

# ژئوشیمی و پتروژنز توده‌های نفوذی شمال خاور رشتخوار (روستای شهرک و سعادت آباد - خراسان رضوی)

الهه علیزاده<sup>۱</sup>، غلامرضا قدمی<sup>۲</sup>، داریوش اسماعیلی<sup>۳</sup>، جعفر عمرانی<sup>۴</sup> و عباس گل محمدی<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

<sup>۲</sup>استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

<sup>۳</sup>استاد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۴</sup>دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۰/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۸/۲۷

## چکیده

توده‌های نفوذی رشتخوار در شمال خاور شهرستان رشتخوار (استان خراسان رضوی)، در لبه خاوری کمربند آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر-بردسکن، شمال گسل درونه و در جنوب پهنه ساختاری سبزوار واقع شده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی عمدتاً شامل سینیت، مونزوسینیت، مونزونیت، سینیت، مونزونیت و دیوریت پورفیری با کمترین گسترش است که دارای بافت گرانولار و پورفیری هستند. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، توده‌های نفوذی رشتخوار از نوع کالک‌آلکان با ماهیت پتاسیم بالا تا شوشونیتی و متآلومین هستند و در گروه گرانیتهای نوع I قرار دارند. الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی و کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه نشان‌دهنده غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LILE، LREE، Th، تهنی‌شدگی از HFSE و تهنی‌شدگی اندک از HREE و Y، همراه با آتومالی‌های منفی Ta، Nb، Ti است، این ویژگی‌ها موقعیت زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای و پس از برخوردی را نشان می‌دهند. مقادیر پایین از نسبت‌های Nb/La، Nb/U و Ce/Pb و مقدار  $Sm/Yb = 2.8-3.9$  نشان‌دهنده آلاینش کم ماگما با پوسته بالایی است. عامل اصلی فعالیت ماگمایی در ناحیه رشتخوار ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده شبیه (E-MORB) با ترکیب اسپینل-لرزلت دارای فلوگوبیت است. بر اساس الگوی چند عنصری و REE و نسبت  $K_2O/Na_2O$ ، در سنگ‌های نفوذی رشتخوار آلاینش و آمیختگی با ماگمای اسیدی پوسته زیرین در رخساره آمفیبولیتی به علت گرمای ماگمای گوشته‌ای و فرایند AFC در تکامل ماگما نقش مهمی داشته است. ترکیب پتاسیک نمونه‌ها، غنی‌شدگی از Pb و Rb، Ba، K، Th، U و تهنی‌شدگی از La (> ۲۹ ppm) نشانگر نقش پوسته زیرین در تکامل ماگمای سازنده سنگ‌های نفوذی است. با توجه به اطلاعات به دست آمده از مطالعات صحرائی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و نمودارهای تمایز محیط‌های زمین‌ساختی توده نفوذی رشتخوار در یک محیط کششی پس از برخورد وابسته به حاشیه قاره‌ای از ذوب گوشته-پوسته زیرین در کمربند خواف-کاشمر-بردسکن تشکیل شده‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** ژئوشیمی، پتروژنز، توده‌های نفوذی رشتخوار، کمربند خواف-کاشمر-بردسکن، جنوب پهنه سبزوار.

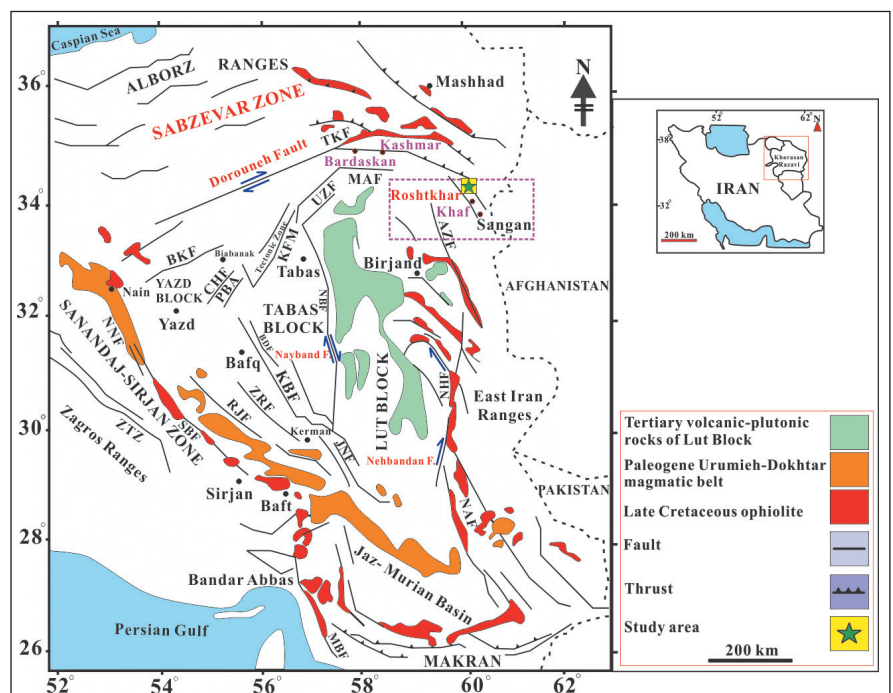
\*نویسنده مسئول: غلامرضا قدمی

E-mail: ghadami@hormozgan.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

توده نفوذی رشتخوار، بخشی از کمربند آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر-بردسکن است. این کمربند ماگمایی با گسترش خاوری-باختری و خمیدگی به سوی شمال، در شمال گسل

درونه قرار دارد و عمدتاً از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب اسیدی تا حدواسط و بعضاً مافیک با سن ترشیاری تشکیل شده است و توده‌های نفوذی به درون آنها نفوذ کرده‌اند (شکل ۱).



شکل ۱- پهنه‌های ساختاری ایران (با تغییرات پس از Ramezani and Tucker, 2003). موقعیت منطقه رشتخوار با کادر مشخص شده است.

داده‌های ماهواره‌ای پرداخته است. همچنین تیموری (۱۳۹۱) در پایان‌نامه ارشد خود پتروگرافی، ژئوشیمی و منشأ کانسار آهن رشتخوار و سنگ‌های میزبان مرتبط با آن را مطالعه کرده است.

به‌طور کلی، این پژوهش شامل دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل شناسایی فازهای مختلف توده نفوذی رشتخوار و ارتباط آنها با یکدیگر و نمونه‌گیری از آنها برای مطالعات آزمایشگاهی بوده است. در این راستا بیش از ۴۵۰ نمونه برداشت و در حدود ۳۰۰ مقطع نازک برای مطالعات سنگ‌شناختی تهیه شد. در این ارتباط با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ رشتخوار، دولت‌آباد و خواف، نقشه جدید زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۲۰۰۰۰ با تأکید بر توده‌های نفوذی موجود در منطقه تهیه شد. پس از مطالعات میکروسکوپی، ۱۶ نمونه از نمونه‌هایی با کمترین دگرسانی مربوط به فازهای مختلف توده نفوذی انتخاب و برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش XRF و ICP-MS در آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا تجزیه شد (جدول ۱).

بر پایه نقشه زمین‌ساخت خاورمیانه (Alavi, 1991) منطقه مورد مطالعه در جنوبی‌ترین بخش پهنه سبزوار و در نقشه پهنه‌های رسوبی-ساختاری اصلی ایران (آفانباتی، ۱۳۸۵) در لبه شمالی گندوانا و در پهنه مرکزی (Central Domain) قرار دارد. بررسی‌های زمین‌شناسی در ناحیه رشتخوار با تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ رشتخوار توسط Ternet et al. (1980b) و نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ گناباد توسط Magnien et al. (1983) آغاز شد. دیگر مطالعات زمین‌شناسی در کمربند خواف-کاشمر-بردسکن رساله‌های دکترای (Boomeri (1998) و گل محمدی (۱۳۹۳) و همچنین مطالعات سن‌سنجی و پترولوژی روی توده‌های نفوذی در منطقه سنگان (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013; Golmohammadi et al., 2015;)، (Mazhari et al., 2017) بردسکن (Monazzami Bagherzadeh et al., 2015) و کاشمر (Shafaii Moghadam et al., 2015) است. یوسفی‌سورانی (۱۳۸۵) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به مطالعه پتانسیل بابی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ دولت‌آباد با استفاده از داده‌های ژئوشیمی رسوبات رودخانه‌ای، ژئوفیزیکی و پردازش و تفسیر

جدول ۱- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی ۱۶ نمونه از سنگ‌های نفوذی شمال خاور رشتخوار به روش XRF و ICP-MS در کشور کانادا.

| Sample No                          | S123    | S126    | S139    | S140    | S207    | S214    | S221    | S227    | S217      | S269      | S312      | S313      | S326      | S418      | S322    | S327    |
|------------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------|---------|
| Rock type                          | Syenite | Syenite | Syenite | Syenite | Syenite | Syenite | Syenite | Syenite | Monzonite | Monzonite | Monzonite | Monzonite | Monzonite | Monzonite | Diorite | Diorite |
| Major elements (wt %)              |         |         |         |         |         |         |         |         |           |           |           |           |           |           |         |         |
| SiO <sub>2</sub>                   | 58.60   | 59.11   | 58.98   | 60.86   | 59.98   | 60.90   | 59.99   | 60.34   | 57.54     | 55.65     | 54.38     | 55.38     | 55.45     | 57.32     | 54.44   | 53.15   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 16.58   | 16.79   | 16.12   | 16.58   | 17.36   | 16.68   | 17.45   | 15.89   | 14.89     | 14.78     | 16.97     | 16.36     | 14.74     | 15.26     | 17.12   | 16.37   |
| TFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>    | 5.97    | 6.21    | 6.11    | 5.53    | 5.25    | 6.31    | 6.74    | 6.53    | 6.46      | 6.46      | 5.45      | 6.18      | 6.46      | 5.75      | 6.72    | 6.24    |
| CaO                                | 4.82    | 5.60    | 4.81    | 5.18    | 5.98    | 4.99    | 7.36    | 4.90    | 5.78      | 5.29      | 7.51      | 5.94      | 6.12      | 5.67      | 7.37    | 7.27    |
| MgO                                | 2.68    | 2.63    | 2.47    | 2.26    | 1.97    | 3.90    | 2.15    | 2.20    | 1.31      | 3.70      | 3.70      | 4.57      | 3.47      | 2.19      | 4.84    | 4.94    |
| Na <sub>2</sub> O                  | 3.26    | 3.07    | 2.95    | 3.60    | 2.82    | 3.22    | 2.83    | 3.11    | 2.23      | 3.26      | 3.01      | 3.04      | 2.02      | 2.30      | 2.79    | 2.55    |
| K <sub>2</sub> O                   | 6.57    | 6.55    | 6.29    | 5.67    | 6.47    | 7.12    | 6.58    | 6.19    | 5.72      | 4.66      | 4.91      | 5.56      | 4.93      | 5.61      | 4.98    | 5.39    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 0.48    | 0.52    | 0.47    | 0.44    | 0.48    | 0.63    | 0.59    | 0.43    | 0.45      | 0.58      | 0.57      | 0.56      | 0.72      | 0.53      | 0.76    | 0.64    |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0.72    | 0.89    | 0.95    | 0.78    | 0.66    | 0.70    | 0.89    | 0.84    | 0.74      | 0.76      | 0.74      | 0.85      | 0.89      | 0.75      | 0.86    | 0.84    |
| MnO                                | 0.15    | 0.19    | 0.06    | 0.11    | 0.18    | 0.14    | 0.21    | 0.17    | 0.06      | 0.15      | 0.09      | 0.08      | 0.19      | 0.12      | 0.21    | 0.13    |
| LOI                                | 1.13    | 0.97    | 1.22    | 1.51    | 1.49    | 1.33    | 0.98    | 1.11    | 1.25      | 1.33      | 1.43      | 0.99      | 1.04      | 1.04      | 1.09    | 1.12    |
| Total                              | 100.96  | 102.53  | 100.43  | 102.52  | 102.64  | 105.92  | 105.77  | 101.71  | 96.43     | 96.62     | 98.76     | 99.51     | 96.03     | 96.54     | 101.18  | 98.64   |
| K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O | 9.83    | 9.62    | 9.24    | 9.27    | 9.29    | 10.34   | 9.41    | 9.30    | 7.95      | 7.92      | 7.92      | 8.60      | 6.95      | 7.91      | 7.77    | 7.94    |
| K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O | 2.02    | 2.13    | 2.13    | 1.58    | 2.29    | 2.21    | 2.33    | 1.99    | 2.57      | 1.43      | 1.63      | 1.83      | 2.44      | 2.44      | 1.78    | 2.11    |
| Trace elements (ppm)               |         |         |         |         |         |         |         |         |           |           |           |           |           |           |         |         |
| La                                 | 30.30   | 32.24   | 32.98   | 32.86   | 34.24   | 33.28   | 33.20   | 32.86   | 33.03     | 30.80     | 30.45     | 30.48     | 29.28     | 32.48     | 29.34   | 31.41   |
| Ce                                 | 57.71   | 61.50   | 62.29   | 61.59   | 63.40   | 61.12   | 62.10   | 59.70   | 61.60     | 55.40     | 58.52     | 58.20     | 57.00     | 62.61     | 56.87   | 60.20   |
| Pr                                 | 6.40    | 6.50    | 6.94    | 6.92    | 6.94    | 6.42    | 6.65    | 6.14    | 6.59      | 6.13      | 6.19      | 6.09      | 6.32      | 6.59      | 6.22    | 6.61    |
| Nd                                 | 23.90   | 25.30   | 24.60   | 25.22   | 26.40   | 24.48   | 25.50   | 23.60   | 24.58     | 23.30     | 23.22     | 23.30     | 25.30     | 25.30     | 25.32   | 25.00   |
| Sm                                 | 4.83    | 4.63    | 4.75    | 4.73    | 4.75    | 4.71    | 4.68    | 4.55    | 4.58      | 5.00      | 4.85      | 4.87      | 5.18      | 4.41      | 5.33    | 5.00    |
| Eu                                 | 1.11    | 1.25    | 1.21    | 1.23    | 1.20    | 1.26    | 1.21    | 1.18    | 1.14      | 1.12      | 1.12      | 1.10      | 1.29      | 1.16      | 1.27    | 1.15    |
| Gd                                 | 3.39    | 3.50    | 3.48    | 3.42    | 3.59    | 3.28    | 3.56    | 3.27    | 3.46      | 3.44      | 3.55      | 3.53      | 3.48      | 3.47      | 3.58    | 3.42    |
| Tb                                 | 0.47    | 0.55    | 0.56    | 0.59    | 0.57    | 0.52    | 0.58    | 0.53    | 0.49      | 0.44      | 0.44      | 0.47      | 0.50      | 0.47      | 0.52    | 0.45    |
| Dy                                 | 2.59    | 2.69    | 2.76    | 2.84    | 2.65    | 2.55    | 2.86    | 2.70    | 2.48      | 2.77      | 2.65      | 2.67      | 2.39      | 2.75      | 2.42    | 2.54    |
| Ho                                 | 0.61    | 0.63    | 0.65    | 0.65    | 0.59    | 0.57    | 0.59    | 0.61    | 0.59      | 0.55      | 0.52      | 0.55      | 0.55      | 0.57      | 0.57    | 0.58    |

