



## سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی توده‌های آتشفشانی میو پلیوسن جنوب غرب بستان آباد، و مقایسه آن با آداکیت‌های کلاسیک

فرهاد پیرمحمدی علیشاه\*

۱- استادیار پترولوژی، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر، شبستر، ایران

\* عهده‌دار مکاتبات: Petrofarhad@iaushab.ac.ir

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۴/۱۲، پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۵/۲۰

### چکیده

سنگ‌های آتشفشانی میو پلیوسن جنوب غرب بستان آباد (توده‌های اروانه کوه، بیوک‌داغ و قاپان‌داغ) در استان آذربایجان شرقی بخشی از کمربند ماگمایی ارومیه- دختر می‌باشد که از نوع آندزیت و داسیت هستند. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری و درشت بلورها شامل: پلاژیوکلاز، سانیدین، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز می‌باشند. براساس بررسی داده‌های زمین‌شیمیایی، این سنگ‌ها مجموعه‌ای از سنگ‌های آهکی-قلیایی پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالا را تشکیل می‌دهند و از عناصر LILE و LREE غنی و از Nb و Ti تهی شده‌اند. در نمودارهای بهنجار شده با کندریت دارای شیب ملایمی از عناصر نادر خاکی سبک به سمت عناصر نادر خاکی سنگین و بدون بی‌هنجاری منفی اورونیوم هستند و در یک محیط فرورانشی متعلق به حاشیه فعال قاره‌ای شکل گرفته‌اند. این سنگ‌ها حاوی مقادیر بالای Sr, SiO<sub>2</sub>, La/Yb و Sr/Y و مقادیر پایین‌تر MgO, Yb و Y نسبت به سنگ‌های آتشفشانی آهکی-قلیایی معمولی می‌باشند و ویژگی‌های آداکیت‌های پرسیلیس را نشان می‌دهند. تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین و Y نشان‌دهنده حضور گارنت و هورنبلند در سنگ منشأ است. بر اساس داده‌های بالا منشأ این سنگ‌ها شاید گارنت-آمفیبولیت باشد که در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نتوتیس به زیر پهنه ایران مرکزی حاصل شده است و در واقع آداکیت‌های کلاسیک می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: میوپلیوسن، آندزیت-داسیت، آداکیت کلاسیک، بستان آباد، کمربند ماگمایی ارومیه دختر

### ۱- مقدمه

شده است (Keskin, 2003, Annen et al., 2006).

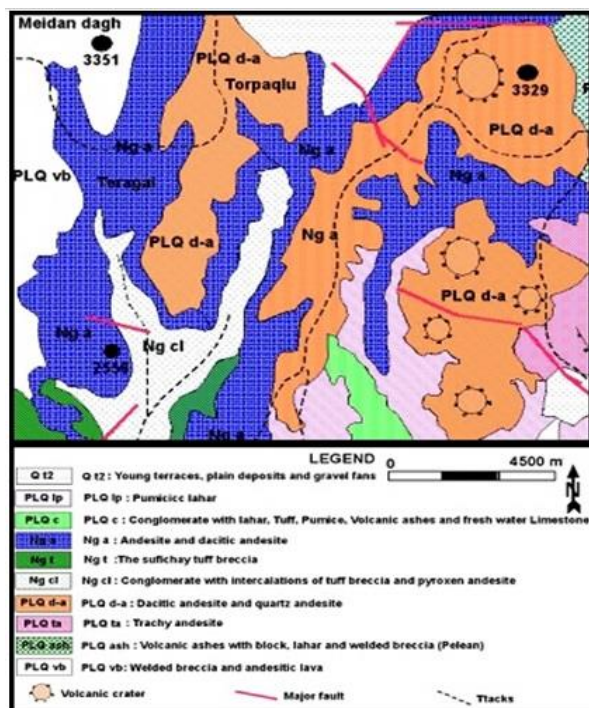
یافته‌های به دست آمده توسط برخی از پژوهشگران درباره ماگماتیسم پس از برخورد این کمربند ماگمایی نیز نشان می‌دهد که ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده در مناطقی از این پهنه در عمق زیاد تولید ماگمای آداکیتی کرده است (Jahangiri, 2007, Ghadami et al., 2008, Omrani et al., 2008, Pirmohammadi Alishah et al., 2012).

بخشی از این سنگ‌ها به صورت گنبدی آتشفشانی و انواع دیگر سنگ‌های خروجی در محدوده اطراف دریاچه ارومیه و جنوب غرب بستان آباد پروتزد دارد. سن اغلب این سنگ‌ها به ویژه در اطراف بستان آباد، میوسن فوقانی تا اواخر پلیستوسن ارزیابی شده است (Pirmohammadi Alishah, 2011). هر چند درباره زمان برخورد صفحه عربی با ایران مرکزی اتفاق نظر وجود ندارد با این وجود، فعالیت ماگمایی پس از برخورد که از اواخر میوسن شروع شد تا کوتاه‌تر ادامه یافته است (Ghasemi and Talbot, 2005). بررسی سنگ‌های ماگمایی این بخش از کمربند ماگمایی ارومیه- دختر می‌تواند روزنه‌ای مفید به درک فرآیندهای درگیر در ذوب پوسته و گوشته در مناطق فرورانش باشد.

در ایران، تراست اصلی زاگرس مرز برخورد صفحه عربستان با صفحه ایران است. کمربند ماگمایی ارومیه- دختر با روند شمال غربی- جنوب شرقی به موازات پهنه زاگرس و سنندج- سیرجان با پهنای ۵۰ تا ۱۰۰ کیلومتر و طول ۱۸۰۰ کیلومتر از شمال غربی به جنوب شرقی کشیده شده است (Alavi, 1994). بسیاری از زمین‌شناسان ماهیت سنگ‌های ماگمایی ارومیه- دختر را به فرورانش نتوتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی وابسته می‌دانند (Berberian and Berberian, 1981, Hassanzadeh, 1993, Mohajjel et al., 2003). و معتقد هستند برخورد صفحه عربی با ایران مرکزی در ائوسن بالایی- میوسن پایانی انجام شده است (Agard et al., 2011).

برای توجیه ماگماتیسم در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر سازوکارهای مختلفی پیشنهاد شده است که از آن جمله می‌توان به این موارد اشاره کرد: ذوب قطعه فرورانده، ذوب پوسته پایینی در اثر نفوذ ماگماهای گوشته‌ای، ذوب بخشی بخش‌های پایینی پوسته که به داخل گوشته فروافتاده‌اند و ذوب گوه گوشته‌ای که در اثر شاره‌های محیط فرورانش دستخوش دگرنهادی

ارومیه- دختر آریایی شده است. سنگ‌های منطقه مورد مطالعه شامل: توده‌های ولکانیک و ساب‌ولکانیک داسیت- آندزیتی که به صورت گدازه یا گنبدی داسیت- آندزیتی سنگ‌های با سن مختلف از جمله ولکانیک‌های ائوسن را قطع کرده و به سطح زمین رسیده‌اند و تشکیل ارتفاعات بلند منطقه را داده است.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده منطقه جنوب غرب بستان‌آباد، تهیه شده از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ اسکو (Behrouzi et al., 1997)

### ۳- روش انجام پژوهش

با هدف کسب اطلاعات از ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی جنوب غرب بستان‌آباد پس از بررسی میکروسکوپی ۵۰ مقطع نازک، تعداد ۱۴ نمونه از این سنگ‌ها با کمترین دگرسانی که نماینده کل سنگ‌های منطقه بود، برای تجزیه شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه AIS-Chemex کانادا ارسال شدند. عناصر اصلی، به روش ICP-M و عناصر نادر و REE در نمونه‌ها، به روش ICP-MS اندازه‌گیری شدند (جدول ۱). برای ترسیم نقشه از نرم‌افزار GIS و برای تجزیه و تحلیل داده‌های زمین‌شیمیایی از نرم‌افزارهای زمین‌شناسی Minpet و Igpert استفاده شد.

ارومیه آداکیت به گروه بزرگی از سنگ‌ها اطلاق می‌شود که میزان Sr/Y و La/Yb بالایی دارد. این ویژگی بر اثر فرآیندهایی مانند: ذوب پوسته اقیانوسی فرروانده، ذوب خاستگاه غنی از La و Sr و فقیر از Y و Yb، ذوب در مناطق عمیق با گارنت برجامانده، جدایش بلوری و واکنش گدازه فلسیک با گوشته به وجود آمده است (Martin et al., 2005). موضوع آداکیت در ایران بسیار جدید بوده و فقط در پنج سال گذشته چند گزارش از چنین ترکیبی در مجلات به چاپ رسیده است. مانند: (Jahangiri, 2007) از حوالی تبریز، (Ahmadzadeh et al., 2011) از مرند، (Aghazadeh et al., 2001) از ارسباران، (Noghreyan et al., 2011) از کاشان و کجان اصفهان، (Yadollahi et al., 2011) از مسجد داغی جلفا، (Pirmohammadi Alishah et al., 2012) از سهند تبریز و (Modjarrad, 2013) از بزوداغی ارومیه. به ظاهر همه این موارد با کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر همخوانی دارد. اما تشابه قطعی آنها و مقایسه موردی نیازمند مطالعه بیشتر است.

در این پژوهش توده‌های ولکانیکی اروانه کوه، بیوک‌داغ و قاپان‌داغ به سن میو- پلیوسن واقع در جنوب غرب شهر بستان‌آباد در استان آذربایجان شرقی مورد بررسی بیشتری قرار گرفته‌اند. مشاهده ویژگی‌های آداکیتی در سنگ‌های ماگمایی میو- پلیوسن (نئوزن) جنوب غرب بستان‌آباد لزوم توجه هر چه بیشتر به خاستگاه و علل رخداد ماگماتیسم در منطقه و تعیین جایگاه زمین‌ساختی رخداد آن را ضروری کرده است. بنابراین، با اتکال به یافته‌های جدید صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی توده‌های بالا، خاستگاه دقیق این سنگ‌ها مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته است.

### ۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی شده در شمال غرب کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر و در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. محدوده سنگ‌های آتشفشانی جنوب غرب بستان‌آباد بین عرض‌های شمالی ۳۳° ۳۷' تا ۳۷° ۴۰' و طول‌های شرقی ۴۵° ۰۷' تا ۴۵° ۱۶' در مابین شهرهای بستان‌آباد و اسکو قرار گرفته است (شکل ۱). مهمترین سنگ‌های ماگمایی تشکیل‌دهنده این منطقه مربوط به ولکانیک‌های ائوسن و در درجه بعدی ماگماتیسم نئوزن است. مهمترین فعالیت ماگمایی نئوزن، تشکیل توده‌های نفوذی الیگو- میوسن و گنبدیهای آتشفشانی با ترکیب داسیت- آندزیتی به سن میو- پلیوسن است (Amel, 2008). این منطقه از دیدگاه تقسیمات واحدهای رسوبی (Setudenia and Stocklin., 1971)، (Nabavi, 1976) و (Aghanabati, 2004) جزو ایران مرکزی و در مجاورت کمر بند ماگمایی

جدول ۱- ترکیب شیمیایی عناصر اصلی (wt%) و فرعی (ppm) سنگ‌های داسیت- آندزیتی میو- پلیوسن جنوب غرب بستان‌آباد که با روش ICP-MS اندازه‌گیری شده است

| Sample                               | D1     | D2     | D3     | D4     | A1      | D5     | D6     | D7     | D8     | A2      | A3      | D9     | A4      | D10    |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|--------|---------|--------|
| Name                                 | Dacite | Dacite | Dacite | Dacite | Andesit | Dacite | Dacite | Dacite | Dacite | Andesit | Andesit | Dacite | Andesit | Dacite |
| SiO <sub>2</sub> (Wt%)               | 65.72  | 64.91  | 65.35  | 65.65  | 58.2    | 63.15  | 65.55  | 64.72  | 64.1   | 58.45   | 57.81   | 66.45  | 58.20   | 64.35  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Wt%) | 15.65  | 15.9   | 15.75  | 16.25  | 17.5    | 16.25  | 16.25  | 16.05  | 16     | 15.1    | 15.65   | 16.65  | 15.8    | 15.95  |
| FeOt (Wt%)                           | 2.58   | 3.12   | 3.25   | 2.56   | 3.55    | 3.62   | 2.86   | 2.69   | 3.21   | 3.42    | 3.29    | 2.87   | 3.52    | 2.74   |
| CaO (Wt%)                            | 2.76   | 3.09   | 2.79   | 3.68   | 6.17    | 3.66   | 3.57   | 3.27   | 3.59   | 4.49    | 3.38    | 3.75   | 4.28    | 3.81   |
| MgO (Wt%)                            | 1.01   | 1.73   | 1.35   | 1.12   | 2.63    | 0.78   | 1.08   | 2.36   | 1.15   | 2.42    | 2.15    | 2.98   | 2.85    | 1.46   |
| Na <sub>2</sub> O (Wt%)              | 4.72   | 4.25   | 5.12   | 4.43   | 3.68    | 4.90   | 5.01   | 4.90   | 4.25   | 4.37    | 4.2     | 4.62   | 3.44    | 4.45   |
| K <sub>2</sub> O (Wt%)               | 3.58   | 2.16   | 3.45   | 3.29   | 3.65    | 2.15   | 2.80   | 2.95   | 3.12   | 1.98    | 1.85    | 2.32   | 2.26    | 2.22   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Wt%) | 0.01   | 0.01   | 0.02   | 0.03   | 0.01    | 0.02   | 0.02   | 0.01   | 0.01   | 0.01    | 0.01    | 0.02   | 0.02    | 0.02   |
| TiO <sub>2</sub> (Wt%)               | 0.31   | 0.25   | 0.32   | 0.41   | 0.66    | 0.4    | 0.38   | 0.27   | 0.38   | 0.27    | 0.37    | 0.45   | 0.38    | 0.38   |
| MnO (Wt%)                            | 0.03   | 0.03   | 0.03   | 0.05   | 0.13    | 0.04   | 0.05   | 0.03   | 0.06   | 0.03    | 0.05    | 0.05   | 0.05    | 0.06   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (Wt%)  | 0.13   | 0.09   | 0.13   | 0.18   | 0.23    | 0.19   | 0.19   | 0.1    | 0.18   | 0.1     | 0.14    | 0.22   | 0.18    | 0.13   |
| SrO (Wt%)                            | 0.06   | 0.06   | 0.06   | 0.06   | 0.05    | 0.07   | 0.08   | 0.06   | 0.06   | 0.06    | 0.05    | 0.07   | 0.07    | 0.07   |
| BaO (Wt%)                            | 0.07   | 0.08   | 0.07   | 0.08   | 0.06    | 0.08   | 0.09   | 0.06   | 0.07   | 0.08    | 0.07    | 0.1    | 0.09    | 0.08   |
| LOI (Wt%)                            | 1.7    | 2.09   | 2.7    | 1.89   | 1.89    | 0.5    | 0.8    | 2.3    | 1.8    | 3.3     | 2.17    | 0.79   | 2.5     | 1.09   |
| Total (Wt%)                          | 99.5   | 100    | 99.7   | 99.6   | 99.5    | 99.4   | 99.9   | 99.5   | 100    | 99.8    | 100     | 100    | 100     | 100    |
| Ba (ppm)                             | 830    | 1026   | 950    | 752    | 750     | 689    | 762    | 538    | 617    | 654     | 608     | 839    | 713     | 704    |
| Ce (ppm)                             | 1.12   | 0.95   | 1.02   | 1.42   | 2.35    | 5.32   | 2.36   | 5.35   | 3.64   | 4.36    | 4.62    | 6.23   | 4.36    | 6.32   |
| Co (ppm)                             | 4.1    | 3.9    | 4.8    | 7.5    | 16.7    | 6.2    | 7.8    | 4.5    | 6.9    | 4.1     | 6.4     | 6.8    | 6.9     | 8.3    |
| Cr (ppm)                             | 8      | 9      | 13     | 15     | 9       | 15     | 10     | 9      | 9      | 7       | 9       | 13     | 11      | 10     |
| Cs (ppm)                             | 1.15   | 1.64   | 1.13   | 1.34   | 2.42    | 1.67   | 1.67   | 1.28   | 2.18   | 1.87    | 2.41    | 1.2    | 2.45    | 2.81   |
| Cu (ppm)                             | 11     | 39     | 11     | 20     | 45      | 25     | 22     | 11     | 12     | 17      | 19      | 32     | 29      | 25     |
| Dy (ppm)                             | 1.08   | 0.9    | 1.04   | 1.79   | 3.84    | 1.57   | 1.54   | 0.9    | 1.55   | 0.95    | 1.6     | 1.59   | 1.39    | 1.52   |
| Er (ppm)                             | 0.5    | 0.43   | 0.48   | 0.92   | 2.39    | 0.81   | 0.85   | 0.45   | 0.83   | 0.48    | 0.81    | 0.78   | 0.7     | 0.75   |
| Eu (ppm)                             | 1.14   | 1.31   | 1.15   | 0.93   | 1.13    | 1.14   | 1.11   | 1.21   | 0.98   | 1.25    | 1.1     | 1.16   | 1.13    | 0.99   |
| Ga (ppm)                             | 18.4   | 17.5   | 18.7   | 19.1   | 18.3    | 19     | 18.9   | 17.2   | 18.4   | 17.6    | 18      | 19.5   | 18.1    | 18.9   |
| Gd (ppm)                             | 2.38   | 1.93   | 2.35   | 3.05   | 4.53    | 2.85   | 2.71   | 1.63   | 2.6    | 1.96    | 2.54    | 2.76   | 2.6     | 2.89   |
| Hf (ppm)                             | 4      | 3.2    | 4      | 4.2    | 4.2     | 3.6    | 3.4    | 3      | 3.5    | 3.2     | 3.5     | 4      | 3.5     | 3.3    |
| Ho (ppm)                             | 0.18   | 0.16   | 0.18   | 0.32   | 0.79    | 0.29   | 0.29   | 0.16   | 0.28   | 0.17    | 0.29    | 0.29   | 0.24    | 0.27   |
| La (ppm)                             | 17.3   | 18.3   | 22.3   | 18.6   | 26.5    | 23.1   | 20.2   | 21.3   | 23.5   | 17.2    | 19.2.1  | 27.7   | 18.2    | 22.8   |
| Lu (ppm)                             | 0.05   | 0.05   | 0.05   | 0.12   | 0.36    | 0.09   | 0.11   | 0.05   | 0.11   | 0.06    | 0.1     | 0.1    | 0.08    | 0.08   |
| Mo(ppm)                              | 4      | 4      | 4      | 4      | 5       | 3      | 3      | 2      | 3      | 3       | 3       | 5      | 5       | 3      |
| Nb (ppm)                             | 7.5    | 8.1    | 7.26   | 9.3    | 9.35    | 9.23   | 8.36   | 7.5    | 8.14   | 9       | 10      | 10.3   | 9.9     | 10.7   |
| Nd (ppm)                             | 17     | 13.2   | 16.6   | 20     | 22.4    | 19.6   | 19.2   | 10.7   | 17.6   | 13.3    | 16.6    | 19.5   | 18.2    | 17.8   |
| Ni (ppm)                             | 10     | 7      | 12     | 9      | 9       | 13     | 8      | 11     | 9      | 6       | 7       | 12     | 11      | 8      |
| P (ppm)                              | 956    | 745    | 852    | 890    | 1255    | 958    | 1036   | 769    | 962    | 1950    | 1974    | 1325   | 1150    | 1856   |
| Pb (ppm)                             | 14     | 16     | 15     | 14     | 12      | 15     | 17     | 13     | 16     | 15      | 16      | 17     | 15      | 19     |
| Pr (ppm)                             | 5.36   | 3.92   | 5.23   | 5.64   | 5.93    | 5.74   | 5.62   | 3.2    | 5.09   | 4.13    | 4.88    | 5.6    | 5.29    | 5.04   |
| Rb (ppm)                             | 47.7   | 51.3   | 45.9   | 42.9   | 83.1    | 46.9   | 52.7   | 43.6   | 52     | 54.1    | 55.2    | 48     | 48      | 54.9   |
| Sm (ppm)                             | 2.39   | 3.1    | 3.37   | 3.28   | 4.23    | 3.13   | 3.25   | 2.67   | 3.78   | 2.2     | 2.77    | 4.96   | 2.81    | 2.85   |
| Sr (ppm)                             | 910    | 850    | 850    | 960    | 850     | 890    | 870    | 920    | 820    | 895     | 925     | 847    | 820     | 850    |
| Ta (ppm)                             | 0.9    | 0.6    | 0.9    | 0.7    | 0.7     | 0.7    | 0.8    | 0.5    | 0.7    | 0.7     | 0.7     | 0.8    | 0.7     | 0.8    |
| Tb (ppm)                             | 0.25   | 0.21   | 0.25   | 0.38   | 0.68    | 0.33   | 0.33   | 0.2    | 0.31   | 0.23    | 0.32    | 0.34   | 0.3     | 0.31   |
| Th (ppm)                             | 6.25   | 3.58   | 4.25   | 4.2    | 3.1     | 5.3    | 5.51   | 4.95   | 6.13   | 4.56    | 5.36    | 5.61   | 4.56    | 3.24   |
| Ti (ppm)                             | 1858   | 1499   | 1918   | 2458   | 3956    | 2398   | 2278   | 1618   | 2278   | 1618    | 2218    | 2697   | 2278    | 2278   |
| Tm (ppm)                             | 0.07   | 0.07   | 0.08   | 0.12   | 0.34    | 0.1    | 0.1    | 0.06   | 0.12   | 0.06    | 0.1     | 0.11   | 0.09    | 0.11   |
| U (ppm)                              | 3.11   | 2.51   | 3.17   | 2.07   | 3.32    | 2.52   | 2.98   | 2.31   | 2.84   | 3.41    | 2.93    | 2.6    | 2.54    | 3      |
| V (ppm)                              | 28     | 23     | 27     | 48     | 133     | 51     | 36     | 27     | 52     | 26      | 50      | 61     | 53      | 57     |
| W (ppm)                              | 3      | 4      | 10     | 13     | 5       | 14     | 3      | 6      | 7      | 3       | 7       | 5      | 4       | 8      |
| Y (ppm)                              | 9.2    | 8.3    | 7.5    | 8.2    | 9.3     | 7.7    | 7.8    | 8.4    | 8      | 9.5     | 7.8     | 7.4    | 8.3     | 7.3    |
| Yb (ppm)                             | 0.56   | 0.69   | 0.57   | 0.74   | 2.27    | 0.65   | 0.72   | 0.65   | 0.71   | 0.43    | 0.67    | 0.71   | 0.75    | 0.71   |
| Zn (ppm)                             | 75     | 52     | 65     | 56     | 75      | 58     | 54     | 56     | 58     | 41      | 65      | 60     | 54      | 53     |
| Zr (ppm)                             | 48     | 45     | 51     | 56     | 78      | 75     | 62     | 62     | 53     | 71      | 76      | 52     | 82      | 54     |

