هستند. این برونبوم‌ها دارای بافت دگرگونی بوده و با فراوانی کانی‌های غنی از آلومینیم از برونبوم‌های دیگر تشخیص داده می‌شوند. برونبوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز فاقد آندالوزیت، سیلیمانیت، کریدیریت، گارنت و یا کانی‌های دیگری هستند که در این برونبوم‌ها دیده می‌شوند. از آنجا که تبلور بین دانه‌ای کانی‌های همچون کوارتز و ارتوز به همراه بافت پوئیکلیتیک و منطقه بندي نوسانی در پلازیوکلаз بیانگر تبلور برونبوم‌ها از یک ماگمای اولیه است، لذا برونبوم‌هایی 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 احتمالهای وابسته به شکل‌گیری برونبوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز آنست که خاستگاه کومولیتی داشته باشند. به عبارت دیگر فرض شود که تونالیت‌ها نخست متابولور شده‌اند و برونبوم‌ها در اصل قطعات حاصل از گسیختگی تونالیت‌ها هستند که پس از گسیختگی درون ماقمای گرانوودیوریتی پراکنده شده‌اند. چنین برونبوم‌هایی 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 برونبوم‌های الیگودرز در نظر گرفت. برونبوم‌های کومولیتی درشت دانه اند [۱۸] در حالی که برونبوم‌های الیگودرز ریز دانه‌اند. البته این احتمال وجود دارد که برونبوم‌ها نخست درشت بلور بوده‌اند ولی در مراحل بعدی، تبلور دوباره یافته و ریزدانه شده. با توجه به اینکه شواهد مربوط

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

اگر برونبوم‌های ریزدانه‌ای بر اثر آمیختن ماقمای مافیک و فلزیک حاصل شده باشند، به دلیل اختلاف دمایی که بین دو ماقما وجود دارد، در اطراف ماقمای مافیک (برونبوم‌ها) حاشیه‌ی انجاماد سریع تشکیل خواهد شد. نبود حاشیه انجاماد سریع در برونبوم‌ها می‌تواند بیانگر اختلاف دمایی اندک بین برونبوم و سنگ میزان بوده<sup>[۲۰]</sup> و یا بیانگر ورود برونبوم‌ها به صورت قطعات جامد درون ماقمای میزان باشد<sup>[۶]</sup>. بنابراین عدم وجود حاشیه‌ی انجاماد سریع در برونبوم‌های ریز دانه‌ای الیکودرز می‌تواند تاییدی بر عدم نقش فرایند اختلاط ماقمایی در شکل‌گیری آن‌ها باشد.

با افزایش  $K_2O$  و  $Ba$  در برونبوم‌ها، فراوانی  $MgO$  و  $Fe_2O_3$  نیز افزایش می‌یابد (شکل ۵). با استفاده از فرایند اختلاط ماقمایی نمی‌توان چنین رفتاری را توجیه کرد زیرا باقیتی تشکیل دهنده‌ی مافیک به میزان بیشتری از  $Ba$  و  $K_2O$  غنی شده باشد<sup>[۶]</sup>. به عبارت دیگر وجود ماقمای مافیک با چنین ترکیبی در یک محیط قوس قاره‌ای نا محتمل است.

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

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

اگرچه برونبوم‌ها ترکیب شیمیایی حدواسط تونالیت و گرانوودیوریت دارند (شکل ۴) ولی به سنگ میزان گرانوودیوریتی نزدیک‌ترند. در صورت قبول فرضیه آمیزش ماقمایی، باقیتی فرایند آمیزش و تبادلات شیمیایی تا حد زیادی پیش‌رفته باشد تا برونبوم‌هایی با ترکیب نزدیک به میزان و متفاوت از گدازه‌ی مافیک تشکیل شود. تبادلات شیمیایی گسترده، با محتوای کانی‌شناسی متفاوت برونبوم و سنگ میزان مغایر است زیرا برخلاف سنگ میزان، بعضی از برونبوم‌ها دارای آمفیبول نسبتاً فراوان هستند. این در حالی است که در برونبوم‌های حاصل از آمیختن ماقمایی غالباً محتوای کانی‌شناسی برونبوم و سنگ میزان مشابه بوده و تنها فراوانی مدل آن‌ها متفاوت است [به عنوان مثال، ۲۲].