| Sample No                           | S123    | S126    | S139    | S140    | S207    | S214    | S221    | S227    | S217      | S269      | S312      | S313      | S326      | S418      | S322    | S327    |
|-------------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------|---------|
| Rock type                           | Syenite | Syenite | Syenite | Syenite | Syenite | Syenite | Syenite | Syenite | Monzonite | Monzonite | Monzonite | Monzonite | Monzonite | Monzonite | Diorite | Diorite |
| Major elements (wt %)               |         |         |         |         |         |         |         |         |           |           |           |           |           |           |         |         |
| Er                                  | 1.67    | 1.62    | 1.65    | 1.68    | 1.66    | 1.64    | 1.59    | 1.63    | 1.71      | 1.66      | 1.65      | 1.61      | 1.74      | 1.56      | 1.72    | 1.59    |
| Tm                                  | 0.23    | 0.24    | 0.25    | 0.26    | 0.28    | 0.24    | 0.27    | 0.29    | 0.27      | 0.24      | 0.25      | 0.27      | 0.24      | 0.26      | 0.22    | 0.27    |
| Yb                                  | 1.46    | 1.45    | 1.48    | 1.47    | 1.43    | 1.47    | 1.55    | 1.64    | 1.51      | 1.53      | 1.49      | 1.52      | 1.34      | 1.52      | 1.36    | 1.48    |
| Lu                                  | 0.27    | 0.26    | 0.27    | 0.24    | 0.27    | 0.25    | 0.25    | 0.27    | 0.29      | 0.28      | 0.26      | 0.29      | 0.25      | 0.28      | 0.26    | 0.29    |
| REE                                 | 134.94  | 142.36  | 143.87  | 143.70  | 147.97  | 141.79  | 144.59  | 138.97  | 142.32    | 132.66    | 135.16    | 134.95    | 134.86    | 143.43    | 135.00  | 139.99  |
| (La <sub>n</sub> /Yb <sub>n</sub> ) | 14.89   | 15.95   | 15.98   | 16.03   | 17.18   | 16.24   | 15.36   | 14.37   | 15.69     | 14.44     | 14.66     | 14.38     | 15.67     | 15.33     | 15.47   | 15.22   |
| (La <sub>n</sub> /Sm <sub>n</sub> ) | 4.05    | 4.50    | 4.48    | 4.48    | 4.65    | 4.56    | 4.58    | 4.66    | 4.66      | 3.98      | 4.05      | 4.04      | 3.55      | 3.65      | 4.06    | 4.75    |
| (Dy <sub>n</sub> /Yb <sub>n</sub> ) | 1.19    | 1.24    | 1.25    | 1.29    | 1.24    | 1.16    | 1.23    | 1.10    | 1.10      | 1.21      | 1.19      | 1.18      | 1.19      | 1.19      | 1.15    | 1.21    |
| Gd/Yb                               | 2.32    | 2.41    | 2.35    | 2.33    | 2.51    | 2.23    | 2.30    | 1.99    | 2.29      | 2.25      | 2.38      | 2.32      | 2.60      | 2.28      | 2.63    | 2.31    |
| Sm/Yb                               | 3.31    | 3.19    | 3.21    | 3.22    | 3.32    | 3.20    | 3.02    | 2.77    | 3.03      | 3.27      | 3.26      | 3.20      | 3.87      | 2.90      | 3.92    | 3.38    |
| Eu/Eu*                              | 0.84    | 0.95    | 0.91    | 0.93    | 0.89    | 0.98    | 0.91    | 0.94    | 0.88      | 0.83      | 0.83      | 0.81      | 0.93      | 0.91      | 0.89    | 0.85    |
| Cr                                  | 12.10   | 13.92   | 10.10   | 12.90   | 15.83   | 19.50   | 19.84   | 14.57   | 12.20     | 11.80     | 14.88     | 12.60     | 13.56     | 14.68     | 17.44   | 16.28   |
| Ni                                  | 3.72    | 7.61    | 4.85    | 2.52    | 2.81    | 8.11    | 7.09    | 6.92    | 6.53      | 5.42      | 5.81      | 5.44      | 7.26      | 6.34      | 6.23    | 7.21    |
| Co                                  | 7.56    | 7.64    | 4.77    | 7.50    | 6.71    | 8.07    | 9.20    | 9.60    | 7.62      | 5.27      | 7.11      | 7.67      | 7.34      | 6.89      | 6.79    | 7.55    |
| V                                   | 72.60   | 70.10   | 49.70   | 53.90   | 53.30   | 83.60   | 82.00   | 85.60   | 47.00     | 58.30     | 83.90     | 60.20     | 80.13     | 97.50     | 79.50   | 70.86   |
| Rb                                  | 140.10  | 129.90  | 141.70  | 159.50  | 158.90  | 127.60  | 119.50  | 139.70  | 149.40    | 157.90    | 133.91    | 135.60    | 135.38    | 145.45    | 135.28  | 143.34  |
| Ba                                  | 625.50  | 626.60  | 828.80  | 693.10  | 743.50  | 655.22  | 591.80  | 599.90  | 511.12    | 539.11    | 539.71    | 642.32    | 729.11    | 610.09    | 468.91  | 560.11  |
| Sr                                  | 997.90  | 855.00  | 853.00  | 844.10  | 844.20  | 908.00  | 854.00  | 809.80  | 693.81    | 962.00    | 785.60    | 825.30    | 757.30    | 918.00    | 656.66  | 665.70  |
| Cs                                  | 3.42    | 3.61    | 3.49    | 3.45    | 3.25    | 3.37    | 3.85    | 3.85    | 3.01      | 3.17      | 2.87      | 3.09      | 2.48      | 2.63      | 2.14    | 2.44    |
| Ga                                  | 15.60   | 15.90   | 17.10   | 15.50   | 15.10   | 13.70   | 17.10   | 14.80   | 17.10     | 16.90     | 15.30     | 13.80     | 14.60     | 17.40     | 14.21   | 15.20   |
| Hf                                  | 4.29    | 5.04    | 6.14    | 5.36    | 4.38    | 2.48    | 3.85    | 3.81    | 3.87      | 2.45      | 3.50      | 4.04      | 2.81      | 2.77      | 2.98    | 2.29    |
| Nb                                  | 16.28   | 18.91   | 19.41   | 5723.   | 20.18   | 15.76   | 17.21   | 19.79   | 17.79     | 15.55     | 15.57     | 16.11     | 18.18     | 19.45     | 19.42   | 17.72   |
| Ta                                  | 1.02    | 1.04    | 1.11    | 1.34    | 1.14    | 0.86    | 1.01    | 1.20    | 1.11      | 0.89      | 0.84      | 1.04      | 0.82      | 1.12      | 0.88    | 0.87    |
| Th                                  | 10.84   | 14.47   | 14.45   | 14.92   | 12.49   | 10.41   | 10.95   | 10.07   | 13.79     | 12.18     | 15.71     | 11.37     | 14.22     | 13.43     | 13.66   | 13.91   |
| U                                   | 2.43    | 2.74    | 2.68    | 2.99    | 3.11    | 2.38    | 2.68    | 2.31    | 3.13      | 2.52      | 2.68      | 2.86      | 2.72      | 2.59      | 2.58    | 2.29    |
| Y                                   | 14.67   | 15.75   | 15.31   | 15.66   | 15.74   | 15.54   | 15.52   | 16.28   | 13.66     | 14.31     | 14.98     | 14.57     | 15.57     | 13.89     | 17.13   | 16.65   |
| Zr                                  | 184.50  | 241.00  | 257.00  | 211.00  | 187.70  | 188.51  | 173.64  | 152.28  | 178.81    | 197.34    | 170.11    | 169.71    | 152.19    | 175.85    | 169.33  | 165.23  |
| Pb                                  | 24.48   | 19.53   | 10.16   | 13.73   | 23.71   | 24.21   | 20.22   | 22.61   | 19.71     | 16.41     | 15.37     | 17.63     | 17.11     | 19.51     | 11.29   | 10.21   |

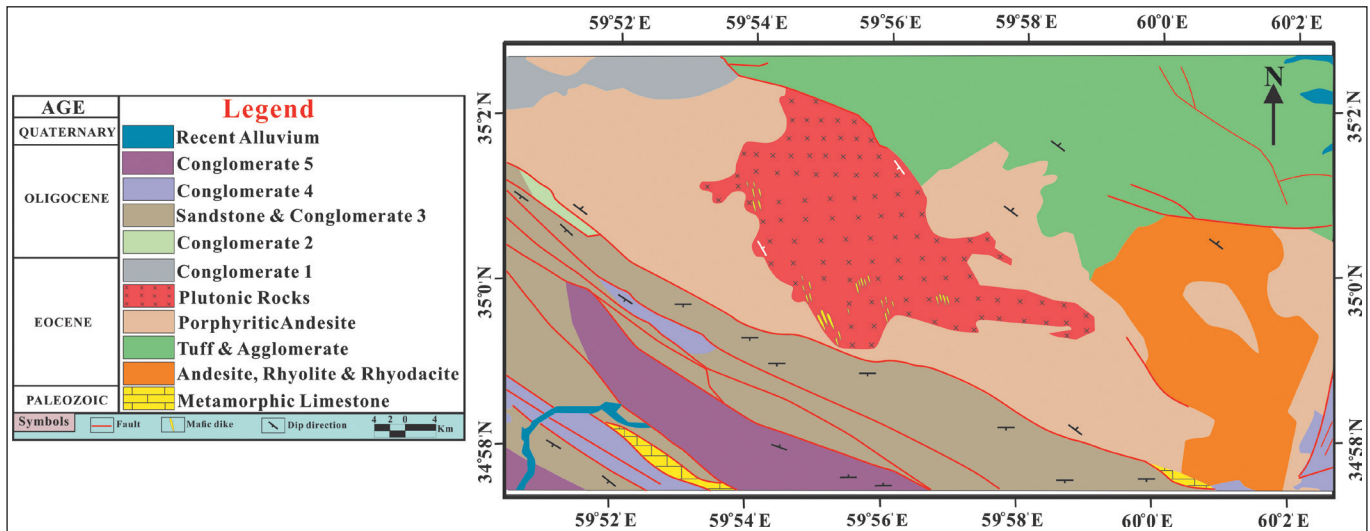
## ۲- زمین شناسی ناحیه‌ای

پالئوزوئیک تحتانی، قدیمی ترین واحد موجود در منطقه است و در بخش جنوبی منطقه رخنمون دارد؛ (۲) سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا اسیدی (آندزیت، آندزیت پورفیری، ریولیت و ریوداسیت) و پیروکلاستیکی (توف و آگلومرا) با سن ائوسن آغازین؛ (۳) کنگلومرای ائوسن که بر روی واحدهای آندزیتی-ریولیتی ماقبل قرار گرفته است؛ (۴) سنگ‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق با سن ائوسن میانی تا پایانی؛ (۵) دایک‌های دیابازی که سنگ‌های نفوذی را قطع کرده‌اند؛ (۶) واحد کنگلومرای با سن الیگوسن آغازین که تنها در بخش کوچکی در باختر توده نفوذی رخنمون دارد. (۷) تراست‌های آبرفتی متعدد، رسوبات مخروطه افکنه‌ای و رسوبات رودخانه‌ای عهد حاضر. توده‌های نفوذی مطالعه شده شامل انواع عمیق و نیمه عمیق هستند. توده‌های نفوذی عمیق با بیشترین گسترش، بافت گرانولار و مرز تدریجی، و نفوذی‌های نیمه