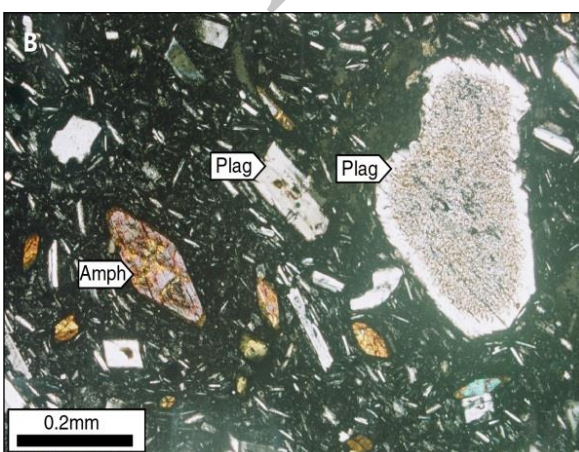
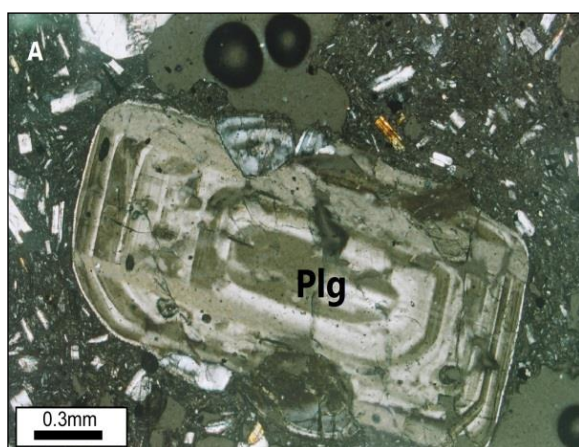
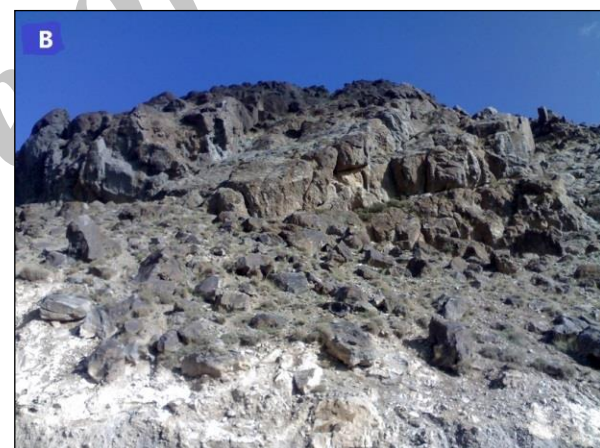
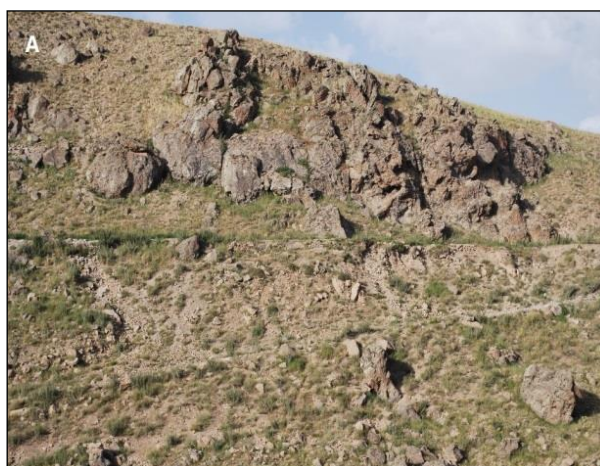
## ۴- پتروگرافی

درشت بلورهای بی‌شکل با خوردگی خلیجی در زمینه فلسیتی وجود دارد. کانی‌های فرومنیزین در هر دو دسته سنگ‌های آندزیتی و داسیتی شامل: آمفیبول و بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد) است که به صورت فنوکریست حضور دارد و معمولاً اپاسیتیزه یا سوخته‌اند (شکل ۳C).

مهم‌ترین ویژگی‌های میکروسکوپی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های داسیت- آندزیتی منطقه مطالعه شده بافت‌های غربالی، برهم رشدی و ساختار منطقه‌ای پلاژیوکلازها، اپاسیتیزه شدن کانی‌های مافیک و خوردگی خلیج مانند در کوارتز است.

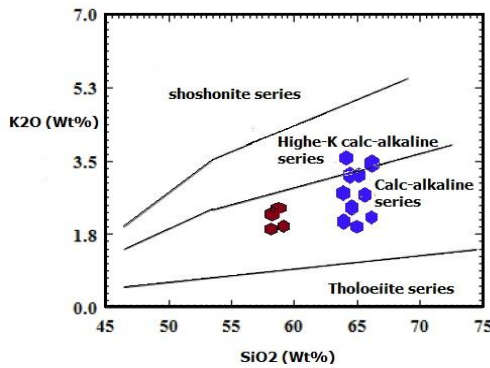
ویژگی‌های بافتی بالا می‌تواند ناشی از تغییر ترکیب ماگما در اثر آرایش و هضم مواد خارجی (سنگ‌های میزبان) (Mc Birney, 2007)، کاهش فشار حاکم بر ماگما در اثر بالا آمدن آن (Nelson and Montana, 1992)، افزایش فشار بخار آب در اثر صعود سریع ماگما و جدایش آب در آن به صورت یک فاز مجزا (Blatt and Tracy, 1995) و یا افزایش دمای ماگما در نتیجه ورود یک ماگمای داغ‌تر به درون مخزن یا افزایش دمای آن در اثر خروج ماگما و اکسایش و شعله‌ور شدن آن پس از رسیدن به سطح زمین باشد (Gill, 2010). با توجه به مطالعات پتروگرافی، مهم‌ترین دلایل ایجاد ویژگی‌های بالا کاهش فشار حاکم بر ماگما در اثر بالا آمدن آن و افزایش دمای ماگما در اثر خروج ماگما و رسیدن به سطح زمین است.

سنگ‌های مورد بررسی شامل آندزیت و هورنبلند- داسیت می‌باشند. داسیت‌ها بیشتر به صورت گنبد و سنگ‌های آندزیتی بیشتر به صورت جریان گدازه مشاهده می‌شوند (شکل ۲).



شکل ۲- A) نمایی از گنبد داسیتی اروانه کوه با رنگ روشن و درزهای انقباضی در سنگ‌های داسیت- آندزیتی میو- پلیوسن جنوب غرب بستان‌آباد؛ B) نمایی از یک جریان گدازه آندزیتی در توده بیوک‌داغ با ضخامت چندین متر که بر روی ولکانیک‌های ائوسن جریان یافته‌اند.

کانی‌های اصلی سنگ‌های جنوب غرب بستان‌آباد شامل: پلاژیوکلاز و هورنبلند می‌باشد که به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار هم درشت بلور و هم دانه ریز در متن سنگ قرار دارد. در آندزیت‌ها پلاژیوکلاز اصلی‌ترین کانی روشن است که حدود ۳۰ تا ۵۰ درصد فنوکریست‌ها را تشکیل می‌دهد و اغلب دارای منطقه‌بندی و بافت غربالی هستند (شکل ۳A). در برخی نمونه‌ها هورنبلند دارای حاشیه سوخته و در برخی دیگر حواشی تحلیل رفته است (شکل ۳B). در نمونه‌های داسیتی، بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز بیش از ۴۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. کوارتز نیز به صورت

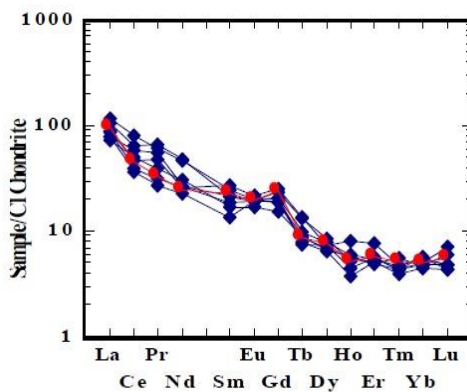


شکل ۵- نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{K}_2\text{O}$  و موقعیت‌های داسیت- آندزیتی میو- پلیوسن جنوب غرب بستان آباد در گستره آهکی- قلیایی پتاسیم متوسط تا بالا (Peccerillo and Talor, 1976).