یکی از ویژگیهای بیوپتیهای ماقمایی آنست که به صورت پیوسته با گدازه‌ای که از آن متبلور می‌شوند به تعادل می‌رسند<sup>[۲۳]</sup>. با توجه به تبادلات شیمیایی گسترده‌ای که در فرایند اختلاط ماقمایی وجود دارد، بنابراین در صورت قبول این فرایند، باقیتی ترکیب بیوپتیهای موجود در برونبوم مشابه بیوپتیهای سنگ میزان باشد<sup>[۲۳]</sup>. بیوپتیهای برونبوم‌های بدون آمفیبول ترکیبی شبیه به بیوپتیهای سنگ میزان دارند ولی تفاوت در ترکیب بیوپتیت برونبوم‌های آمفیبول دار و بیوپتیهای سنگ میزان (جدول ۲) نشان می‌دهد که تبادلات شیمیایی گسترده که در اختلاط ماقمایی معمول است، در این برونبوم‌ها رخ نداده است.

اگر تبادلات شیمیایی بین برونبوم و سنگ میزان رخ داده باشد، برونبوم‌های کوچکتر باقیتی به میزان بیشتری تحت تاثیر این تبادلات قرار گرفته باشند. بنابراین با توجه به نبودن آمفیبول در سنگ میزان، باقیتی برونبوم‌های کوچکتر مشابه سنگ میزان بوده و فاقد آمفیبول باشند. با وجود بر این علی‌رغم اینکه سنگ میزان گرانوودیوریتی در کل توده ترکیب نسبتاً همگنی دارد، در بسیاری موارد مشاهده شده که برونبوم‌های فاقد آمفیبول و برونبوم‌های آمفیبول دار اندازه‌ی یکسانی دارند. بنابراین ارتباطی بین اندازه برونبوم‌ها و درجه تبادلات

به  $\text{SiO}_2$  (شکل ۴) ناشی از تبلوربخشی بوده و شاخص خوبی برای تشخیص فرایند تبلور بخشی از اختلاط ماقمایی است [۲۷].

وجود آبایت‌های سوزنی در برونبومها علاوه بر اینکه ماقمایی بودن آن‌ها را تایید می‌کند، حکایت از سرد شدن سریع برونبومها دارد [۲۹]. سرد شدن سریع برونبومها و ورود آن‌ها به صورت قطعات جامد درون گرانودیوریت میزان باعث می‌شود تا میزان تبادلهای شیمیایی بین برونبوم و ماقمایی میزان به حداقل برسد. نبود حاشیه انجام سریع در برونبومها نیز می‌تواند ناشی از ورود برونبومها به صورت قطعات جامد درون ماقمایی میزان باشد [۶].

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

تبلوربخشی و تشكیل برونبوم‌ها در حاشیه‌های به سرعت منجمد شده

بنابر شواهد مختلف، نوعی قربت ژنتیکی بین گرانیتوئیدها و برونبوم‌های ریز دانه‌ای یک‌گوهرز 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 ماقمایی نشان می‌دهد (شکل ۴). بررسی‌های پیشین گرانیتوئیدهای الیکوهرز نیز فرایند تبلوربخشی و ارتباط ژنتیکی بین واحدهای مختلف را تایید می‌کند [۱۰، ۱۴]. در ادامه نشان داده شده که عامل تشكیل برونبوم‌های ریز دانه‌ای نیز تبلوربخشی است.

اختلاف دمایی بین ماقمای گرانودیوریتی و سنگ‌های دربرگیرنده باعث تشكیل حاشیه انجام سریع شده است. این حاشیه سپس گسیخته شده و قطعات حاصل از آن به صورت برونبوم‌هایی درون ماقمایی درون ماقمایی میزان پراکنده شده‌اند.

بر اثر سردشدن سریع، نرخ هسته‌زایی کانی‌های مافیک بیشتر از تکتسیلیکاتها خواهد بود [۲۶]. فراوانی بیوتیت در برونبوم‌ها، حضور آمفیبول در بعضی از برونبوم‌ها و عدم حضور آن در سنگ میزان و نیز فراوانی کمتر فلدسپات پتانسیم در برونبوم‌ها در چنین شرایطی قابل توجیه است. به نظر می‌رسد، برونبوم‌های آمفیبول‌دار که مافیک‌تر هستند، در مراحل ابتدایی و زمانیکه ماقمای میزان مافیک‌تر بوده، تشكیل شده‌اند.