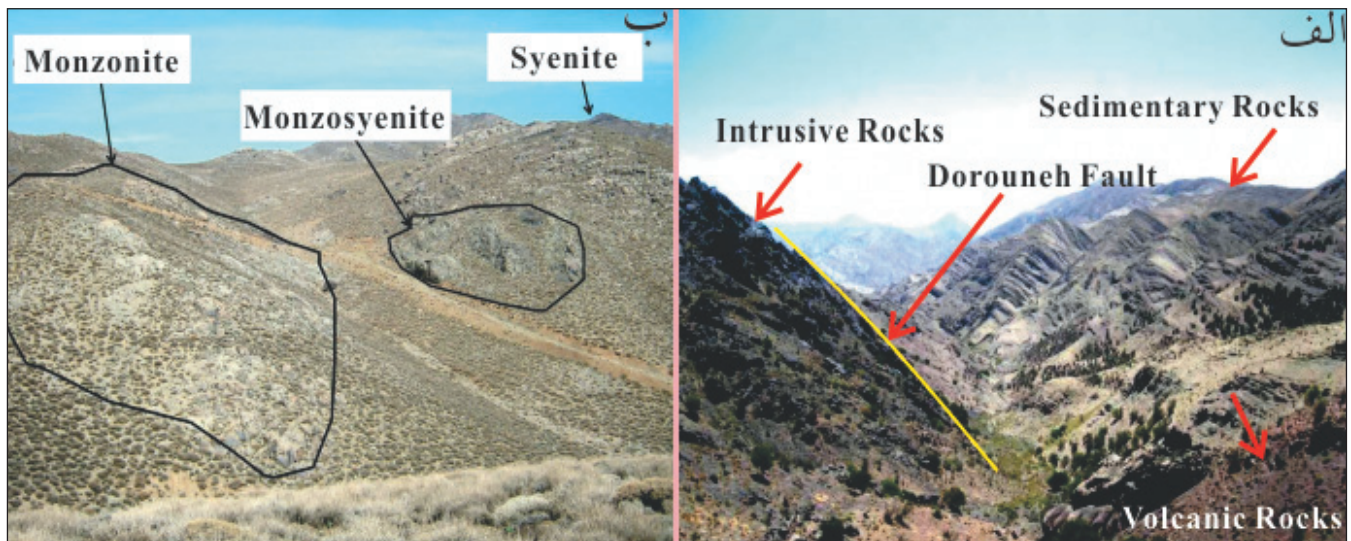
توده نفوذی رشتخوار با مساحت تقریبی ۳۰ کیلومتر مربع، به شکل بیضی، با روند شمال خاور- جنوب باختر، در ۲۳۰ کیلومتری جنوب خاور مشهد و در فاصله ۴۸ کیلومتری شمال خاور رشتخوار در استان خراسان رضوی واقع شده است. محدوده مورد مطالعه در شمال خاور برگه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ رشتخوار (Ternet et al., 1980b) و جنوب برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ دولت آباد (Kholghi Khasraghi et al., 1996) و در محدوده طول‌های جغرافیایی ۲۰° ۵۲' ۵۹" تا ۰۰' ۰۰" ۶۰° و عرض‌های جغرافیایی ۴۵° ۵۷' ۳۴" تا ۴۸° ۰۲' ۳۵" قرار گرفته است. با توجه به نقشه زمین شناسی ۱/۲۰۰۰۰ تهیه شده (شکل ۲) واحدهای زمین شناسی شناسایی شده در محدوده مورد مطالعه را می توان به ۷ بخش زیر تقسیم کرد: (۱) سنگ آهک‌های دگرگون شده با سن پرکامبرین یا

نمی‌شود. علاوه بر این، توده‌های نفوذی مورد مطالعه تحت تأثیر محلول‌های گرمایی دگرسانی‌های فراگیر پروپیلیتی، پروپیلیتی - سرپیتی، سیلیسی، کربناتی و آرژیلیکی نشان می‌دهند. توده‌های نفوذی رشتخوار در ۴ مکان با نام‌های محلی تنگل گله‌بید (شمال روستای شهرک)، تنگل کوه‌زاک (شمال باختر روستای شهرک)، تنگل تاریکستان (باختر روستای شهرک) و تنگل پیریاو (شمال روستای سعادت‌آباد) رخنمون دارند که در این میان بیشترین رخنمون مربوط به تنگل گله‌بید است.

عمیق با رنگ خاکستری تا تیره و با رنگ سطح تازه سبز تیره، دانه‌بندی ریز تا متوسط و بافت پورفیری با کمترین گسترش در بخش جنوبی منطقه قابل مشاهده هستند (شکل‌های ۳- الف و ب). بر اساس داده‌های سن‌سنجی شده (Alizadeh et al., 2018) سن نفوذی‌های منطقه رشتخوار، ائوسن پایانی است. توده‌های نفوذی موجود در منطقه رشتخوار در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن آغازین نفوذ کرده و موجب دگرسانی آنها شده‌اند، اما دگرگونی حرارتی مشخصی در همبری آنها مشاهده



شکل ۲- نقشه ۱/۲۰۰۰۰ شمال خاور رشتخوار، اقتباس شده از نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ رشتخوار، دولت‌آباد و خواف (Ternet et al., 1980a and b; Kholghi Khasraghi et al., 1996).



شکل ۳- الف) نمای کلی از واحدهای سنگی موجود در منطقه؛ ب) نمایی از برنزرد سطحی واحدهای نفوذی عمیق موجود در منطقه.

### ۳- سنگ‌نگاری

درصد نسبی فلدسپارها به پلاژیوکلاز است، لذا به طور خلاصه تنها به پتروگرافی سینیت‌ها و واحدهای پورفیری اشاره می‌شود.

#### ۳-۱. سینیت

این گروه از سنگ‌ها در نمونه دستی هولوکریستالین با اندیس رنگی لوکوکرات هستند و بافت غالب آنها گرانولار شکل دار تا نیمه‌شکل دار با دانه‌بندی درشت است.

بر اساس مطالعات منطقه‌ای توده‌های نفوذی با ترکیب سینیت تا مونزونیت و بافت غالب گرانولار دارای بیشترین گسترش سنگ‌شناسی و توده‌های نفوذی با ترکیب سینیت پورفیری، مونزونیت پورفیری و دیوریت پورفیری دارای کمترین گسترش سنگ‌شناسی در منطقه هستند. از آنجا که ترکیب غالب توده نفوذی عمیق با توجه به مطالعات جدید انجام شده سینیت است و تغییر از سینیت به مونزونیت، تنها در میزان

را تشکیل می‌دهند. دگرسانی‌های موجود شامل پروپلیتی، سریستی و کربناتی و کانی‌های ثانویه شامل کلریت، کلسیت، اپیدوت، سریست و کانی‌های رسی هستند.

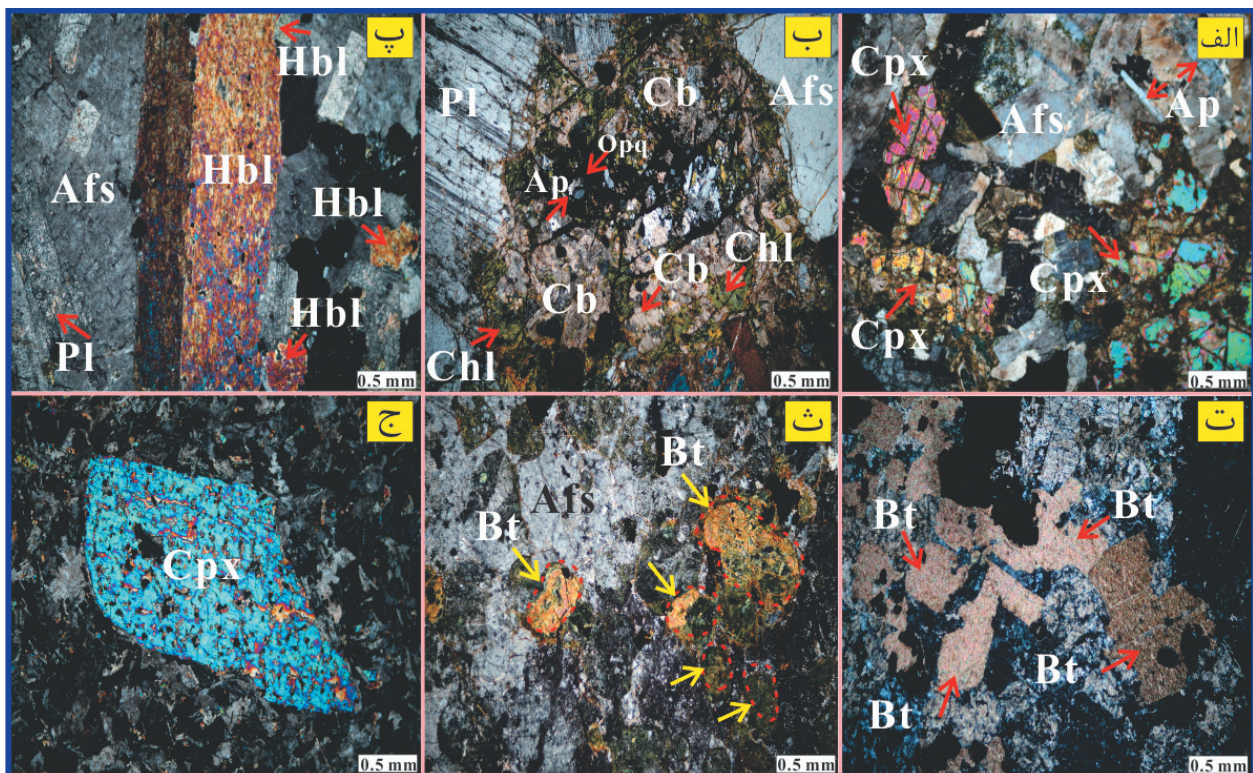
### ۳-۲. سینیت- مونزونیت پورفیری

این گروه از سنگ‌ها دارای بافت پورفیری با خمیره درشت بلور و متشکل از حدود ۶۰ تا ۸۰ درصد حجمی فنوکریست هستند. فنوکریست‌ها شامل فلدسپار آلکالن نوع ارتوکلاز (۶۵ تا ۵۵ درصد حجمی) با ابعاد ۱ تا ۴ میلی‌متر، پلاژیوکلاز (۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی) با ابعاد ۲ تا ۴ میلی‌متر، پیروکسن (۵ تا ۸ درصد حجمی) با ابعاد ۲ تا ۵ میلی‌متر، هورنبلند (۳ تا ۶ درصد حجمی) با ابعاد ۳ تا ۵ میلی‌متر، بیوتیت (۲ تا ۵ درصد حجمی) با ابعاد ۲ تا ۴ میلی‌متر هستند. پیروکسن‌ها از نوع دیوپسید-اوژریت هستند. فنوکریست‌های پیروکسن و هورنبلند در بعضی از مقاطع با کانی‌های ثانویه مانند کلریت، کربنات و اپاک جانشین شده‌اند و تنها قالبی از آنها باقی مانده است. اغلب فلدسپارهای آلکالن به طور کامل به کانی‌های رسی دگرسان شده و پلاژیوکلازها نیز سریستی و اپیدوتی شده‌اند. خمیره سنگ شامل کانی‌های یاد شده، کانی فرعی آپاتیت، کوارتز و کانی‌های اپاک است. از دگرسانی‌های موجود در این واحد می‌توان به دگرسانی‌های پروپلیتی، کربناتی و آرژیلیکی اشاره کرد.

### ۳-۳. دیوریت پورفیری

این گروه از سنگ‌ها دارای بافت پورفیری با خمیره دانه‌متوسط و متشکل از حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی فنوکریست هستند. فنوکریست‌ها شامل پیروکسن و آمفیبول هستند. خمیره سنگ شامل کانی‌های یاد شده، پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن، کانی‌های اپاک و ثانویه است. پیروکسن احتمالاً از نوع دیوپسید-اوژریت به‌عنوان فنوکریست غالب سنگ‌ها، به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی نمونه‌ها را با ابعاد ۳ تا ۶ میلی‌متر تشکیل می‌دهد (شکل ۴-ج).