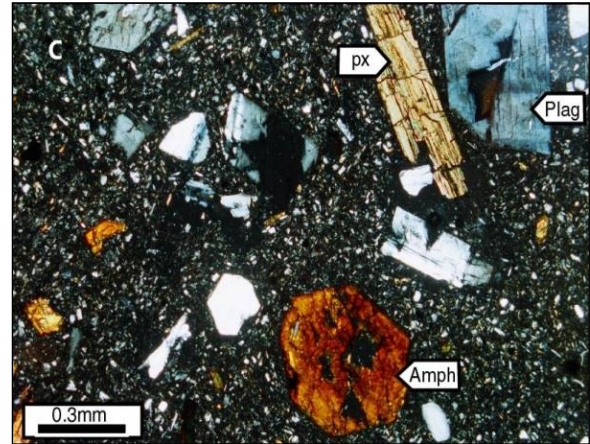
با عناصر جزئی (Hastie et al., 2007; Peccerillo and Taylor, 1976)، نیز سری سنگ‌های مطالعه شده کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالا ارزیابی می‌شود. همچنین نمونه‌های مورد نظر از نوع I (Chappell and White, 2001)، با غنای متوسطی از آهن (Arculus, 2003) و پرآلکان (Maniar and piccoli, 1989) هستند (Pirmohammadi Alishah et al., 2012).

الگوی عناصر نادر نمونه‌ها که نسبت به بازالت پشته میان‌اقیانوسی بهنجار شده است نشان می‌دهد که سنگ‌های مطالعه شده از LILE (Ba). HFSE (Zr و Yb, Y, Ta, Nb, Hf) غنی و از (Th و Sr, Rb, Pb, K, Nb) تهی شده‌اند (شکل ۶). در این نمودار بی‌هنجاری منفی مشخصی برای Ta و Ti وجود دارد که نشانگر تشکیل این سنگ‌ها در یک محیط فرورانشی است (Gill, 1981; Wilson, 1989).

نتایج حاصل از داده‌های عناصر نادر خاکی سنگ‌های داسیت- آندزیتی منطقه که با کندریت بهنجار شده‌اند، نشانگر غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین و بدون بی‌هنجاری منفی یوروپیم است که مؤید حضور گارنت و نبود پلاژیوکلاز در ناحیه منشأ است (شکل ۷).



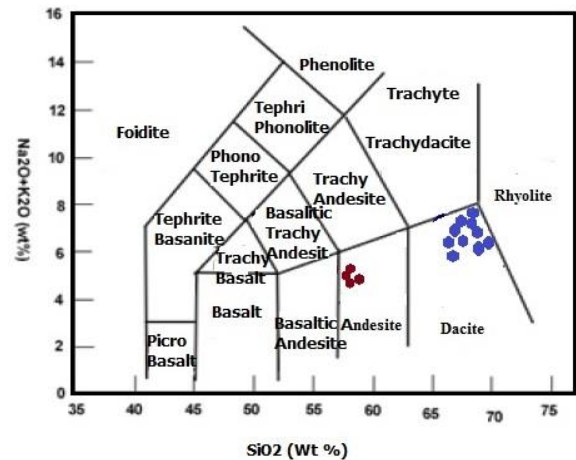
شکل ۶- نمودار عنکبوتی عناصر نادر سنگ‌های داسیت- آندزیتی میو- پلیوسن جنوب غرب بستان آباد نسبت به بازالت پشته میان‌اقیانوسی. داده‌های MORB از (Sun and McDonough, 1989).



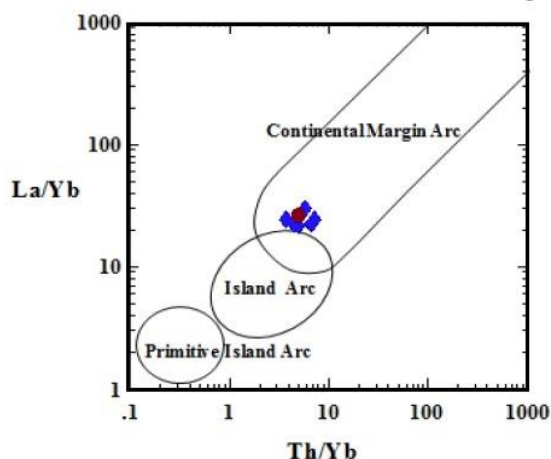
شکل ۳- A) پلاژیوکلاز با زونینگ کامل در زمینه ریز بلور و غنی از کوارتز و پلاژیوکلاز در آندزیت (XPL); B) حاشیه انحلالی در بلور پلاژیوکلاز در یک زمینه میکروولیتی در آندزیت (XPL); C) اپاسیتیزه شدن آمفیبول و تبدیل آن به کانی‌های اپاک در داسیت (XPL); D) کوارتز با حاشیه صاف و خلیجی و بیوتیت سوخته در داسیت (PPL)، (علامت اختصاری کانی‌ها از Kretz, 1983) است.

## ۵- ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های منطقه جنوب غرب بستان آباد نشان می‌دهد این سنگ‌ها در نمودار مجموع اکسیدهای قلیایی نسبت به سیلیس (Le Bas et al., 1986) در گستره آندزیت و داسیت قرار می‌گیرد و در هر سه توده مورد بررسی (توده‌های اروانه کوه، بیوک‌داغ و قاپان‌داغ) سنگ‌های داسیتی برتری دارد (شکل ۴). در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، سنگ‌های داسیت- آندزیتی منطقه در نمودار  $\text{SiO}_2$  نسبت به  $\text{K}_2\text{O}$  در محدوده سری آهکی- قلیایی با پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالا واقع می‌شوند (Peccerillo and Taylor, 1976) (شکل ۵).

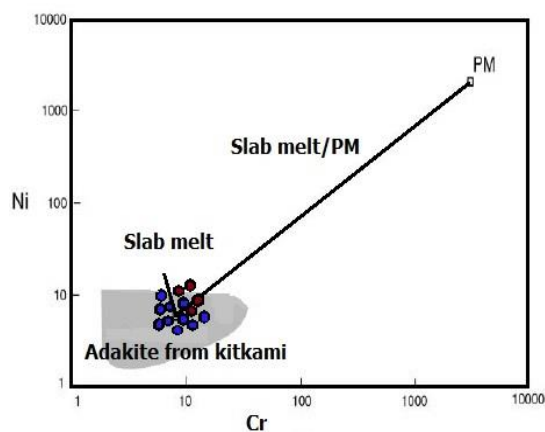


شکل ۴- نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی میو- پلیوسن جنوب غرب بستان آباد در نمودار مجموع اکسیدهای قلیایی نسبت به سیلیس (Le Bas et al., 1986).

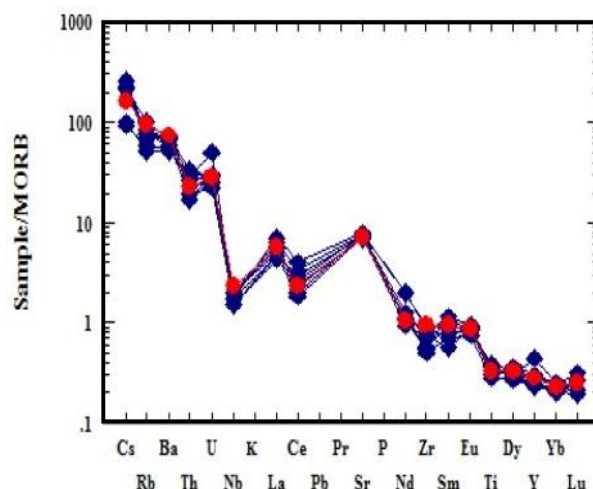


شکل ۹- نمودار  $Th/Yb$  در مقابل  $La/Yb$  که جداکننده قوس‌های اولیه از جزایر قوسی بالغ و کمان‌های حاشیه قاره‌ای است (Condie, 1989). سنگ‌های داسیت-آندزیتی میو- پلیوسن جنوب غرب بستان‌آباد در محیط حاشیه قاره‌ای قرار گرفته‌اند.

از طرف دیگر، (Fitton et al., 1995) عنوان کرده‌اند که مقادیر بالاتر از ۲۸ در نسبت  $Ba/Nb$  و بالاتر از ۴۵۰ در نسبت  $Ba/Ta$  نشان‌دهنده محیط حاشیه فعال قاره‌ای است. نسبت  $Ba/Ta$  و  $Ba/Nb$  سنگ‌های مطالعه شده به ترتیب بالاتر از ۱۰۰ و ۵۰۰ است (جدول ۱). بنابراین، سنگ‌های داسیت-آندزیتی مطالعه شده در یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای متعلق به پهنه‌های فرورانشی شکل گرفته‌اند. با نمودار  $Ni$  در برابر  $Cr$  مشخص شد (Tsuchiya et al., 2005) که مذاب ناشی از ورقه اقیانوسی فرورونده، نقش کلیدی در تولید ماگمای سنگ‌های آتشفشانی جنوب غرب بستان‌آباد داشته است (شکل ۱۰). به علاوه با تشابه ترکیب ماگمای توده‌های آتشفشانی این منطقه با ترکیب پوسته مشخص شد (شکل ۱۱) که بیانگر آرایش این ماگما با پوسته است (Wang et al., 2008).

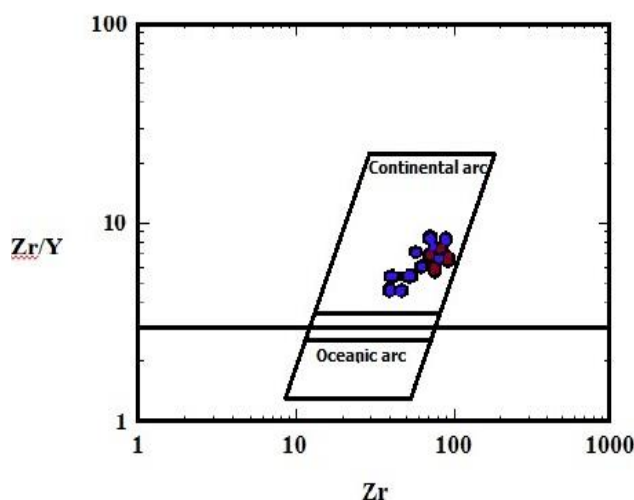


شکل ۱۰- نمودار  $Ni$  در برابر  $Cr$  برای تعیین منشأ ماگما (Tsuchiya et al., 2005) همه نمونه‌ها در محدوده نزدیک به مذاب حاصل از اسلب قرار گرفته و ترکیبی مشابه آداکیت‌های کیتاکامی دارد. PM معرف گوشته اولیه (Primary Mantle) است.



شکل ۷- نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی سنگ‌های داسیت-آندزیتی میو- پلیوسن جنوب غرب بستان‌آباد بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989).

برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی از نمودار  $Zr$  در برابر  $Zr/Y$  (Pearce et al., 1989) استفاده شد که نمونه‌های مطالعه شده در محیط حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفت (شکل ۸). همچنین، در نمودار  $La/Yb$  در مقابل  $Th/Yb$  از (Condie, 1989) که محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای بالغ را از محیط‌های قوسی اقیانوسی و کمان‌های اولیه جدا می‌کند، نمونه‌های مطالعه شده در موقعیت قوس‌های ماگمایی قاره‌ای بالغ قرار می‌گیرد (شکل ۹).



شکل ۸- نمودار  $Zr$  در مقابل  $Zr/Y$  (Pearce et al., 1989) که محیط حاشیه قاره‌ای را از کمان‌های اقیانوسی جدا می‌کند. سنگ‌های داسیت-آندزیتی میو- پلیوسن جنوب غرب بستان‌آباد در حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرد.

( $Yb < 19$ ) Yb و  $Y < 18$ ) Y و  $Sr/Y > 40$ ، ( $Sr > 400$ )، و میزان پایین Defant and Drummond، بوده و با آداکیت‌های پیشنهاد شده توسط (1990) همخوانی دارد. این آداکیت‌ها بر اثر ذوب‌بخشی متابازالت‌ها در گستره پایداری گارنت تشکیل می‌شود.

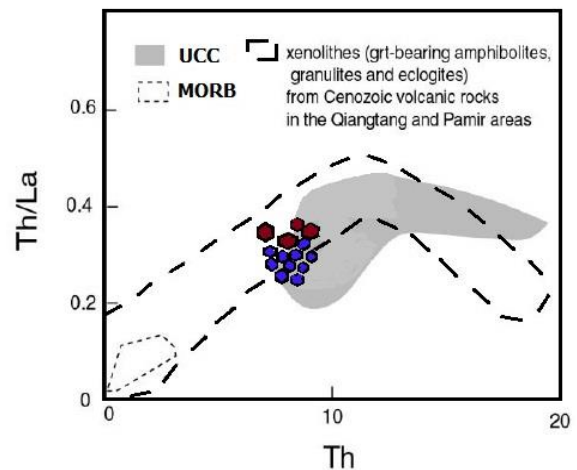
آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) ۵۰ تا ۶۰ درصد سیلیس دارد و نسبت  $Sr/Y$  و  $La/Yb$  در آنها بالاتر است (به ترتیب ۱۰۰ تا ۳۰۰ و ۴۰ تا ۸۰). بررسی‌های تجربی (Rapp et al., 2007) بیانگر آن است که ذوب گوشته دگرنهاد شده (مخلوطی از پریدوتیت + آداکیت) ماگمایی مشابه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) به وجود می‌آورد. علاوه بر نشانه‌های بالا، اختلافات ژئوشیمیایی بارزی میان دو گروه آداکیت‌های پرسیلیس و آداکیت‌های کم سیلیس در نمودارهای بهنجار شده به کندریت وجود دارد. آداکیت‌های کم سیلیس الگوی REE تفریق یافته‌تری را نسبت به آداکیت‌های پرسیلیس نشان می‌دهند. همچنین، آداکیت‌های پرسیلیس نسبت‌های بالاتری از  $Sr/Y$  و  $La/Yb$  نسبت به آداکیت‌های کم سیلیس به نمایش می‌گذارند. به طوری که نسبت  $Yb/Lu$  در آداکیت‌های کم سیلیس حدود ۱۰ و در آداکیت‌های پرسیلیس حدود ۵ گزارش شده است (Moyen, 2009).

پژوهشگران دیگر (Rapp et al., 2002, Ding et al., 2007, Xiao et al., 2007) سنگ‌های پتاسیک با نسبت بالای  $Sr/Y$  را جزو آداکیت‌های قاره‌ای به حساب می‌آورند که بر اثر فرآیندهای پتروژنی متنوع حاصل می‌شود. آداکیت‌های آرکن که بر اثر فرورانش گرم و از ذوب قطعه فرورانده حاصل شده‌اند، در کمر بند گرینستون مشاهده می‌شوند و معمولاً فلسیک بوده و میزان  $Na_2O$  و  $K_2O$  پایینی دارند و نسبت  $Sr/Y$  بالایی را نشان می‌دهند. بنابراین، تحت عنوان آداکیت معرفی شده‌اند (Moyen, 2009).

آداکیت‌های با سیلیس کم و زیاد در محیط‌های وابسته به فرورانش و در زمانی که لیتوسفر فرورونده گرم و جوان باشد تشکیل می‌شود (Defant and Drummond, 1990, Morris, 1995, Martin, 1999). آداکیت‌های پرسیلیس بر اثر ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده (متابازیت‌های گارنت‌دار) و آداکیت‌های کم سیلیس بر اثر ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیک گارنت‌دار حاصل می‌شوند. شایان توجه است که فرورانش‌های کم شیب، سریع، جوان و داغ بودن پوسته اقیانوسی رژیم‌های غیرطبیعی با دماهای بالا را تولید می‌کند (Defant and Drummond, 1990; Peacock, 1990) که باعث ذوب قطعه فرورانده و تولید ماگمای آداکیتی می‌شود. این آداکیت‌ها واقعی و کلاسیک می‌باشند.

تمامی ویژگی‌های کمی بیان شده در بالا درباره سنگ‌های داسیت-آندزیتی جنوب غرب بستان‌آباد صدق می‌کند (جدول ۱)، بنابراین، می‌توان گفت این سنگ‌ها در واقع آداکیت کلاسیک می‌باشند. لذا در این پژوهش، به مقایسه این نمونه‌ها با آداکیت‌های تیپ پرداخته شده و نیز قطعی بودن آداکیت‌ها مورد بحث قرار گرفته است.

اصلی‌ترین نمودار تفکیک آداکیت‌ها از سنگ‌های اسیدی و حدواسط



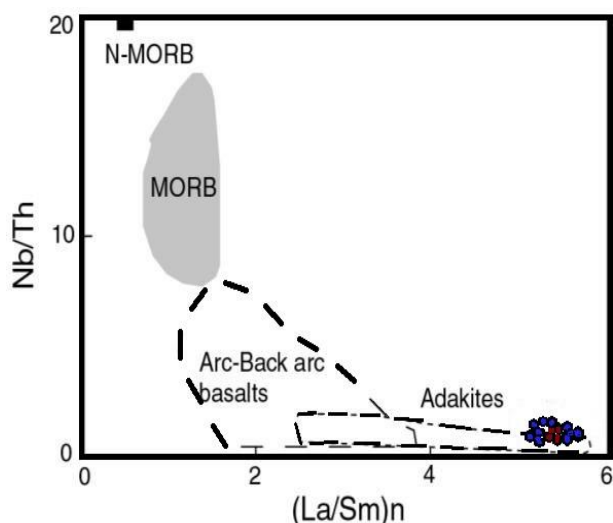
شکل ۱۱- نمودار  $Th/La$  در برابر  $Th$  (Wang et al., 2008) محدوده زئولیت‌ها از (Harker et al., 2005)، محدوده UCC (ترکیب پوسته فوقانی) از (Plank and Batiza Niu, 1997) MORB (بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی) از (Batiza Niu, 1997) and است. همه نمونه‌ها در محدوده پوسته قاره‌ای و مشابه ترکیب زئولیت‌های اکلوزیتی و آمفیبولیت‌های گارنت‌دار قرار گرفته‌اند.

## ۶- بحث

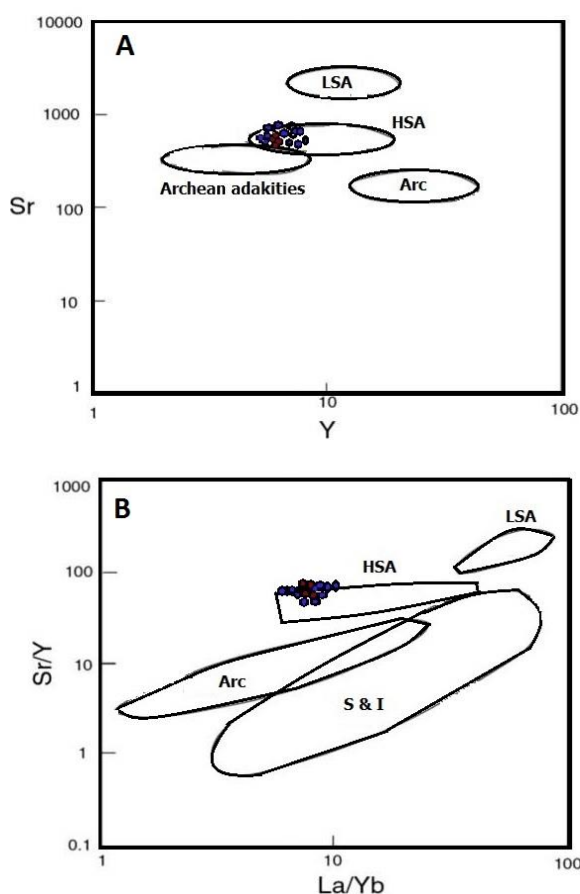
سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه‌عمیق جنوب غرب بستان‌آباد دارای  $SiO_2 > 57\%$ ،  $MgO < 3\%$ ، میزان پایین  $Y$  و  $Yb < 1.4$ ،  $HREE (Y < 13)$  و میزان  $Ba/La$  بالا،  $(La/Yb)_N > 12$ ،  $Sr$  بالا ( $Sr > 400$ ) و  $Sr/Y > 40$  هستند و ویژگی‌های آداکیتی را دارند (Defant and Drummond, 1993, Stern and Kilian, 1996). برای مثال در نمودار  $Y$  نسبت به  $Sr/Y$  (Defant and Drummond, 1993) که آداکیت‌ها را از دیگر ماگماهای تشکیل شده در نواحی فرورانش کلاسیک تفکیک می‌کند، نمونه‌های مورد بررسی در گستره آداکیت‌ها واقع شده‌اند (Pirmohammadi Alishah, 2011).

به عقیده (Drummond and Defant, 1990) ماگماهای آداکیتی از ذوب پوسته اقیانوسی گرم و جوان ریشه می‌گیرند. در حالی که پژوهشگران دیگر عقیده دارند که آداکیت‌ها می‌توانند از راه‌های دیگری نیز تشکیل شوند که عبارتند از: الف) جدایش ماگمایی (Castillo et al., 1999)، ب) ذوب پریدوتیت آبدار (Martin et al., 2005, Stern and Hanson, 1991)، ج) آمیزش ماگمای بازالتی با ماگمای فلسیک مشتق از پوسته (Guo et al., 2007) و د) ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای پایینی ضخیم همگن شده (Guo et al., 2007, Xu et al., 2002). برای تعیین خاستگاه دقیق این سنگ‌ها لازم است ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها به تفصیل مورد بررسی قرار گیرد.