رفتار متفاوتی که Ba و K در مقایسه با نمونه‌های دیگر دارند، علاوه بر اینکه فرایند اختلاط ماقمایی را رد می‌کند [۲۷]، نقش فرایند انجام سریع و انباشت بیوتیت را در تشكیل برونبوم‌های ریز دانه‌ای نشان می‌دهد [۶، ۲۸]. زیرا بیوتیت به مقدار زیادی این دو عنصر را در خود جای داده است. ارتباط مستقیمی که بین فراوانی مدي بیوتیت و غنی شدگی Ba و K در برونبوم‌های ریز دانه ای یک‌گوهرز وجود دارد، این ادعا را تایید می‌کند. ارتباط مستقیم بین  $\text{K}_2\text{O}$  با اکسیدهایی از قبیل  $\text{MgO}$  و  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (شکل ۵) نیز حکایت از نقش تبلور بیوتیت در شکل‌گیری برونبوم‌ها 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

ماگمایی تشکیل شد، اگر مagma حالت پویا و فعال داشته باشد، این حاشیه گسیخته شده و به صورت قطعات نسبتاً جامدی درون ماگمای میزان پراکنده می‌شوند. این دسته از برونبوم‌ها به پلوتون‌هایی وابسته اند که در پوسته‌ی فوکائی 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 برونبوم‌ها رابطه‌ی مستقیم با فراوانی بیوتیت و حضور یا عدم حضور آمفیبیول در آن‌ها دارد. تبلوربخشی به عنوان فرایندی که باعث تغییر ترکیب ماگمای اولیه می‌شود باعث تغییر ترکیب برونبوم‌ها نیز می‌شود. بنابراین برونبوم‌های مختلف ممکن است در ارتباط با تزریق‌های متفاوتی بوده و هر تزریق نیز ماگمایی با ترکیب متفاوت داشته باشد. برونبوم‌های آمفیبیول دار زمانی تشکیل شده‌اند که ماگما سرشت کمتر شکل گرفته‌ای داشته است ولی برونبوم‌های بدون آمفیبیول از ماگمایی گرفته‌تری تشکیل شده‌اند. با توجه به اینکه از ترکیب شیمیایی ماگمای مادر برونبوم‌های آمفیبیول دار اطلاعی نداریم بنابراین امکان مدلسازی برای این دسته از برونبوم‌ها مهیا نیست. ماگمای مادر این برونبوم‌ها در اعمق بیشتری متبلور شده و در سطح زمین بپرون زدگی ندارد.

در پایان این نکته را یادآور می‌شویم که علی‌رغم اینکه تبلوربخشی نقش اصلی را در شکل گیری ماگمایی منطقه‌ی الیگودرز داشته است ولی فرایند هضم سنگ‌های دربرگیرنده نیز در شکل گیری ماگمایی موثر بوده است [۱۰]. به اعتقاد [۱۰] گرانوودیوریت‌های 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 برونبوم‌ها با سنگ میزان گرانوودیوریتی خود هم ریشه‌اند، فرایند هضم‌شدگی و تاثیر آن بر ویژگی‌های شیمیایی گرانیت‌ها، تاثیری در برداشت‌های حاصل در رابطه با خاستگاه برونبوم‌ها ندارد.

محاسبه شده برای برونبوم‌ها نیز نشان داده شده است. چنانکه ملاحظه می‌شود برونبوم‌های مدلسازی شده از لحاظ شیمیایی بسیار شبیه به برونبوم‌های 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 بپردازیم. هدف از این مدلسازی محاسبه‌ی ترکیب شیمیایی کلی برونبوم‌های 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 برونبوم متبلور شده

$C_0$ =غلظت اولیه‌ی عنصر کمیاب در ماگمای مادر

$F$ =نسبت گذازه‌ی باقیمانده (fraction of melt remaining)

$D$ =ضریب جدایش کلی (bulk partition coefficient)