فلدسپار آلکالن بیشتر از نوع ارتوکلاز بوده و معمولاً ۷۰ تا ۷۵ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده است. این بلورها غالباً بی‌شکل هستند و گاهی با ماکل کارلسباد در اندازه‌های ۱ تا ۴ میلی‌متر حضور دارند و در جاهایی که به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند، به صورت تیره و کدر دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی نمونه‌ها را تشکیل می‌دهند و اندازه آنها بین ۱ تا ۴ میلی‌متر است. زاویه خاموشی ماکل‌های پلی‌سینتیک در برخی از پلاژیوکلازهای نسبتاً سالم ۱۰ تا ۲۶ درجه است و ترکیب آندزین تا الیگوکلاز ( $An_{12}-An_{48}$ ) دارند. کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل در اندازه ۱ میلی‌متر در بعضی از مقاطع دیده می‌شود و مقدار آن کمتر از ۳ درصد حجمی است. پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت کانی‌های فرومینزین این سنگ‌ها هستند. پیروکسن‌ها احتمالاً از نوع دیوپسید-اوژریت هستند و اغلب تحت تأثیر دگرسانی به کانی‌های ثانویه‌ای چون کلریت، اپیدوت و کربنات دگرش یافته‌اند و در بعضی از مقاطع رخ‌ها و حاشیه آنها نیز توسط کانی‌های اپاک جانشین شده است (شکل‌های ۴-الف و ب). بلورهای آمفیبول به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر با فراوانی ۱ تا ۶ درصد حجمی (شکل ۴-پ) و از نوع هورنبلند هستند. بیشتر بلورهای هورنبلند در اثر دگرسانی به کلریت، کربنات، بیوتیت ثانویه و اکسیدهای آهن دگرش یافته‌اند و فقط قالبی از آنها باقی مانده است. بیوتیت نیز به صورت کاملاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار اندازه‌های ۱ تا ۳ میلی‌متر و فراوانی ۱ تا ۵ درصد حجمی در بین کانی‌های فلدسپار پتاسیم جای گرفته است (شکل ۴-ت). بعضی از بیوتیت‌ها سالم هستند و بعضی دیگر به کلریت دگرسان شده‌اند (شکل ۴-ث). آپاتیت‌ها به صورت دربرداری درون کانی‌های پیروکسن و هورنبلند جای گرفته‌اند. تعداد اندکی بلورهای خودشکل زیرکن به صورت دربرداری در بعضی از بلورهای بیوتیت دیده می‌شود. زیرکن و آپاتیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها



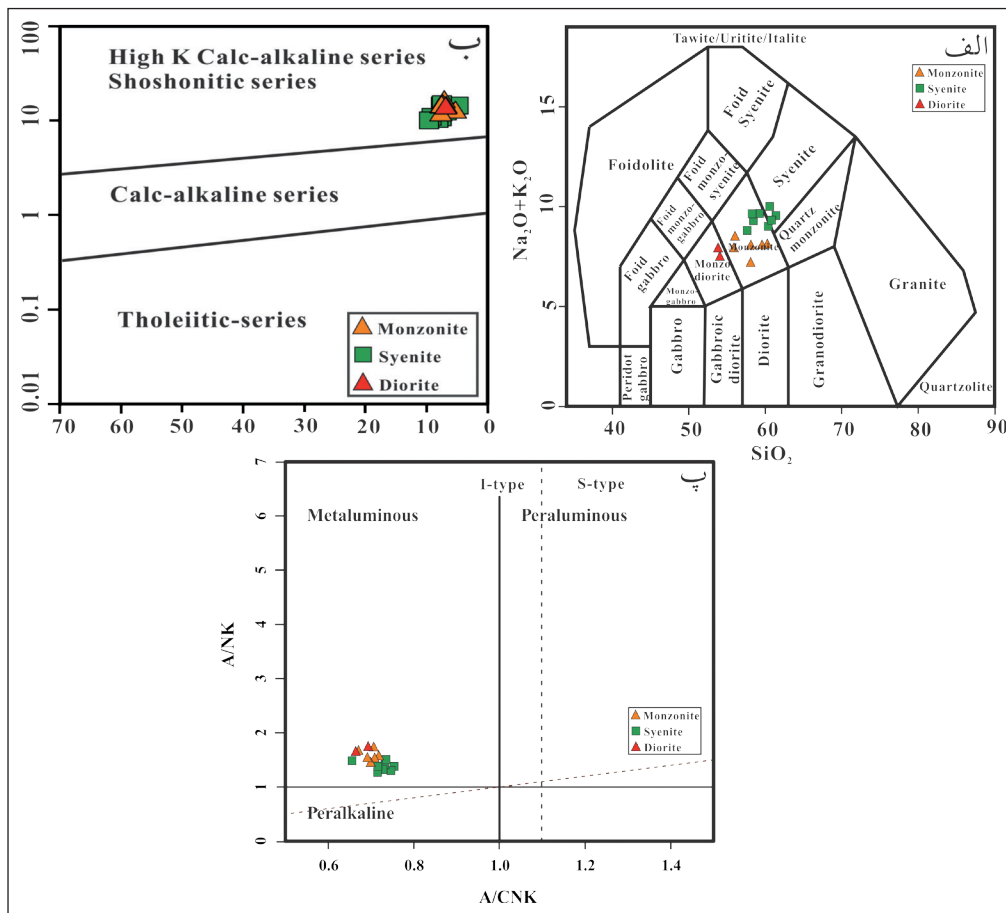
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های نفوذی شمال خاور رشتخوار (XPL). الف) کلینوپروکسن همراه با فلدسپار آلکالن و اپیدوت در سینیت؛ ب) دگرسانی کلینوپروکسن به کربنات، کلریت و رشد کانی‌های اپاک در رخ‌ها؛ پ) حضور هورنبلند با ماکل ساده همراه با فلدسپار آلکالن، کانی‌های اپاک و اپیدوت در مونزونیت؛ ت) بیوتیت اولیه و بیوتیت در حال دگرسانی به کلریت در سینیت؛ ث) دگرسانی بیوتیت به کلریت در سینیت؛ ج) فنوکریست کلینوپروکسن در دیوریت پورفیری (Afs = فلدسپار آلکالن، Pl = پلاژیوکلاز، Cpx = کلینوپروکسن، Hbl = هورنبلند، Bt = بیوتیت، Ap = آپاتیت، Chl = کلریت، Cb = کربنات و Opq = اپاک)، علایم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است.

#### ۴- ژئوشیمی سنگ‌های نفوذی شمال خاور رشتخوار

##### ۴-۱. رده‌بندی

واحدهای سنگی رشتخوار بازه ترکیبی کمی در محدوده  $\text{SiO}_2$  از ۵۳/۱۵ تا ۶۰/۹۰ را به نمایش می‌گذارند (جدول ۱). در نمودار رده‌بندی شیمیایی  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Middlemost, 1985) در محدوده‌های سینیت، مونزونیت و مونزودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵-الف). میزان  $\text{K}_2\text{O}$  از ۴/۶۶ تا ۷/۱۲ و همچنین نسبت  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  از ۱/۴۳ تا ۲/۵۷ متغیر است (جدول ۱). نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007) بر پایه تحرک‌ناپذیری عناصر Co و Th هنگام فرایندهای گرمایی پیشنهاد شده است. بر اساس این نمودار سنگ‌های نفوذی منطقه دارای گرایش کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند (شکل ۵-ب). بر اساس نمودار A/CNK در برابر A/NK و نسبت مولی  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  یا شاخص اشباع از آلومینیم (ASI) (Maniar and Piccoli, 1989)، تمامی این نمونه‌ها از نوع متاآلمین هستند (شکل ۵-پ). شاخص اشباع از آلومینیم برای گرانیتهای نوع S بیشتر از ۱/۱ و برای گرانیتهای نوع I کمتر از ۱/۱ است (Chappell and White, 1992 and 2001)، با توجه به این معیار سنگ‌های نفوذی رشتخوار از نوع I هستند.

آمفیبول به عنوان دومین کانی تیره از لحاظ فراوانی، به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، در اندازه ۳ تا ۴ میلی‌متری با فراوانی ۲ تا ۵ درصد حجمی ظاهر یافته است. اکثر آمفیبول‌ها به کلریت دگرسان شده و کانی‌های اپاک در رخ‌ها و شکستگی‌های موجود در آن جایگزین شده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز موجود در خمیره با فراوانی حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی، اکثراً به صورت بی‌شکل و گاهی شکل‌دار و در اندازه ۱ تا ۳ میلی‌متر قابل مشاهده هستند و اکثراً به سرسیت دگرسان شده‌اند. فلدسپارهای آلکالن نیز با فراوانی حدود ۲ تا ۸ درصد حجمی و به صورت بی‌شکل در خمیره ظاهر یافته و اکثراً رسی شده‌اند. پیروکسن‌های موجود در خمیره با فراوانی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی و در اندازه ۰/۲ میلی‌متر و حداکثر ۱ میلی‌متر حضور دارند که اغلب به کلریت دگرسان شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل کوارتز و اپاک هستند. کانی‌های اپاک با فراوانی ۳ تا ۴ درصد حجمی به صورت شکل‌دار و بی‌شکل در خمیره سنگ حضور دارند. اندازه متوسط بلورهای اپاک موجود در خمیره ۰/۱ میلی‌متر است؛ اما گاهی اندازه‌شان به ۱ میلی‌متر هم می‌رسد. کوارتز نیز در مقادیر ۱ تا ۳ درصد حجمی و با اندازه ۰/۲ میلی‌متر در خمیره سنگ حضور دارد. دگرسانی عمده در این توده پروپلیتی است.



شکل ۵-الف) نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی شمال خاور رشتخوار با استفاده از نمودار (Middlemost (1985)؛ ب) تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007)؛ پ) تعیین درجه اشباع از آلومین (ASI) توده‌های نفوذی با استفاده از نمودار A/CNK در برابر A/NK (Maniar and Piccoli, 1989).

##### ۴-۲. الگوی عناصر کمیاب خاکی

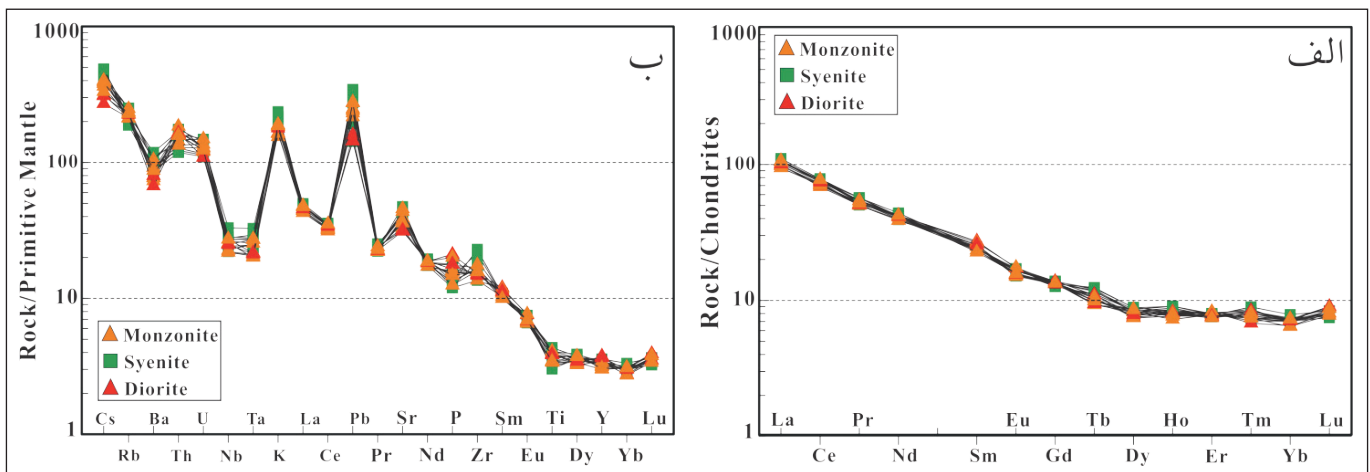
که البته عناصر HREE و Y نیز یک الگوی مسطح و تفریق نیافته نشان می‌دهند ( $\text{Gd}/\text{Yb}=1.99-2.63$ ;  $\text{Sm}/\text{Yb}=2.77-3.92$ ;  $\text{Dy}_N/\text{Yb}_N=1.10-1.29$ ) بالاتر بودن شدید نسبت HREE/LREE در قالب باقی ماندن گارنت در سنگ منشأ و در نتیجه تهی‌شدگی مذاب از HREE قابل توجیه است (Rollinson, 1993). اما از آنجا که

الگوی فراوانی عناصر کمیاب خاکی به‌نحی که نسبت به کندریت (شکل ۶-الف)، در کلیه سنگ‌های نفوذی منطقه موازی است و عناصر LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند ( $\text{La}_N/\text{Sm}_N=3.55-4.75$ ;  $\text{La}_N/\text{Yb}_N=14.37-17.18$ )

#### ۴-۳. الگوی چند عنصری

در نمودار عناصر فرعی و برخی عناصر کمیاب خاکی که نسبت به گوشته اولیه در نمودار (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند، همه نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی در عناصر LILE مانند Cs، Rb، Ba، K، Sr و عناصر ناسازگاری که رفتار شبیه به آنها دارند مانند U و Th و LREE مانند La و Ce و تهی‌شدگی در عناصر HFSE مانند Nb، Ta، Ti و P هستند (شکل ۶-ب). کاهش‌دهنده‌ی Nb، از ویژگی‌های شاخص ماگماهای مشتق گرفته از پوسته اقیانوسی در زون فرورانش است (Wilson, 1989). همچنین به عقیده Nagudi et al. (2003) میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای از Nb بسیار تهی شده است؛ از این رو هر ماگمای آلاش یافته با مواد پوسته‌ای این آلاش را در خود نشان می‌دهد و آنومالی منفی Nb در الگوی نمودارهای عنکبوتی می‌تواند ویژگی همه ماگماهایی باشد که با سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند.