آداکیت‌ها به چهار گروه تقسیم شده‌اند: آداکیت‌های پرسیلیس (HSA)، آداکیت‌های کم سیلیس (LSA)، آداکیت‌های قاره‌ای یا پتاسی و آداکیت‌های آرکن (Moyen, 2009). آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) دارای  $MgO > 3\%$ ،  $SiO_2 > 56\%$ ،  $LaN/YbN > 10$ ، میزان  $Sr$  بالا



شکل ۱۲- نمودار (La/Sm)n در برابر Nb/Th (Wang et al., 2004) برای تفکیک آداکیت‌ها از بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی و پشت قوس، نمونه‌ها همگی در محدوده آداکیت واقع شده‌اند.

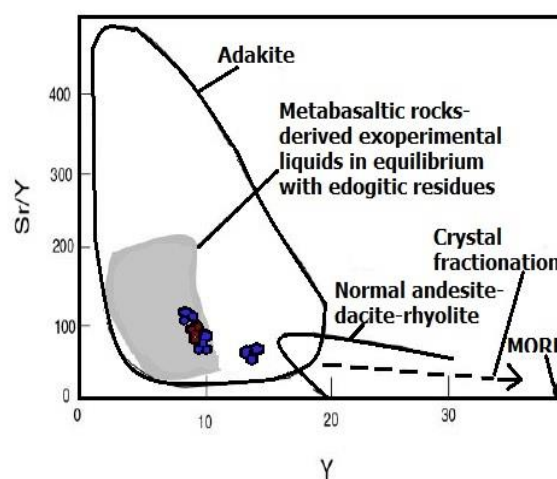


شکل ۱۴- نمودارهای مربوط به تعیین انواع آداکیت کم و پرسیلیس (Moyen, 2009). تمامی نمونه‌های جنوب غربی استان آباد در محدوده آداکیت‌های پرسیلیس قرار گرفته‌اند.

توسط Defant and Drummond, 1990 ارایه شد که در آن نسبت Sr/Y در برابر Y قرار داده شده است. نمونه‌های مورد بحث، همگی در محدوده آداکیت واقع شده‌اند (شکل ۱۲). در این شکل همچنین، ترکیب در حال تعادل با مذاب‌های تجربی اکلوتیتی آورده شده و معلوم شد، سنگ‌های آتشفشانی جنوب غربی استان آباد مشابه آن ترکیب می‌باشد. همچنین، در نمودار ارایه شده توسط Wang et al., (2004) که در آن نسبت Nb/Th در برابر La/Sm به‌نحیجی قرار گرفته، سنگ‌های مطالعه شده در محدوده آداکیت قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳). نخستین بار Martin (2005) آداکیت‌ها را به دو گروه پرسیلیس و کم سیلیس تقسیم نمود و برای هر کدام خاستگاه مجزایی تعریف کرد و توسط نمودارهای مختلف از نسبت عناصر اصلی و جزئی در آنها استفاده شده بود، ویژگی‌های مختلف آداکیت‌ها بیان نمود (Pirmohammadi Alishah, 2011).

پس از آن نمودارهای دیگری توسط Moyen, (2009) با هدف تفکیک آداکیت‌های پرسیلیس از کم سیلیس، آرکئن و سنگ‌های قوس عادی ارایه شد (Modjarrad, 2015). در این نمودارها نیز آداکیت‌های جنوب غربی استان آباد از نوع پرسیلیس ارزیابی شد (شکل ۱۴).

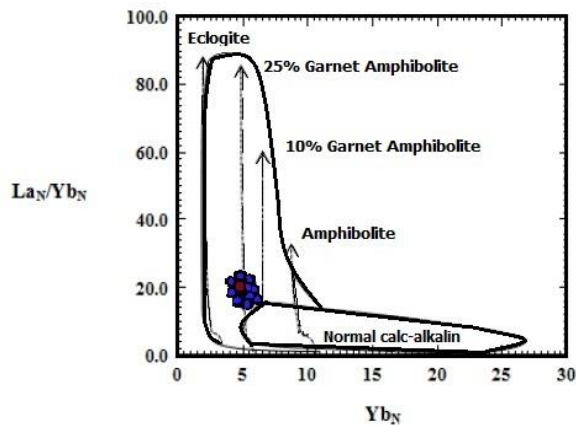
به منظور اطمینان از ترکیب آداکیتی سنگ‌های منطقه جنوب غربی استان آباد، ژئوشیمی این نمونه‌ها با آداکیت‌های کلاسیک معرفی شده توسط Wang et al., (2011) در منطقه Hohxil تبت مورد بررسی و مقایسه قرار گرفت. دانشمندان معتقدند این داسیت‌های آداکیتی، حاصل ذوب بخشی رسوبات روی اسلب فرورونده به زیر اقیانوس آرام در ناحیه Songpan-Ganzi هستند. ترکیب این داسیت‌ها درست مانند ترکیب داسیت‌های جنوب غربی استان آباد می‌باشد. در نمودار کلاسیک آداکیت‌ها (شکل ۱۵) این مطلب مشهود است. همچنین، الگوی REE این دو گروه با هم مقایسه شد (شکل ۱۶). نتایج به دست آمده از یکسانی محتوا و تشابه نسبت بین عناصر نادر خاکی حکایت می‌کند.



شکل ۱۵- نمودار تغییر یافته Y در برابر Sr/Y (Defant and Drummond, 1990). همه نمونه‌های جنوب غربی استان آباد در محدوده آداکیت و نیز جایگاه سنگ‌های متابازالتی در حال تعادل با مایع تجربی اکلوتیت‌ها از (Defant et al., 2002) ارزیابی می‌شود.

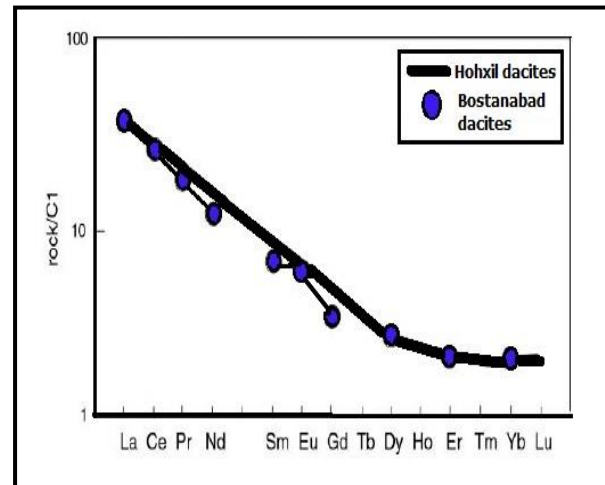


نسبت به منشأ آمفیبولیتی نشان می‌دهد (Floy et al., 2004, Schmidt et al., 2007, Floey et al., 2000). میانگین این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی حدود ۵/۵ است که با منشأ آمفیبولیتی هماهنگی بیشتری دارد. از طرف دیگر، سنگ‌های فلسیک و حدواسطی که با گارنت در حال تعادل باشد، دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی همچون؛ میزان بالای  $Al_2O_3$ ،  $Ga$ ،  $Sr/Y$  و  $Lu$  پایین، الگوی REE پرشیب و فاقد بی‌هنجاری منفی Eu هستند که بر اثر ذوب لیتوسفر فرورونده یا ذوب‌بخشی گرانولیت پوسته پایینی مشتق می‌شود (Defant and Drummond, 1990, M. Teklay and Mezger, 2001).

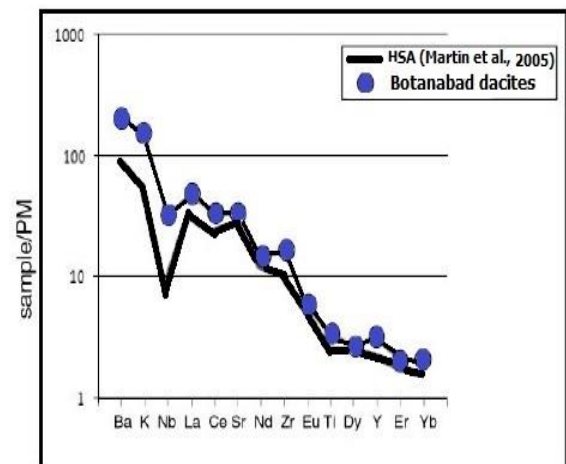


شکل ۱۷- نمودار  $La_N/Yb_N$  نسبت به  $Yb_N$  بهنجار شده با کندریت (Defant and Drummond, 1993) و موقعیت سنگ‌های داسیت- آندزیتی میو- پلیوسن جنوب غرب بستان‌آباد در محدوده گارنت- آمفیبولیت (نشانه‌ها مانند شکل ۵).

بیشتر ماگماهای آداکیتی از حاشیه فعال اقیانوس آرام و در ارتباط با فرورانش گزارش شده‌اند. این ماگماها در محیط‌هایی جایگیری نموده‌اند که لیتوسفر جوان اقیانوسی با سن کمتر از ۲۰ میلیون سال فرورانش می‌کند و صفحه فرورونده در عمق ۷۰ تا ۹۰ کیلومتری در زیر قوس آتشفشانی قرار دارد (Morris, 1995). داده‌های ژئوشیمیایی ماگماهای مرتبط با فرورانش که توسط Defant and Drummond, 1990 جمع‌آوری شد، نشان داد که یک تطابق جهانی بین سن لیتوسفر فرورونده و ترکیب ماگماهای کالک-آلکان وجود دارد. با وجود این، مدل‌های متعدد فرورانش و پیدایش آداکیت‌های دیگر در محیط تکتونیکی متفاوت موجب شد تا Murray et al., (1996) پیشنهاد کنند که ذوب صفحه فرورونده در پوسته‌های اقیانوسی قدیمی نیز امکان‌پذیر می‌باشد. همچنین Castillo et al., (1999) عنوان کردند که ذوب‌بخشی پوسته زیرین در نتیجه نفوذ ماگمای بازالتی به زیر لیتوسفر می‌تواند منجر به تشکیل ماگمای آداکیتی بشود. با توجه به موارد بالا و گسترش غالب آداکیت‌ها در محیط‌های فرورانشی می‌توان نتیجه گرفت که شرایط ترمودینامیکی حاکم بر سیستم فرورانش نقش اصلی را در ذوب صفحه فرورونده دارد (Shabanian et al., 2012). بدین ترتیب شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که آداکیت‌ها از ذوب پوسته بازالتی و در شرایط فشار و حرارتی به وجود می‌آیند که در آن گارنت



شکل ۱۵- الگوی بهنجار شده REE داسیت‌های جنوب غرب بستان‌آباد و داسیت‌های Hohxil بهنجار شده نسبت به C1 (Sun and McDonough, 1989) که روی هم پیاده شده است. به نقطه آغاز و پایان الگو و نسبت بین عناصر در دو گروه دقت شود.