برای نمونه‌های مورد بررسی فرض شده که  $C_0$  همان ترکیب میانگین گرانوودیوریت‌هاست. برای محاسبه‌ی D، نتایج محاسبات توازن جرم را برای ترکیب مدي برونبوم‌ها 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 برونبوم‌های جدا شده از ماگمای اولیه ( $C_R$ ) بسیار شبیه به ترکیب واقعی برونبوم‌های بدون آمفیبیول است. بنابراین، مدل ارائه شده قادر است چگونگی تشکیل برونبوم‌ها بر اثر تبلوربخشی ماگمای گرانوودیوریتی میزان را تایید کند. این مدل نشان می‌دهد که چگونه ماگمای گرانیتوئیدی قادر است موجب تشکیل برونبوم‌هایی شود که با ماگمای میزان برونبوم خاستگاه مشترکی دارند. بنابراین سرداشتن سریع ماگمای گرانیتوئیدی در بخش‌های حاشیه‌ای را می‌توان فرایند موثر در شکل گیری برونبوم‌های ریز دانه‌ای الیگودرز در نظر گرفت.

پس از اینکه حاشیه‌ی انجماد سریع در اطراف مخزن

جدول ۳ مقایسه ترکیب شیمیایی متوسط برونیوم های بدون آمفیبول (جدول ۱) با ترکیب شیمیایی محاسبه شده کومولیت‌هایی که از مagma‌ی اگانودیوریتی 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                      | 0,۹   | 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 | ۰,۴ | 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 | ۵,۲ | ۲,۳ | ۰,۳ | ۳۶,۷ |      |

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 پترولوجی و ژئوشیمی و خاکهای کمیاب در توده‌های گرانیت‌وئیدی شمال، شمال شرق و شمال غرب الیکودرز با تأکید بر روی آنکلاو توده‌ها، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۰)، ۱۰۷ صفحه.

### برداشت

در این پژوهش با ارائه شواهد صحرایی، سنگنگاری و ژئوشیمیایی، نوعی از برونیوم‌های ریز دانه‌ای بررسی شدند که خاستگاه مagma‌ی دارند، ولی بر اثر ترکیب Magma‌ی حاصل نشده‌اند. بنابراین، نمی‌توان بهدلیل حضور برونیوم‌های ریز دانه‌ای، از اختلاط Magma‌ی به عنوان فرایندی تاثیرگذار در تشکیل برونیوم‌ها نام برد و صرفاً بر همین اساس چنین عنوان کرد که یک Magma‌ی مافیک اولیه در سنگزایی گرانیت‌وئیدهای یک منطقه نقش داشته است. برونیوم‌های ریز دانه ای الیکودرز نماینده قطعات جامد تا نیمه جامد هستند که با Magma‌ی میزان خود خاستگاه مشترکی دارند. این برونیوم‌ها در اصل حاشیه‌های به شدت منجمد شده مخزن Magma‌ی هستند که در مراحل بعدی گسیخته شده و درون میزان پراکنده شده‌اند. تبلور زود هنگام بیوتیت و آمفیبول نیز نقش مهمی در شکل‌گیری آن‌ها داشته است.

### قدرتانی

از مسئولین دانشکده‌ی زمین‌شناسی دانشگاه تهران که این امکان را فراهم کردند تا بخشی از بررسی‌ها در این دانشگاه و به یاری ابزارهای موجود در دانشکده‌ی زمین‌شناسی 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:

- [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, Amesterdam, (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 Malanjkhand 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 [8] صدیقی س., "مطالعه زمین‌شناسی و پترولوری توده نفوذی شمال الیکودرز", پایان‌نامه کارشناسی ارشد, دانشگاه اصفهان, (۱۳۷۳)، ۱۵۲ صفحه.
- [9] باقریان، س.، خاکزاد، الف، "خاستگاه زمین‌شناسختی توده گرانیتوئیدی منطقه ملاطالب (شمال الیکودرز)", *فصلنامه علوم زمین*, سال دهم, شماره ۴۱-۴۲ (۱۳۸۰)، ص. ۸۳-۸۰.
- [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.
- [14] اثنی عشری الف، "پترولوری و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای شمال و شمال غرب الیکودرز", پایان نامه 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, Amesterdam, (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, Amesterdam, (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.