در این نمودارها شیب ملایم بوده و عدم تهی‌شدگی از HREEها در اغلب نمونه‌ها مشهود است، چنین الگویی را بایستی به عمق نسبتاً کم ذوب و در نتیجه عدم پایداری گارنت در هنگام ذوب سنگ منشأ مربوط دانست (Kampunzu et al., 2003)؛ به نحوی که عناصر HREE این شانس را داشته‌اند که در فرایند ذوب مشارکت کنند و یا همچنین می‌تواند بیانگر فاز برجای مانده آمفیبول طی ذوب بخشی پوسته زیرین مافیک باشد (Zhao et al., 2007; Kolb et al., 2013). در این نمودار عنصر Eu فاقد تغییرات است و از روند دیگر عناصر REE پیروی می‌کند. نسبت  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{0.5}$  از ۰/۸۱ تا ۰/۹۸ تغییر می‌کند (جدول ۱). این ویژگی احتمالاً مرتبط با فوگاسیته بالای اکسیژن در ماگماست که در این شرایط ضریب توزیع Eu در کانی فلدسپار، مانند دیگر عناصر REE خواهد بود (Rollinson, 1993). تبلور زودهنگام مگنتیت نیز می‌تواند دلیلی بر فوگاسیته بالای اکسیژن باشد (Rollinson, 1993).



شکل ۶-الف) الگو توزیع عناصر کمیاب خاکی نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989)؛ ب) الگوی توزیع عناصر فرعی و کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

از برخورد است و نشان می‌دهد که توده‌های یاد شده در پوسته قاره‌ای با ستریای متوسط تا بسیار جایگزین و یا دچار فرایند آلاش پوسته‌ای شده‌اند (Pearce et al., 1984). غنی‌شدگی از Th و U (شکل ۶-ب) می‌تواند نشانگر اضافه شدن رسوبات پلاژیک یا پوسته اقیانوسی دگرسان شده به منبع ذوب‌شدگی (Fan et al., 2003) و یا همچنین می‌تواند نشان‌دهنده نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمای سازنده این توده نفوذی باشد (Harris et al., 1983). همچنین بی‌هنجاری مثبت در Pb می‌تواند نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای یا متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو باشد (Atherton and Ghani, 2002). غنی‌شدگی از LREE در کنار آنومالی‌های منفی Nb، Ta، Ti و P می‌تواند ناشی از ذوب گوه گوشته‌ای غنی شده توسط سیالات مشتق شده از لیتوسفر فرورونده (Girardi et al., 2012) یا ناشی از ذوب سنگ‌های پوسته قاره‌ای در کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش باشد (Chappel and White, 1992; Thuy et al., 2004; Gou et al., 2012). همچنین این الگوی عناصر کمیاب خاکی، ویژگی ماگماهای تشکیل شده در پهنه فرورانش و کمان‌های آتشفشانی کالک‌آلکان حاشیه فعال قاره نیز است (Walker et al., 2001). اگر چه از طرفی دیگر، الگوی چند عنصری و REE دیده شده در سنگ‌های نفوذی رشتخوار ویژگی‌هایی هستند که علاوه بر موقعیت حاشیه فعال قاره‌ای در موقعیت پس از برخورد نیز دیده می‌شوند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های کالک‌آلکان تشکیل شده در محیط پس از برخورد نیز

مقادیر نسبتاً بالای Sr در بعضی از نمونه‌ها و مقادیر پایین Nb و Ti ممکن است مربوط به حضور هورنبلند و اکسیدهای آهن-تیتان دار مانند روتیل و ایلمنیت و عدم حضور پلاژیوکلاز در منشأ گوشته‌ای ماگمای مولد ماگما باشد (Rollinson, 1993; Martin, 1999). به طور کلی، ناهنجاری منفی این منطقه از عناصر HFSE مانند Nb، Ta، Ti و P می‌تواند ناشی از مشارکت این عناصر در ساخت کانی‌های دیرگداز مانند اسفن، ایلمنیت، روتیل، فلوگوپیت و بعضی از آمفیبولیت‌ها نظیر (پاراگازیت) در پوسته اقیانوسی دگرگون شده فرورونده باشد. این فازهای فرعی دیرگداز در پوسته اقیانوسی دگرگون شده فرورونده (اکلوژیت) پایدار هستند و عناصر HFSE مانند Nb، Ta، Ti و P را در خود نگه می‌دارند و از حل شدن آنها در سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی و مشارکت آنها در سیالات متاسوماتیسم کننده گوه گوشته‌ای روی آن جلوگیری می‌کنند. در نتیجه، ماگماهای حاصل از ذوب این منابع (پوسته اقیانوسی فرورونده و گوه گوشته‌ای روی آن) دارای ناهنجاری منفی از این عناصر خواهند بود. تهی‌شدگی عناصر HFSE توسط تمرکز فازهای تیتانیم دار در محل منشأ ماگماهای قوس، در اکلوژیت یا گارنت آمفیبولیت در صفحات فرورونده عمیق صورت می‌گیرد (Bernan et al., 1995; Foley et al., 2000). تهی‌شدگی فسفر در نمونه‌ها مربوط به تفریق آپاتیت در ماگماست (Pearce and Parkinson, 1993) و همچنین از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I محسوب می‌شود (Chappell and White, 1992). آنومالی مثبت Rb، از شاخص‌های اصلی گرانیت‌های پهنه‌های برخورد یا پس

سنگ‌های نفوذی مورد بررسی، از معیار Y در برابر نسبت Sr/Y استفاده شد (Defant and Drummond, 1990). مقادیر پایین نسبت Sr/Y نشان‌دهنده این است که ماده مذاب حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده نقش بسزایی در تشکیل سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه نداشته است و به نظر می‌رسد جزو اصلی درگیر در تولید مذاب، ذوب گوه گوشته‌ای بوده و تأثیر پوسته اقیانوسی فرورونده کمتر است. نسبت Th/U در نمونه‌های نفوذی رشتخوار بین ۳/۹۸ تا ۶/۰۷ بالاتر از پوسته بالایی (Rudnick and Gao, 2003; Th/U=3.8) است که برای Th منشأی غیر از آلاینش با پوسته بالایی نیز پیشنهاد می‌کند. نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb می‌تواند برای تعیین آلاینش پوسته‌ای منشأ گوشته‌ای مفید باشد (Pearce, 2008). در این نمودار سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه در محدوده بیرون از آرایه گوشته‌ای و مقادیر بالای نسبت Th/Yb قرار دارند (شکل ۷-ت).

این جابه‌جایی موازی با روند ژئوشیمیایی نشان‌دهنده غنی‌شدگی توسط پهنه فرورانش یا غنی‌شدگی توسط پوسته قاره‌ای است. همچنین به باور Aldanmaz et al. (2000) این روند همچنین می‌تواند بیشتر بازتابی از فرایندهای تبلور تفریقی، ذوب بخشی و AFC طی بالاآمدگی ماگمای مشتق شده از گوشته دارای مؤلفه فرورانش باشد. بنابراین آلودگی پوسته‌ای طی بالاآمدگی ماگمای مافیک گوشته‌ای نمی‌تواند عامل اصلی غنی‌شدگی سنگ‌های نفوذی رشتخوار از Th و LILE باشد و نسبت بالای Th/Yb در توده‌های مورد مطالعه نسبت به میانگین پوسته قاره‌ای، بر این امر دلالت دارد که غنی‌شدگی توسط فرایندهای فرورانش نقش بسزایی در منشأ ماگمای اولیه داشته است.

حامل اصلی Th در سیستم‌های فرورانش، کانی‌های آلانیت، فنزیت و هیدروکسیدهای آهن - منگنز هستند (Hermann, 2002). بنا بر عقیده Turner et al. (2000) انتقال به درون گوه گوشته‌ای از طریق ذوب رسوب‌های فرورونده انجام می‌پذیرد. سنگ‌های نفوذی منطقه میزان پایین Ba/Th، و افزایش در میزان Th نشان می‌دهند که احتمالاً ناشی از مشارکت نسبی رسوب‌های فرورونده در تشکیل ماگمای مادر است. به‌طور کلی، طی فرورانش پوسته اقیانوسی، عناصر نامتحرک مانند Ta، Nb، Ti در صفحه فرورونده باقی می‌مانند، در صورتی که عناصر متحرک مانند Sr، Ba، K، Rb توسط فاز سیلیکاتی یا سیال آبی از صفحه فرورونده برخاسته و سبب غنی‌شدگی گوشته سنگ‌کره‌ای از عناصر متحرک شده‌اند. بنابراین، مقادیر بالا از نسبت‌های Ba/Nb، Ba، Rb/Ba و Rb/Nb در سنگ‌های مورد مطالعه می‌تواند به علت حمل انتخابی عناصر LILE توسط سیال فرورانش باشد که نشان‌دهنده محیط متأثر از مؤلفه فرورانش است (Saunders et al., 1980). همچنین طبق عقیده Stolz et al. (1996) مقادیر  $Nb/Ta > 1$  و همچنین طبق عقیده Plank (2005) نسبت  $Th/La < 0.2$  بیانگر آلودگی منشأ گوشته با سیال‌های جریان یافته از صفحه فرورونده و مذاب حاصل از رسوبات فرورانش یافته است. مقادیر این نسبت‌ها در نمونه‌های نفوذی رشتخوار برابر با  $Th/La = 0.31 - 0.52$  و  $Nb/Ta = 15.49 - 22.07$  است. بنابراین، ذوب گوشته متاسوماتیسم شده و تولید ماگمای-های مافیک آب‌دار عامل اصلی این الگو در سنگ‌های نفوذی رشتخوار است. از طرفی دیگر، نسبت‌های بالای  $Th/Yb = 6.14 - 10.61$  و  $La/Yb = 20.05 - 23.94$  در نفوذی‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آنها می‌تواند از نوع ماگماهای فلسیک قوس قاره‌ای باشد (Condie, 1989). در مورد تشکیل ماگماهای فلسیک قوس قاره‌ای ۲ الگو پیشنهاد شده است: (۱) ذوب پوسته قاره‌ای زیرین بر اثر تزریق ماگماهای بازالتی مشتق شده از گوشته که گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم می‌کنند (Roberts and Clemens, 1993)؛ (۲) ماگماهای بازالتی حاصل از فرایند تفریق بلوری همراه با آلودگی AFC (Grove and Donnelly-Nolan, 1986). این نوع ماگماها معمولاً در اثر ذوب بخشی پوسته قاره‌ای زیرین توسط گرمای رسیده از ماگماهای بازالتی در شرایط کوهزایی به وجود می‌آید (Roberts and Clemens 1993) و در رژیم‌های همزمان تا پس از تصادم، ذوب سنگ‌هایی با منبع پوسته‌ای، بر اثر کاهش فشار، که به دنبال قطعه قطعه شدن گوشته لیتوسفری یا تیغه (اسلب) شکسته شده رخ

با غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE و نبود تهی‌شدگی در HREE و Y مشخص می‌شوند (Harris et al., 1994). تشکیل سنگ-های گرانیتی در موقعیت پس از برخورد نیز با دو احتمال زیر توضیح داده می‌شود: (۱) منشأ ماگما از این عناصر غنی بوده است (گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده بر اثر فرایند فرورانش به ارث رسیده از رویدادهای قبلی)؛ (۲) آلاینش ماگما با مواد پوسته قاره‌ای (هضم پوسته توسط ماگمای مافیک طی فرایندهای MASH مانند (ذوب، هضم، ذخیره‌سازی و همگن‌سازی در مرز گوشته-پوسته) و یا AFC (هضم و تبلور تفریقی طی بالاآمدگی در پوسته بالایی) (Aldanmaz et al., 2000).

## ۵- جایگاه زمین‌ساختی- ماگمایی

برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی از عناصر نامتحرک در طی فرایندهای دگرسانی و هوازگی ارائه شده توسط Pearce et al. (1984) استفاده شده است. در نمودار Y در برابر Nb، نمونه‌های توده نفوذی رشتخوار در محدوده مشترک گرانیت‌های همزمان با برخورد و گرانیت‌های کمان آتشفشانی قرار گرفته‌اند (شکل ۷-الف). در نمودار Y + Nb در برابر Rb، نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو مشترک میان گرانیت‌های کمان آتشفشانی و پس از برخورد جای گرفته‌اند (Pearce, 1996؛ شکل ۷-ب). در نمودار Nb در برابر Rb/Zr (Brown et al., 1984) نمونه‌های نفوذی مورد مطالعه در منطقه کمان حاشیه قاره‌ای دارای ویژگی کمان نرمال قرار می‌گیرند (شکل ۷-پ). با توجه به شکل ۷-پ، گوشته مولد سنگ‌های نفوذی رشتخوار دارای ویژگی بلوغ نرمال است و به باور Burnham (1979) ذوب بخشی ۵۰ درصدی آمفیبولیت پوسته زیرین می‌تواند در اثر گرمای زیاد ماگمای مافیک زیرین رخ دهد. به‌طور کلی، با توجه به نمودارهای مختلف و سن توده‌های نفوذی رشتخوار (انوسن پایانی)، می‌توان گفت که محیط زمین‌ساختی تشکیل آنها، یک محیط کششی پس از برخورد وابسته به حاشیه قاره‌ای نرمال بوده است.