شکل ۱۶- مقایسه الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی آداکیت‌های جنوب غرب بستان‌آباد با HSA تپ (Martin et al., 2005). هنجارسازی بر پایه مقادیر گوشته اولیه (Taylor and McLennan, 1985) انجام شده است. روندها کاملاً با هم موازی است

برای تعیین خاستگاه دقیق سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه‌عمیق از نمودار پیشنهادی مرجع (Defant and Drummond, 1993) استفاده شد. در این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در گستره گارنت- آمفیبولیت (با ۲۵ درصد گارنت) واقع شده‌اند (شکل ۱۷) و شاید ذوب‌بخشی آمفیبولیت گارنت‌دار خاستگاه اصلی ماگماتیسیم آداکیتی توده‌های نئوزن اروانه کوه، بیوک‌داغ و قاپان‌داغ در جنوب غرب بستان‌آباد باشد. در آداکیت‌های پرسلیس بر اثر ذوب در فشارهای بالا، برجامانده اکلوزیتی با کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن و روتیل ایجاد می‌شود. ماگمای در حال تعادل با منشأ اکلوزیتی میزان  $Nb/Ta$  بالاتری را به علت حضور روتیل

در متن شیشه‌ای تا ریزدانه با سرشت کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا است. در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، سنگ‌های مطالعه شده ماهیت آهکی-قلیایی دارد و الگوی تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه در آنها نشان‌دهنده غنی‌شدگی این سنگ‌ها از REE و LILE، تهی‌شدگی آنها از HREE و HFSE و وجود بی‌هنجاری منفی Nb و Ti در این سنگ‌ها است. نسبت بالای Ba/Nb و Ba/Ta در کنار موقعیت نمونه‌ها روی نمودارها گویای شکل‌گیری سنگ‌های مورد بررسی در محیطی وابسته به فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای است. از طرف دیگر، سنگ‌های مطالعه شده دارای مقادیر بالاتری از Sr/Y و SiO<sub>2</sub>، La/Yb و MgO، Yb و Y نسبت به سنگ‌های آتشفشانی آهکی-قلیایی معمولی هستند. این سنگ‌ها در نمودارهای جداکننده آداکیت‌ها از سنگ‌های کالک‌آلکان در گستره آداکیت قرار می‌گیرند. با توجه به مقادیر استرانسیوم، سیلیس، ایتروم و عناصر نادر خاکی سنگین، نبود بی‌هنجاری منفی اوروپیم، الگوی عناصر نادر و نمودارهای تعیین‌کننده موقعیت آداکیت‌ها، سنگ‌های میو-پلیوسن جنوب غرب بستان‌آباد از نوع آداکیت‌های پرسیلیس می‌باشند و با آداکیت‌هایی مانند Hohxil تبت قابل مقایسه هستند که در منطقه به صورت دم ولکانیکی منفرد ظاهر شده‌اند. ترکیب آداکیت‌های جنوب غرب بستان‌آباد درست مانند ترکیب آداکیت‌های کلاسیک می‌باشد. با استناد به داده‌های ژئوشیمیایی، خاستگاه این سنگ‌ها گارنت-آمفیبولیت با فاز باقی‌مانده گارنت و آمفیبول به همراه یک فاز تیتانیوم‌دار است. سنگ منشأ گارنت-آمفیبولیت شاید در اثر ادامه فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس یا قطعه جدا شده آن به وجود آمده و ذوب آن در میو-پلیوسن باعث تولید ماگمای آداکیتی پرسیلیس شده باشد و پس از صعود باعث تشکیل سنگ‌های داسیت-آندزیتی در منطقه جنوب غرب بستان‌آباد شده است.

### تقدیر و تشکر

از اساتید ارجمند جناب آقای دکتر منصور وثوقی عابدینی و دکتر منصور قربانی که با حوصله و دلسوزی و ارایه نظرات و پیشنهادات و راهنمایی‌های ارزنده در انجام این پژوهش اینجانب را یاری رساندند، نهایت تشکر و قدردانی می‌گردد. همچنین از ریاست و معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر نیز کمال تشکر و قدردانی می‌گردد.

### مراجع

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011, "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", *Geology Magazines 10*: P.1-34.

Aghanabati, A., 2004, "Geology of Iran", *Geological Survey of Iran, Tehran*, P.592.

Aghazadeh, M., Emami, M. H., MoineVaziri, H., Rashidnezhad Omran, N. and Castro, A., 2011, "Post-collisional shoshonitic, C-type Adakitic and lamprophyric plutonism in the Khankandi Pluton, Arasbaran (NW Iran)", *Geosciences 20(78)*: P.173-188.

و آمفیبول به حالت پایدار بوده و پلاژیوکلاز ناپدید می‌شود. آنچه مسلم است در منطقه آذربایجان ضخامت پوسته قبل از تصادم قاره‌های عربی و آسیا نازکتر از زمان فعلی می‌باشد (Dehghani and Markis, 1993). (حداکثر ضخامت پوسته، ضخامت در طی تصادم دو قاره، در ناحیه مورد مطالعه ۵۰ کیلومتر تخمین زده شده است)، بطوریکه پوسته پایینی در این منطقه ضخامت کافی برای تبدیل ترکیبات اکلوزیت یا گارنت-آمفیبولیت را نداشته است. از طرف دیگر بر اساس پژوهش‌های محققانی چون (Kay, 1978)، (Drummond and Defant., 1990) و (Rollinson and Martin, 2005) که برای ترکیبات آداکیتی انجام دادند، مهمترین خصوصیات ژئوشیمیایی آداکیت‌های در ارتباط با ذوب ورقه مقادیر  $(La/Yb)_n > 12$  و  $Sr/Y > 40$  می‌باشد، که چنانچه ملاحظه می‌شود ترکیب شیمیایی سنگ‌های جنوب غرب بستان‌آباد در این محدوده قرار می‌گیرد. با توضیحاتی که در بالا عنوان شد تحولات منطقه به صورت زیر بیان می‌گردد:

فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و آزاد شدن سیالات آن در گوشته و متاسوماتیزه کردن گوشته فوقانی زیر ایران مرکزی که باعث ایجاد ولکانیسم و پلوتونیسم کالک-آلکان، آلکان و شوشونیتی به سن قبل از کرتاسه فوقانی شده است، این آثار ماگمایی کمتر گزارش شده است که می‌تواند به خاطر پوشیده شدن آنها توسط فعالیت‌های ماگمایی جوانتر باشد. تصادم پلیت عربی با ایران مرکزی که احتمالاً همزمان با گسیختگی پوسته اقیانوسی نئوتتیس (البته اگر سن بسته شدن نئوتتیس کرتاسه فوقانی باشد، فاصله زمانی پایان فرورانش و شکسته شدن صفحه فرورانش نباید طولانی باشد) بوده و با ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای در محل تصادم دنبال شده است (Dilek and Altunkaynak, 2009). ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی گسیخته شده که در اثر رخداد شکستگی‌ها و غسل‌خوردگی‌های عمیق در پوسته قاره‌ای صورت گرفته است، احتمالاً ماگماهای کالک-آلکان اسیدی منطقه آذربایجان بویژه آداکیت‌های منطقه جنوب غرب بستان‌آباد را بوجود آورده است (Pirmoahammadi, 2012, Shabanian et al., 2011, Alishah). ماگمای آلکان منطقه (جزیره اسلامی) به احتمال زیاد حاصل ذوب‌بخشی گوشته شدیداً متاسوماتیزه شده با نرخ ذوب‌بخشی کم و ماگماهای کالک-آلکان حاصل نرخ زیاد ذوب‌بخشی یا حاصل ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی نئوتتیس هستند. شکستگی‌ها و غسل‌خوردگی‌های با روند شرقی-غربی و شمال غربی-جنوب شرقی نقش زیادی در جایگیری نهایی سنگ‌های جنوب غرب بستان‌آباد داشته است. این مدل برای تولید ماگماهای آداکیتی پرسیلیس در دیگر بخش‌های کمربند ماگمایی ارومیه دختر (Jahangiri, 2007, Ghadami et al., 2008, Omrani et al., 2008, Modjarrad, 2015) و همچنین ماگماهای مشابه در مناطق دیگری از ایران (Nasrabady et al., 2011) ارایه شده است.

### نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی میو-پلیوسن جنوب غرب شهرستان بستان‌آباد از نوع داسیت و آندزیت بوده و کانی‌های اصلی آن شامل: پلاژیوکلاز و آمفیبول