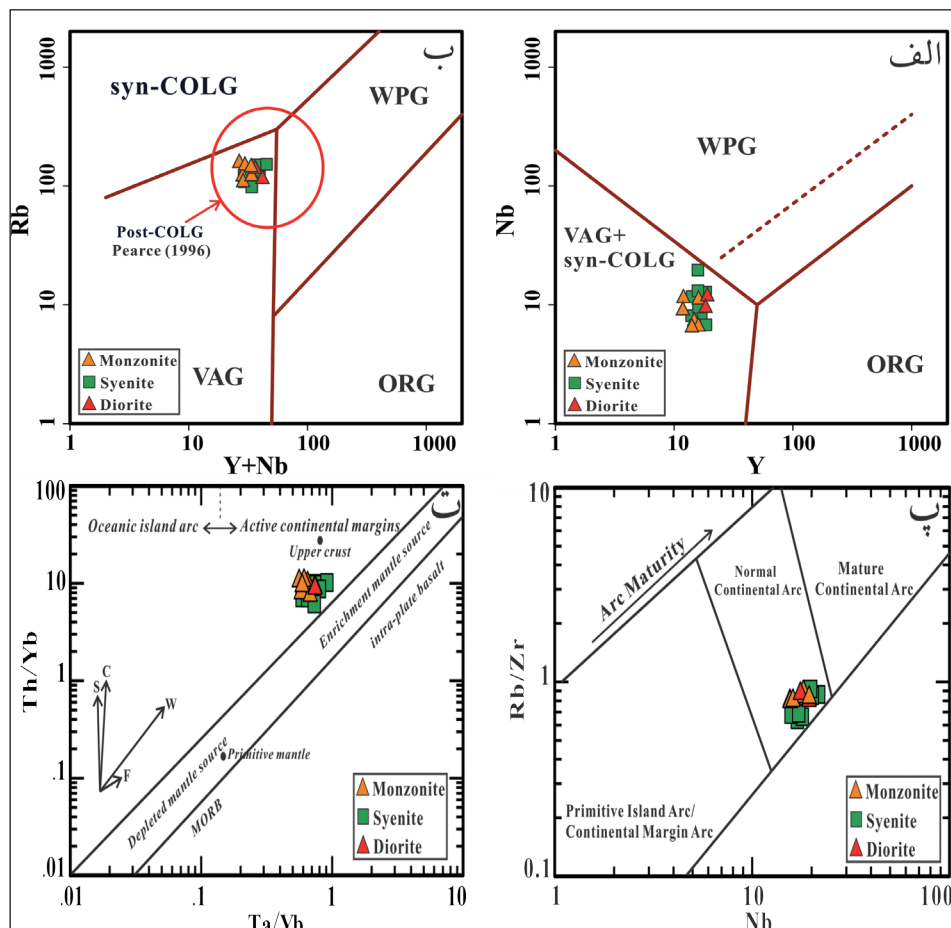
## ۶- منشأ ماگمای توده‌های نفوذی (گوشته آلوده یا آلاینش پوسته‌ای)

شواهد صحرایی و کانی‌شناسی، عدم وجود سنگ‌های دگرگونی حرارتی درجه بالا در مجاورت توده، عدم وجود میانبار دگرگونی (سورمیکاسه)، عدم وجود کانی‌های دگرگونی نظیر گارنت، کانی‌های آلومینوسیلیکات، کلدیریت و کربندوم در نورم، تبلور بخشی آپاتیت به صورت یک عنصر سازگار و روند نزولی  $P_2O_5$  در برابر سیلیس و داشتن ویژگی متاآلومین همگی دلالت بر آن دارد که توده نفوذی مورد مطالعه از نوع I است. به علاوه وجود ارتوزهای درشت صورتی رنگ و مگنتیت‌های شکل دار حاکی از شرایط اکسیدی و فوگاسیته بالای اکسیژن در زمان تشکیل این سنگ‌هاست (Chappell and White, 2001). همان‌طور که در میحث ژئوشیمی گفته شد، توده‌های نفوذی مورد مطالعه، دارای ویژگی شوشونیتی و متاآلومین هستند. همچنین حضور کلینوپیروکسن همراه با بیوتیت در نمونه‌ها، همگی نشان از ماهیت شوشونیتی نفوذی‌های مورد مطالعه دارد (Conceição and Green, 2004). با توجه به میزان بالای پتاسیم و همچنین میزان پایین عناصر انتقالی مانند Ni، Cr و Co ماگمای سازنده آنها را نمی‌توان مذاب گوشته‌ای اولیه در نظر گرفت بلکه از یک ماگمای تحول یافته ایجاد شده‌اند (Karsli et al., 2012). برای شناخت بهتر اجزا و فرایندهای درگیر در تولید ماده مذاب (ماگما) و پتروژنز سنگ‌های نفوذی شمال خاور رشتخوار لازم است تا به بررسی برخی از فاکتورهای اساسی و اجزای اصلی درگیر در منطقه مورد مطالعه پرداخت. پوسته اقیانوسی فرورونده، گوه گوشته‌ای، رسوب‌های فرورونده و پوسته قاره‌ای از اجزای اصلی کنترل‌کننده ماگماتیسیم در کمان‌های ماگمایی هستند که برخی از این فاکتورها در منطقه مورد بررسی تشریح خواهد شد. با توجه به اینکه غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک را می‌توان به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای و یا آلاینش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد (Almeida et al., 2007)، به همین منظور برای تعیین نقش احتمالی مذاب‌های حاصل از پوسته اقیانوسی فرورونده در شکل‌گیری



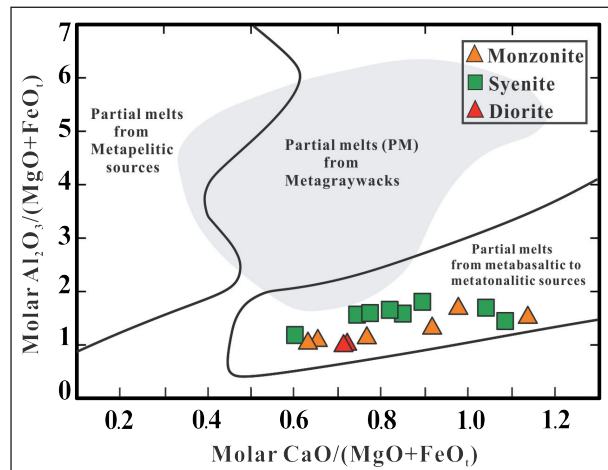
می‌دهد (Roberts and Clemens, 1993)، می‌تواند ماگماهای فلیسیک را به وجود آورد. همچنین غنی‌شدگی بالا از عناصری مانند K، Th، Ba، Rb، Pb بازتابی از نقش پوسته-قاره‌ای در تحولات ماگمایی بوده و از آن به عنوان تسلط پوسته‌ای یاد شده است (Harris et al., 1983). برای تشخیص آلودگی پوسته‌ای از نسبت‌های عناصری مانند Nb/La، Nb/U، Ce/Pb استفاده شده است که نسبت به آرایش پوسته‌ای حساس هستند (Hofmann et al., 1986; Furman, 2007). مقادیر نسبت‌های این عناصر در پوسته بالایی برابر با  $Nb/La=0.39$ ،  $Nb/U=4.4$  و  $Ce/Pb=3.7$  (Rudnick and Gao, 2003) در گوشته برابر با  $Nb/La=0.9-1.3$ ،  $Nb/U=5.63-8.57$  و  $Ce/Pb=25\pm 5$  (Sun and McDonough, 1989) و در سنگ‌های نفوذی رشتخوار برابر با  $Nb/La=0.47-0.72$ ،  $Nb/U=5.63-8.57$  و  $Ce/Pb=2.36-6.13$  است که نشان از آلودگی اندک ماگما با پوسته بالایی دارد. از سوی دیگر مقادیر اندک Sm/Yb (2.77-3.92) نشانگر تأثیر هضم اندک پوسته بالایی است (Kay and Mpodozis, 2001). برای تمایز منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای می‌توان از نسبت عناصر کمیاب در نمونه‌ها استفاده کرد. به این صورت که نسبت‌های Nb/La، Nb/Ce و  $(La_N/Sm_N)$  در گوشته حدود ۱/۰۱، ۰/۳۹ و ۱ (Sun and McDonough, 1989) و در پوسته حدود ۰/۴۶، ۰/۲۳ و ۴/۲۵ (Weaver and Tarney 1984) است. میانگین این نسبت‌ها در سنگ‌های نفوذی رشتخوار به ترتیب برابر با ۰/۵۷، ۰/۳۰ و ۴/۲۹ محاسبه شده است. این نسبت‌ها بیانگر این است که پوسته زیرین نقش مهمی در شکل‌گیری سنگ‌های نفوذی منطقه دارد. بالا بودن نسبت Ba/La با میانگین حدود ۱۹/۶ در سنگ‌های نفوذی منطقه نیز می‌تواند نشانه مشارکت پوسته‌ای در سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه باشد (Hole et al., 1984). همچنین نسبت عناصر Zr/Nb برای شناسایی منشأ بسیار مفید است. نسبت این عناصر در سنگ‌های قاره‌ای برابر با ۲۲ تا ۲۵

(Thieblemont and Tegye, 1994)، در منشأ گوشته‌ای غنی شده برابر با ۶/۳ تا ۷/۶ (Morata et al., 2005) و در نفوذی‌های مورد مطالعه برابر با ۷/۶۹ تا ۱۳/۲۴ است که در محدوده بین مقادیر گوشته-پوسته قرار می‌گیرد. همچنین بر اساس نتایج تحقیقات تجربی برخی از محققان، گرانیتهای پتاسیم‌دار با  $La>24$  ppm می‌توانند از ذوب بخشی سنگ‌های تونالیتی در پوسته میانی و زیرین تولید شوند (Rutter and Wyllie, 1988 Whalen et al., 2004) و یا می‌توان از ذوب بخشی آندزیت و آندزیت-بازالت کالک‌آلکان آب‌دار گرانیتهای پتاسیم‌دار تولید کرد (Roberts and Clemens, 1993). این محققین بر اساس آزمایشات تجربی حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای بیان کرده‌اند که ماگماهای گرانیتهای کالک‌آلکان پتاسیم‌دار نوع I می‌تواند از ذوب بخشی سنگ‌های مافیک تا حدواسط آب‌دار در پوسته به وجود آیند. در این شرایط استقرار ماگمای گوشته‌ای در زیر پوسته، می‌تواند گرمای لازم را برای ذوب بخشی پوسته فراهم کند (Thuy et al., 2004). برای تعیین نوع سنگ منشأ سنگ‌های نفوذی شمال خاور رشتخوار از نمودار مولار  $CaO/MgO+FeO_1$  در برابر  $Al_2O_3/MgO+FeO_1$  (Altherr et al., 2000) استفاده شد که همه نمونه‌ها در محدوده مذاب‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده (متابازالت) یا پوسته قاره‌ای زیرین (متاتونالیت) قرار گرفته‌اند (شکل ۸). به نظر می‌رسد که پوسته قاره‌ای زیرین با ترکیب آمفیبولیت در تکوین ماگمای مادر این سنگ‌ها نقش اساسی داشته است (Rutter and Wyllie, 1988). نمودار La در برابر La/Sm (Li et al., 2011) نشانگر ذوب بخشی و نه تفریق برای این سنگ‌هاست (شکل ۹-الف). سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه در نمودار  $\delta Eu$  یا  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{0.5}$  (Zhang et al., 2014) در برابر  $(La_N/Yb_N)$  (شکل ۹-ب) در محدوده گوشته-پوسته جانمایی شده‌اند (شکل ۹-ب).

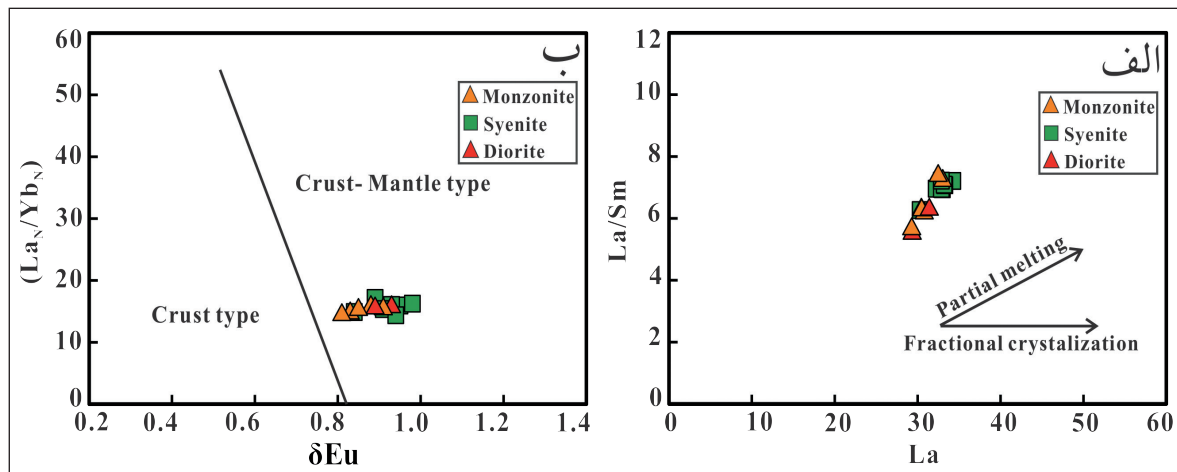


شکل ۷-الف) نمودار Y در برابر Nb (Pearce et al., 1984)؛ ب) نمودار Y+Nb در برابر Rb (Pearce et al., 1984)؛ پ) نمودار Nb

در برابر Rb/Zr (Brown et al., 1984)؛ ت) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983).



شکل ۸- تعیین نوع سنگ منشأ سنگ‌های نفوذی شمال خاور رشتخوار با استفاده از نمودار مولار  $Al_2O_3/MgO+FeO_1$  (Altherr et al., 2000) در برابر  $CaO/MgO+FeO_1$ .



شکل ۹- الف) نمودار La در برابر La/Sm (Li et al., 2011)؛ ب) نمودار δEu در برابر (LaN/YbN) (Zhang et al., 2014).

است، میانگین نسبت  $La/Yb$  در پوسته زیرین برابر با  $13/6$ ، در پوسته بالایی برابر با  $5$  و در گوشته غنی شده برابر با  $2/65$  (Sun and McDonough, 1989) است. بنابراین میزان بالای نسبت  $La/Yb$  (۲۰ تا ۲۳) در سنگ‌های نفوذی رشتخوار می‌تواند نقش پوسته زیرین را در تکامل ماگمای سازنده آنها تقویت می‌کند. میزان نسبت  $Nb/Ta$  در گوشته نرمال برابر با  $N-MORB=17.65$  (Sun and McDonough, 1989) است. با توجه به میزان این نسبت ( $Nb/Ta=15-22$ ) در سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه می‌تواند منشأ گوشته نرمال را پیشنهاد کرد (Pearce and Stern, 2006). بنابراین، با توجه به متأثر شدن گوشته مولد ماگما از مؤلفه فرورانش، منشأ شبیه E-MORB (گوشته سنگ‌کره‌ای که در اثر مؤلفه فرورانش غنی شده است) برای سنگ‌های نفوذی منطقه پیشنهاد می‌شود. مقادیر  $Nb/Ta$  بالاتر نمونه‌ها نسبت به پوسته زیرین ( $Nb/Ta=10$ ) (Taylor and McLennan, 1995) نقش پوسته زیرین را در تکوین ماگمای مادر آنها تقویت می‌کند.

#### ۷- ویژگی‌های گوشته مولد ماگما

با توجه به فراوانی عنصر به شدت ناسازگار La و کمتر ناسازگار Sm می‌توان ترکیب کلی ناحیه منشأ را به دست آورد. زیرا ترکیب این دو عنصر به وسیله کانی‌شناسی منشأ گوشته‌ای (اسپینل و یا گارنت) تحت تأثیر قرار نمی‌گیرد (Aldanmaz et al., 2000).

داده‌های ژئوشیمیایی موجود نشان می‌دهد که ماگماتیسیم منطقه از نوع کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی در مناطق کشتی پس از برخورد وابسته به حاشیه قاره‌ای است. در مناطق پس از برخورد هر دو منشأ گوشته و پوسته در ژنز ماگما دخیل است (Bonin, 2004) و گرمای ناشی از مذاب گوشته عامل اصلی ذوب پوسته است (De Yoreo et al., 1989). تشکیل ماگمای کالک‌آلکان در محیط پس از برخورد مشابه کمان‌های آتشفشانی، می‌تواند از ذوب گوه گوشته‌ای غنی از عناصر ناسازگار LILE بالای سنگ‌کره اقیانوسی فرورانش یافته باشد که به علت آلیاژ با مذاب حاصل از پوسته قاره‌ای زیرین تغییر پیدا کرده است (Harris et al., 1986). افزون بر این، گوشته سست کره‌ای و پوسته بالایی نیز در پیدایش ماگماهای وابسته به پهنه‌های همزمان با برخورد و پس از برخورد مشارکت دارند (Bonin, 2004). جریان مداوم ماگمای بازالتی داغ مشتق شده از گوشته متاسوماتیسیم شده عامل اصلی ذوب پوسته زیرین و گسترش زون MASH و در نتیجه تولید ماگماهای تکامل یافته نفوذی در منطقه رشتخوار است. بالاآمدگی این ماگما از میان پوسته قاره‌ای بالایی سبب آلودگی پوسته‌ای و غنی‌شدگی از LILE مانند Rb، Ba، Th و  $K_2O$  نسبت به  $Na_2O$  در این سنگ‌ها می‌شود که از شواهد فرایند AFC است (Esperanca et al., 1992). با توجه به میزان عناصر La و Yb در پوسته قاره‌ای زیرین و بالایی که توسط Taylor and McLennan (1995) ارائه شده

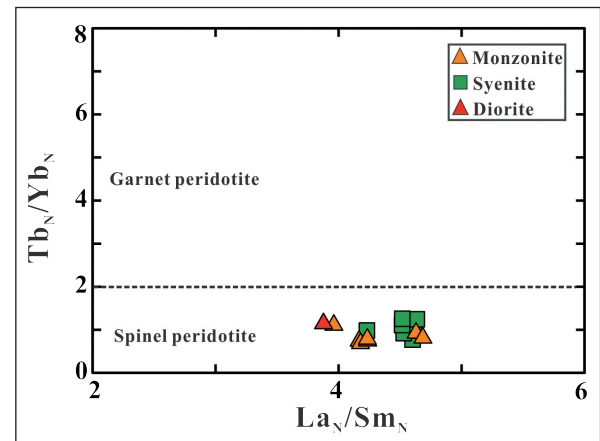
### ۸- نتیجه‌گیری

توده‌های نفوذی شمال خاور رشتخوار در خاور کمربند آتشفشانی- نفوذی خواف- کاشمر- بردسکن در شمال گسل درونه و در جنوبی‌ترین قسمت پهنه ساختاری سبزوار واقع شده واز لحاظ سنگ‌شناسی شامل توده‌های نفوذی عمیق با ترکیب سینیت تا مونزونیت و نفوذی‌های نیمه‌عمیق با ترکیب سینیت پورفیری، مونزونیت پورفیری و دیوریت پورفیری است که حجم غالب آن را سینیت تشکیل می‌دهد. این توده نفوذی با سن ائوسن پایانی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن آغازین منطقه نفوذ کرده و بدون هیچ گونه دگرگونی در محل تماس فقط موجب دگرسانی شده است. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این توده از نوع  $A_1$  منیزیمی، کالک‌آلکان با ماهیت پتاسیم بالا تا شوشونیتی است و از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI)، متآلومین است. غنی‌شدگی نسبی از LILE و LREE و همچنین Th نسبت به HFSE و HREE به همراه تهی‌شدگی از Nb، Ta و Ti (اثر ژئوشیمیایی فرورانش) و تهی‌شدگی کم از Y و HREE از مشخصات ژئوشیمیایی است که در سنگ‌های نفوذی منطقه دیده می‌شود که با توجه به مقدار Rb/Zr بالا، بیشتر بیانگر فعالیت ماگمایی پس از برخوردی است. بر پایه ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و REE به نظر می‌رسد که گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده بر اثر مؤلفه فرورانش (شبه E-MORB)، با ترکیب اسپینل- لرزولیت و دارای فاز فلوگوپیت، منشأ اصلی فعالیت ماگمایی و ماهیت کالک‌آلکان سنگ‌ها در منطقه رشتخوار بوده است. همچنین ذوب پوسته قاره‌ای زیرین (با ترکیب آمفیبولیت) و گسترش زون MASH و یا هضم پوسته زیرین در اثر گرمای ماگمای گوشته‌ای و همچنین رخداد مقداری فرایند AFC طی بالاآمدگی در پوسته، سبب تشکیل طیفی از سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان اسیدی تا حدواسط در منطقه رشتخوار شده است. ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی و نسبت بالای هورنبلند به بیوتیت، بیانگر منشأ مشترک ماگما از ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده و پوسته زیرین و میانی در موقعیت پس از برخورد است.

### سپاسگزاری

نگارندگان از دقت نظر داوران محترم فصلنامه علوم زمین به دلیل ارائه نکات سازنده در راستای بهتر شدن کیفیت مقاله سپاسگزاری می‌کنند.

برای پی بردن به ترکیب کانی‌شناسی منشأ از نمودار  $La_N/Sm_N$  در برابر  $Tb_N/Yb_N$  استفاده شد (Wang et al., 2008). بر اساس موقعیت قرارگیری سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه در این نمودار، ترکیب گوشته غالباً اسپینل لرزولیتی است که می‌تواند از ژرفای ۶۰ تا ۷۰ کیلومتری معادل فشار ۱۸ تا ۲۰ kbar منشأ گرفته باشد که محدوده پایداری اسپینل است (شکل ۱۰).



شکل ۱۰- موقعیت قرارگیری سنگ‌های نفوذی شمال خاور رشتخوار در نمودار  $La_N/Sm_N$  در برابر  $Tb_N/Yb_N$  (Wang et al., 2008).

از طرف دیگر، ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی سنگ‌های نفوذی منطقه نیازمند حضور فازهای پتاسیم دار همانند آمفیبول پتاسیم دار یا فلوگوپیت در منشأ آنهاست. طبق عقیده (Furman and Graham, 1999) مذاب‌هایی که در تعادل با منشأ فلوگوپیت دار هستند، نسبت‌های  $Rb/Sr > 0.1$  و  $Ba/Rb < 15$  دارند و مذاب‌های در تعادل با منشأ آمفیبول دار دارای نسبت‌های  $Rb/Sr > 0.06$  و  $Ba/Rb > 15$  هستند. میانگین میزان این نسبت‌ها در نفوذی‌های مورد مطالعه برابر با  $Rb/Sr = 0.2$  و  $Ba/Rb = 4.4$  است که حضور فاز فلوگوپیت در گوشته منشأ ماگمای مادر را نشان می‌دهد. بنابراین ماگمای سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه از ذوب بخشی یک منشأ اسپینل لرزولیت دار دارای رگه‌های فلوگوپیت دار منشأ گرفته است.

### کتابنگاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، وزارت صنایع و معادن، ۶۰۸ ص.
- تیموری، خ.، ۱۳۹۱- پتروگرافی، ژئوشیمی و منشأ کانسار آهن رشتخوار و سنگ‌های میزبان مرتبط با آن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۴۵ ص.
- گل محمدی، ع.، ۱۳۹۳- پتروژنز توده‌های نفوذی، پترولوژی اسکارن، منشأ محلول‌های کانه‌ساز و مغناطیس‌سنجی معدن سنگ آهن شرق ایران (سنگان)، رساله دکترا، دانشگاه فردوسی مشهد، ۴۸۴ ص.
- یوسفی سورانی، ل.، ۱۳۸۵- پتانسیل یابی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ دولت‌آباد با استفاده از داده‌های ژئوشیمی رسوبات رودخانه‌ای، ژئوفیزیکی و پردازش و تفسیر داده‌های ماهواره‌ای، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۸۷ ص.

### References

- Alavi, M., 1991- Tectonic map of the Middle East, Scale 1: 5,000,000. Geological Survey and Mining Exploration of Iran.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 102, p. 67- 95.
- Alizadeh, E., Ghadami, Gh., Esmaily, D., Ma, Ch., Lentz, D. R., Omrani, J. and Golmohammadi, A., 2018- Origin of 1.8 Ga zircons in Post Eocene mafic dikes in the Roshtkhar area, NE Iran. *International Geology Review*, V. 60, p. 1855-1882.
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C., 2007- Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calcalkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Percambrian Research*, V. 155, p. 69-97.