- Ahmadzadeh, G., Jahangiri, A., Mojtahedi, M. and Lentz, D., 2011**, "Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional adakitic rocks in northwest Marand", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 18: P.709-722.
- Alavi, M., 1994**, "Tectonics of Zagros orogenic of Iran, new data and interpretation", *Journal of Tectonophysics* 229: 211-238.
- Amel, N., 2008**, "Petrology and Petrogenesis of Plio-Quaternary magmatic rocks of Azerbaijan-NW Iran", *Ph. D thesis, University of Tabriz, Iran*, P.188.
- Annen, C., Blundy, J. D. and Sparks, R. S. J., 2006**, "The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones", *Journal of Petrology* 47: P.505-539.
- Arculus, R. J., 2003**, "Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic", *Journal of Petrology* 44: P.929-935.
- Behrouzi, A. Amini Fazl, A. and Amini Azar, B., 1997**, "Geological Survey of Iran", 1:100,000 Series, Sheet 5265, *Bostanabad*.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981**, "Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Zagros, Hindokosh, Himalaya Geodynamic Evolution (Eds. Gupta, H. K. and Delany, F. M.) 5-32", *Journal of American Geophysical Union, Washington*.
- Blatt, H. and Tracy, R., 1995**, "Petrology: igneous, sedimentary and metamorphic", *W. H., Freeman book Company, New York*, P.529.
- Castillo, P. R., Janney, P. E. and Solidum, R. U., 1999**, "Petrology and geochemistry of Camigiun Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: P.33-51.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 2001**, "Two contrasting granite types: 25years later", *Australian Journal of Earth Sciences* 48: P.489-499.
- Condie, K. C., 1989**, "Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significances", *Lithos* 23: P.1-18.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1990**, "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", *Nature* 374: P.662-665.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1993**, "Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc", *Journal of Geology* 21: P.547-550.
- Dehghani, G. A. and Markis, J., 1993**, "The gravity field and crustal structure of Iran. In Geodynamic project (Geotraverse) in Iran", *Geological Survey Of Iran. Peport No. 51: P.51-68*.
- Dilek, Y. and Altunkaynak, S., 2009**, "Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: Mantle response to collision, slab breakoff, and lithospheric tearing in anorogenic belt, (Eds. Van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A., and Govers, R.) Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Subduction Zone", *Geological Society of London Special Publication* 311: P.213-233.
- Ding, L., Kapp, P., Yue, Y. and Lai, Q., 2007**, "Postcollisional calc-alkaline lavas and xenoliths from the southern Qiangtang terrane, Central Tibet", *Earth and Planetary Science Letters* 254: P.28-38.
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P. D., Ormerod, D. S. and Leeman, W.P., 1988**, "The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western united states", *Journal of Petrology, Special lithosphere issue*, P.331-349.
- Foley, S. F., Barth, M. G. and Jenner, G. A., 2000**, "Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas", *Geochemica et Cosmochimica Acta* 64: P.993-938.
- Foley, S., Tiepolo, M. and Vannucci, R., 2004**, "Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones", *Nature* 417: P.832-840.
- Ghadami, G. R., Shahre-Babaki, A. and Mortazavi, M., 2008**, "Post-collisional Plio-Pleistocene adakitic volcanism in Central Iranian volcanic belt: geochemical and geodynamic implications", *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran* 19: P.223-235.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2005**, "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences* 26: P.683-693.
- Gill, R., 2010**, "Igneous rocks and processes", *John Wiley & Sons, Ltd. Publication, London*, P. 51-66.
- Guo, F. Nakamura, E. Fn. W. and Kobayoshi, K. Li. C., 2007**, "Generation of Palaeocene adakitic andesites by magma mixing: Yanji Area, NE China", *Journal of Petrology* 48: P.661-692.
- Harker, B. R., Luffi, P., Lutkov, V., Minaev, V., Ratschbacher, L., Plank, T., Ducea, M., Patiño Douceae, A., McWilliams, M. and Metcalf, J., 2005**, "Near-ultrahigh pressure processing of continental crust: Miocene crustal xenoliths from the Pamir", *Journal of Petrology* 46: P.1661-1687.
- Hassanzadeh, J., 1993**, "Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahre Babak area, Kerman province)", *PhD thesis, University of California, USA*, P.408.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007**, "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram", *Journal of Petrology* 48: P.2341-2357.
- Jahangiri, A., 2007**, "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications", *Journal of Asian Earth Sciences* 30: P.433-447.
- Kay, R. W., 1978**, "Aleutian Magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust", *Journal of volcanology and Geothermal Research* 4 : P.497-522.
- Keskin, M., 2003**, "Magma generation by slab steeping and break-off beneath a subduction accretion complex: an alternative model for collision related volcanism in eastern

- Anatolia, Turkey", *Journal of Geophysical Research Letters* 30: P.80-46.
- Kretz, R., 1983**, "Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*", 68: P.277-279.
- Le Bas, M., Le maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986**, "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram", *Journal of Petrology*. 27: P.745-750.
- McBirney, A. R., 2007**, "Igneous petrology", 3rd edition, Jones and Bartlett, Sudbury.
- M. Teklay Kroner, A. and Mezger, K., 2001**, "Geochemistry, geochronology and isotope geology of Nakfa intrusive rocks, northern thickened Neoproterozoic arc crust", *Journal of African Earth Sciences* 33(2): P.283-301.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989**, "Tectonic discrimination of granitoids", *Geological society of America Bulletin* 101: P.635-643.
- Martin, H., 1999**, "The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids", *Lithos* 46(3): P.411-429.
- Mc Birney, A. R., 2007**, "Igneous petrology", 3rd edition, Jones and Bartlett Learning, Burlington, Canada.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R. P., Moyen, J. F. and Champion, D.C., 2005**, "An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution", *Lithos* 79(1-2): P.1-24.
- Modjarrad, M., 2013**, "Petrology and geochemistry of Bezow-Daghi area volcanic rocks, urmia-NW Iran", *research project final report, Urmia University, Urmia, Iran*.
- Modjarrad, M., 2015**, "Geochemistry of Bezow-Daghi volcanic rocks, Urmia; adakitic magmatism in the Uromieh-Dokhtar magmatic belt", *Petrology* 21(1): P.121-138.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R., 2003**, "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 21: P.397-412.
- Morris, J. D., 1995**, "Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwestern Japan", *Geology* 23: P.395-398.
- Moyen, J. F., 2009**, "High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the adakitic signature", *Lithos* 112: P.556-574.
- Murray, C. G., 1996**, "Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: Feeder pipes of andesitic volcanoes", *Geological Society of America* 132: P.35-313.
- Nabavi, M., 1976**, "Perfect geology of Iran", *Geological Survey of Iran, Tehran*, P. 109.
- Nasrabad, M., Rossetti, F., Theye, T. and Vignaroli, G., 2011**, "Metamorphic history and geodynamic significance of the Early Cretaceous Sabzevar granulites (Sabzevar structural zone, NE Iran)", *Solid Earth* 3: P.477-526.
- Nelson, T. S. and Montana, A., 1992**, "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", *American Mineralogist* 77: P.1242-1249.
- Niu, Y., and Batiza, R., 1997**, "Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the eastern equatorial Pacific mantle", *Earth Planet Science Letter* 148: P.471-484.
- Noghreyan, M., Khodami, M., Davoudian, A. and Shabaniyan Brogeni, N., 2011**, "Petrogenesis of Pliocene-Quaternary volcanic rocks in Isfahan province: insight on adakite magmatism", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 19: P.451-462.
- Omran, J., Agard, P., Whitechurch, H., benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008**, "Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences", *Lithos* 106: P.380-398.
- Peacock, S. M., 1990**, "Fluid processes in subduction zones", *Science* 248: 329-337.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1989**, "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology* 25: P.956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976**, "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: P.63-81.
- Pirmohammadi Alishah, F., 2011**, "Geochemistry of adakitic composition of Sahand volcano at the south of Tabriz", *30th symposium of Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran*.
- Pirmohammadi Alishah, F., 2011**, "Petrology, Geochemistry and Petrogenesis of Volcanic Rocks in the East and Southeast of Sahand Volcano with Special Reference to the Pyroclastic Rocks", *PhD thesis, University of Tabriz, Iran*, P.198.
- Pirmohammadi Alishah, F., Ameri, A., Jahangiri, A., Mojtahedi, A. and Keskin, M., 2012**, "Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the south of Tabriz (Sahand volcano)", *Petrology* 9(1): P.37-56.
- Plank, T., 2005**, "Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents", *Journal of Petrology* 46(5): P.921-944.
- Rapp, R., Xiao, L. and Shimizu, N., 2002**, "Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in eastern China", *Acta Petrologica Sinica* 18: P.293-302.
- Rapp, R., Yaxley, G., Norman, M. D. and Shimizu, N., 2007**, "Comprehensive trace element characteristics of experimental TTG and sanukitoid melts", In: *Proceeding of the 6th International Hutton Conference on the origin of granitic rocks, Stellenbosch, South Africa*, 36: P. 891-931.
- Schmidt, K., Koschinsky, A., Garbe-Schönberg, D., Leandro, M.C., Richard, S., 2007**, "Geochemistry of hydrothermal fluids from the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal field, 15°N on the Mid- Atlantic Ridge: Temporal and spatial investigation", *Chemical Geology*, V: 242, P. 1-21.
- Shabaniyan, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H. and Bellier, O., 2012**, "Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey", *Tectonics*, Vol.31,

TC3013, doi: 10.1029/2011TC003042.

**Stern, C. R. and Kilian, R., 1996**, "Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean austral volcanic zone", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123: P.263-281.

**Stern, R. A. and Hanson, G. N., 1991**, "Archean high -Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element enriched monzodiorite of mantle origin", *Journal of Petrology* 32: P.201-238.

**Stocklin, J. and Setudenia, A., 1971**, "Stratigraphic lexicon of Iran", *Geological survey of Iran, Tehran. No.18: P.379*.

**Sun, S. S. and Mc Donough, W. F., 1989**, "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes", In: *Magmaism in the ocean basins* (Eds. Sandres, A. D. and Norry, M. H.), *Geological Society, London, 42: P.313-345*.

**Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985**, "The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks", *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 301: P.381-399.

**Tsuchiya, N., Suzuki, S., Kimura, J. I. and Kagami, H., 2005**, "Evidence for slab melt/mantle reaction: petrogenesis of early Cretaceous and Eocene high-Mg andesites from the Kitakami mountains, Japan", *Lithos* 79: P.179-206.

**Wang, Q., Li, Z-X., Chung, S-L., Wyman, D. A., Sun, Y-L., Zhao, Z-H., Zhu, Y-T. and Qiu, H-N., 2011**, "Late Triassic high -Mg andesite/dacite suites from northern Hohxil, north Tibet: Geochronology, geochemical characteristics, petrogenetic

processes and tectonic implications", *Lithos* 126: P.54-67.

**Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Wan, Y. S., Li, C. F., Zi, F., Jiang, Z. Q., Qiu, H. N., Chu, Z. Y., Zhao, Z. H. and Dong, Y. H., 2008**, "Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155: P.473-490.

**Wang, Z., Wilde, S. A., Wang, K. and Yu, L., 2004**, "A MORB-arc basalt-adakite association in the 2.5 Ga Wutai greenstone belt: late Archean magmatism and crustal growth in the north China craton", *Precambrian Research* 131: P.323-343.

**Wilson, M., 1989**, "Igneous petrogenesis a global tectonic approach", 1st edition, *Unwin and Hyman London, P.466*.

**Xiao, L., Zhang, H. F., Clemens, J. D., Wang, Q. W., Kan, Z. Z., Wang, K. M., Ni, P. Z. and Liu, X. M., 2007**, "Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution", *Lithos* 96: P.436-452.

**Xu, J. F., Shinjo, R., Defant, M. J., Wang, Q. and Rapp, R. P., 2002**, "Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of China: partial melting of delaminated lower continental crust", *Journal of Geology* 30: P.1111-1114.

**Yadollahi, R., Kananian, A., Maanijou, M., Sarjoughian, F. and Hassanpour, Sh., 2011**, "Genesis of adakitic magmatism in Masjed Daghi region in Julfa, eastern Azarbaijan", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 19: P.297-310.