- Altherr, R., Hall, A., Henger, E., Langer, C. and Kreuzer, H., 2000- High potassium, calc-alkaline I-type plutonism the Euro peanvariscides Northern Vosges (Farance) and Northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, V. 50, p. 51-73.
- Atherton, M. P. and Ghani, A. A., 2002- Slab breakoff: a model for Caledonian, late granite syncollisional magmatism in the orthotectonic metamorphic zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, V. 62, p. 65-85.
- Bonin, B., 2004- Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, V. 78: p. 1-24.
- Boomeri, M., 1998- Petrography and Geochemistry of the Sangan Iron Skarn Deposit and Related Igneous Rocks, Northeastern Iran. [Ph.D. thesis], Akita University, Japan, 226p.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Reyerson, F. J. and Phinney, D. L., 1995- Mineral-aqueous Fluid partitioning of trace elements at 900oC and 2 Gpa: Constraints on the rare element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 59, p. 3331-3350.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C., 1984- The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society of London*, V. 141, p. 413-426.
- Burnham, C. W., 1979- Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes, H.L., (Eds.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons, New York, 71-136p.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1992- I- and S-type granites in the Lachlan Fold belt. *Transactions of the royal society of Edinburgh. Earth Science Reviews*, V. 83, p. 1-26.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite type: 25 years later. *Journal of Earth Sciences*, V. 48, p. 489-499.
- Conceição, R. V. and Green, D. H., 2004- Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Lithos*, V. 72, p. 209-229.
- Condie, K. C., 1989- Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos*, V. 23, p. 1-18.
- De Yoreo, J. J., Lux, D. R. and Guidotti, C. V., 1989- The role of crustal anatexis and magma migration in the thermal evolution of regions of thickened continental crust. In: Daly, J. S., Cliff, R. A., Yardley, B. W. D., (Eds.), *Evolution of metamorphic belts*. Geological Society London, Special Publication, V. 43, p. 187-202.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, V. 347, p- 662-665.
- Esperanca, S., Crisci, M., de Rosa, R. and Mazzuli, R., 1992- The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 112, p. 450-462.
- Fan, W. M., Gue, F., Wang, Y. J. and Lin, G., 2003- Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 121, p. 115- 135.
- 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. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, V. 64, p. 933-938.
- Furman, T. and Graham, D., 1999- Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province, *Lithos*, V. 48, p. 237-262.
- Furman, T., 2007- Geochemistry of East African Rift Basalts: on overview. *Journal of African Earth Science*, V. 48, p. 147-160.
- Girardi, J. D., Patchett, P. J., Ducea, M. N., Gehrels, G. E., Cecil, M. R., Rusmore, M. E., Woodsworth, G. J., Pearson, D. M., Manthei, C. and Wetmore, P., 2012- Elemental and isotopic evidence for granitoid genesis from deep-seated sources in the Coast mountains batholith, British Columbia. *Journal of Petrology*, V. 53, p. 1505-1536.
- Golmohammadi, A., Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Mazaheri, S. A., 2015- Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran: *Ore Geology Reviews*, V. 65, p. 545-563.
- Gou, L., Zhang, L., Tao, R. and Du, J., 2012- A geochemical study of syn-subduction and post-collisional granitoids at Muzhaerte River in the Southwest Tianshan UHP belt, NW China. *Lithos*, V. 136-139, p. 201-224.
- Grove, T. L. and Donnelly-Nolan, J. M., 1986- The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake volcano, California: Implications for the origin of compositional gaps in calc- alkaline series lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 92, p. 281-302.
- Harris, N. B. W., Duyverman, H. J. and Almand, D. C., 1983- The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. *Journal of Geological Society of London*, V. 140, p. 245-256.
- Harris, N. B. W., Kelley, S. and Okay, A. L., 1994- Post- collision magmatism and tectonism in northwest Anatolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 117, p. 241-252.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M. P., Ries, A. C., (Eds.), *Collision Tectonics*. Geological Society London, V. 19, p. 67- 81.
- 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*, V. 48, p. 2341-2357.

- Hermann, J., 2002- Allanite, Thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chemical Geology*, V. 192, p. 289-306.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seofert, M. and White, W. M., 1986- Nb and Pb in oceanic basalts: new constrains on mantel evolution, *Earth and Planetary Science Letters*, V. 79, p. 33- 45.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F. and Tarney, J., 1984- Subduction of pelagic sediments: implication for the origin of Ceanomalous basalts from Alexander Islands. *Journal of Geological Society of London*, V. 141, p. 453-472.
- Kampunzu, A. B., Tombale, A. R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. and Modisi, M. P., 2003- Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos*, V. 71, p. 431-460.
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Ketenci, M., Chen, B. and Kandemir, R., 2012- Deciphering the shoshonitic monzonites with I-type characteristic, the Sisdagi pluton, NE Turkey: Magmatic response to continental lithospheric thinning. *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 51, p. 45-62.
- Kay, S. M. and Mpodozis, C., 2001- Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *Geological Society of American*, V.11, p. 4-9.
- Kholghi Khasraghi, M. H., Naderi, N. and Alavi Naini, M., 1996- Geological map of Iran, Dolat-Abad, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Kolb, M., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Heinrich, C. A., Fowler, S. J. and Cvetković, V., 2013- Adakite-like and normal arc magmas: distinct fractionation paths in the east Serbian segment of the Balkan-Carpathian arc. *Journal of Petrology*, V. 54, p. 421-451.
- Li, J. X., Qin, K. Zh., Li, G. M., Xiao, B., Chen, L. and Zhao, J. X., 2011- Post-collisional orebearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: Melting of thickened juvenile arc lower crust. *Lithos*, V. 126, p. 265-277.
- Magnien, A., Salahshurian, M., Ternet, Y., Berthiaux, A., Christmann, P., Fauvelet, E., Harrival, J. N., Teherani, R., Weecksteen, G., Andreieff, P., Hottin. A. M., Danesfaleh, M., Sajedi, T. and Alavi Naini, M., 1983- Geological map of Iran, Gonabad, Scale 1:250,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Malekzade Shafaroudi, A., Karimpour, M. H. and Golmohammadi, A., 2013- Zircon U-Pb geochronology and petrology of intrusive rocks in the C-North and Baghak districts, Sangan iron mine, NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 64, p. 256-271.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, V. 101, p. 635-643.
- Martin, H., 1999- Adakitic magmas: modern analogous of Archean granitoids. *Lithos*, V. 46, p. 411- 429.
- Mazhari, N., Malekzadeh Shafaroudi, A., Ghaderi, M., Star Lackey, J., Lang Farmer, G. and Karimpour, M. H., 2017- Geochronological and geochemical characteristics of fractionated I-type granites associated with the skarn mineralization in the Sangan mining region, NE Iran. *Ore Geology Reviews*, V. 84, p. 116-133.
- Middlemost, E. A. K., 1985- *Magmas and Magmatic Rocks*. Longman, London and New York.
- Monazzami Bagherzadeh, R., Karimpour, M. H., Lang Farmer, G., Stern, C. R., Santos, J. F., Rahimi, B. and Heidarian Shahri, M. R., 2015- U-Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr-Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward Complex (Bardaskan-NE Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 111, p. 54-71.
- Morata, D., Oliva, C., de la Cruz, R. and Suarez, M., 2005- The Bandurrias Gabbro; late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, V. 18, p. 147-162.
- Nagudi, N., Koberl, C. and Kurat, G., 2003- Petrography and geochemistry of the Sigo granite, Uganda and implications for origin. *Journal of African Earth Sciences*, V. 36, p. 1-14.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J., 1993- Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W., Neary, C. R. (Eds.), *Magmatic Processes in Plate Tectonics*, Geological Society of London Special Publication, V. 76, p. 373-403.
- Pearce, J. A. and Stern, R. J., 2006- Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives, in *Back-Arc Spreading Systems*. In: Christie, D. M., Fisher, C. R., Lee, S.M., Givens, S., (Eds.), *Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*. American Geophysical Union, Washington, D. C.
- Pearce, J. A., 1983- Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J., Norry, N. J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Cheshire, UK, 230-249.
- Pearce, J. A., 1996- Sources and settings of granitic rocks- Episodes, V. 19, p. 120-125.
- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, V. 100, p. 14-48.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, V. 25, p. 956-983.
- Plank, T., 2005- Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, V. 46, p. 921-944.

- Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003- The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, V. 303, p. 622-665.
- Roberts, M. P. and Clemens, J. D., 1993- Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, V. 21, p. 825-828.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Singapore. Longman Singapore Publishers Ltd., p. 1-351.
- Rudnick, R. L. and Gao, S., 2003- Composition of the continental crust. In: Rudnick, R. L., (Eds.), *The crust, treatise in geochemistry*, Elsevier- Pergamon, Oxford, V. 3, p. 1-64.
- Rutter, J. M. and Wyllie, P., 1988- Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust. *Nature*, V. 331, p. 159-160
- Saunders, A. D., Tarney, J. and Weaver S. D., 1980- Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implication for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 46, p. 344-360.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X. H., Ling, X. X., Santos, J. F., Stern, R. J., Li, Q. L. and Ghorbani, G., 2015- Eocene Kashmir granitoids (NE Iran): petrogenetic constraints from U-Pb zircon geochronology and isotope geochemistry. *Lithos*, V. 216-217, p. 118-135.
- Stolz, A. J., Jochum, K. P., Spettel, B. and Hofmann, A. W., 1996- Fluid and melt related enrichment in the sub arc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island arc basalts. *Geology*, V. 24, p. 587-590.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, V. 42, p. 313-345.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1995- The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, V. 33, p. 241-265.
- Ternet, Y., Guillou, Y., Maurizot, P., Berthiaux, A., Weecksteen, G., Hottin, A. M., Andreieff, P., Ancelin, J., Danesfaleh, M., Sajedi, T. and Alavi Naini, M., 1980a- Geological map of Iran, Khaf, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Ternet, Y., Salahshurian, M., Magnien, A., Weecksteen, G., Berthiaux, A., Hottin, A. M., Andreieff, P., Ancelin, J., Danesfaleh, M., Sajedi, T. and Alavi Naini, M., 1980b- Geological map of Iran, Roshtekhar, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Thieblemont, D. and Tegye, M., 1994- Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad Sciences Paris*, V. 319, p. 87-94.
- Thuy, N. T. B., Satir, M., Siebel, W., Vennemann, T. and Long, T. V., 2004- Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 23, p. 467-482.
- Turner, S., Bourdon, B., Hawkesworth, C. and Evans, P., 2000- 226Ra-230Th evidence for multiple dehydration events, rapid melt ascent and the time scales of differentiation beneath the Tonga-Kermadec island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 179, p. 581-593.
- Walker, J. A., Patino, L. C., Carr, M. J. and Feigenson, M. D., 2001- Slab control over HFSE depletions in Central Nicaragua. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 192, p. 533-543.
- Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J., Dong, Y., Vasconcelos, P.M., Pearson, N., Wan, Y., Dong, H., Li, C., Yu, Y., Zhu, T., Feng, X., Zhang, Q., Zi, F. and Chu, Z., 2008- Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of central Tibet: evidence from central-western Qiangtang high-K calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 272, 158-171.
- Weaver, B. L. and Tarney, J., 1984- Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, V. 310, p. 575-577.
- Whalen, J. B., Percival, J. A., McNicoll, V. J. and Longstaffe, F. G., 2004- Geochemical and isotopic (Nd-O) evidence bearing on the origin of late-to post-orogenic high-K granitoid rocks in the Western Superior Province: implication for late Archean tectonomagmatic processes. *Precambrian Research*, V. 132, p. 303-326.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, V. 95, p. 185-187.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, 466p.
- Zhang, Zh. Y., Du, Y. S., Teng, Ch. Y., Zhang, J. and Pang, Zh. Sh., 2014- Petrogenesis, geochronology, and tectonic significance of granitoids in the Tongshan intrusion, Anhui Province, Middle-Lower Yangtze River Valley, eastern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 79, p. 792-809.
- Zhao, Z. F., Zheng, Y. F., Wei, C. S. and Wu, Y. B., 2007- Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust. *Lithos*, V. 93, p. 248-272.

# Geochemistry and petrogenesis of the northeastern Roshtkhar intrusive rocks, (Shahrak and SaadatAbad villages, Khorassan-Razavi)

E. Alizadeh<sup>1</sup>, Gh. R. Ghadami<sup>2\*</sup>, D. Esmaily<sup>3</sup>, J. Omrani<sup>4</sup> and A. Golmohammadi<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

<sup>2</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

<sup>3</sup>Professor, School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>4</sup>Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2017 January 17

Accepted: 2017 November 18

## Abstract

The Roshtkhar intrusive rocks are located in the northeastern part of the Roshtkhar prospecting area (Khorassan Razavi province), along the eastern edge of the Khaf-Kashmar-Bardaskan volcano-plutonic belt, north of the Dorouneh Fault and on the southern part of the Sabzevar structural zone. The intrusive rocks consist mainly of syenite to monzonite with minor amount of syenite porphyry, monzonite porphyry, and diorite porphyry with granular and porphyry texture, respectively. According to the geochemical data, the Roshtkhar intrusive rocks are calc-alkaline granitoid series with high-K to shoshonitic affinity, magnesian, metaluminous, and belong to I-type granites. Chondrite-normalized Rare Earth Element and mantle-normalized trace-element spider diagrams display enriched in LILE and LREE and also Th, depleted in HFSE and weak depletion in HREE and Y, along with negative anomalies of Nb, Ta, and Ti, that are characteristic of the post-collisional calc-alkaline rocks along with a continental active margin tectonic setting. In spite of the low ratios of Nb/U, Nb/La and Ce/Pb, the Sm/Yb (2.8-3.9) ratios reveals low contamination of magmas with upper continental crust. According to geochemistry of trace elements and REE, the main cause of magmatism in Roshtkhar area was melting of a metasomatized lithospheric mantle (E-MORB) with spinel lherzolite composition accompanied by the presence of phlogopite. Multiple element and REE pattern, abundance of  $K_2O/Na_2O$  in Roshtkhar intrusive rocks show contamination and mixing with acidic magma of amphibolitic lower crust due to temperature of mantle magma and AFC process played important roles in magma evolution. La vs. La/Sm diagram illustrate partial melting and also according to K, positive anomalies of Rb, Ba, K, Th, U, and Pb, and the negative anomalies of Nb, Ti, Ta, and Ba associated with high La ( $La > 29$ ), it seems partial melting of lower continental crust has played an important role in the genesis of the Roshtkhar granitoid rocks. Based on field investigation, petrographic studies, and litho-geochemistry using the granitoid discrimination tectonic setting diagrams, it seems that the Roshtkhar intrusive rocks were generated in a post-collisional extensional environment in a continental margin arc setting with partial melting of the mantle-lower crust within the Khaf-Kashmar-Bardaskan belt.

**Keywords:** Geochemistry, Petrogenesis, Roshtkhar intrusive rocks, Khaf- Kashmar- Bardaskan belt, South of the Sabzevar zone

For Persian Version see pages 221 to 234

\*Corresponding author: Gh. R. Ghadami; E-mail: ghadami@hormozgan.ac.ir