

## تفسیر داده‌های ژئوشیمی و ایزوتوپی Nd-Sr توده‌های نفوذی شوشونیتی در رشته کوه صلوات، شمال غرب ایران؛ با استدلال بر یک منبع لیتوسفر گوشته‌ای تحت قاره‌ای غنی شده

اعظم سلطان محمدی<sup>۱\*</sup>، محمد رهگشای<sup>۲</sup>

۱- دانشجوی دکتری پترولوژی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۴/۱۲

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۲۸

### چکیده

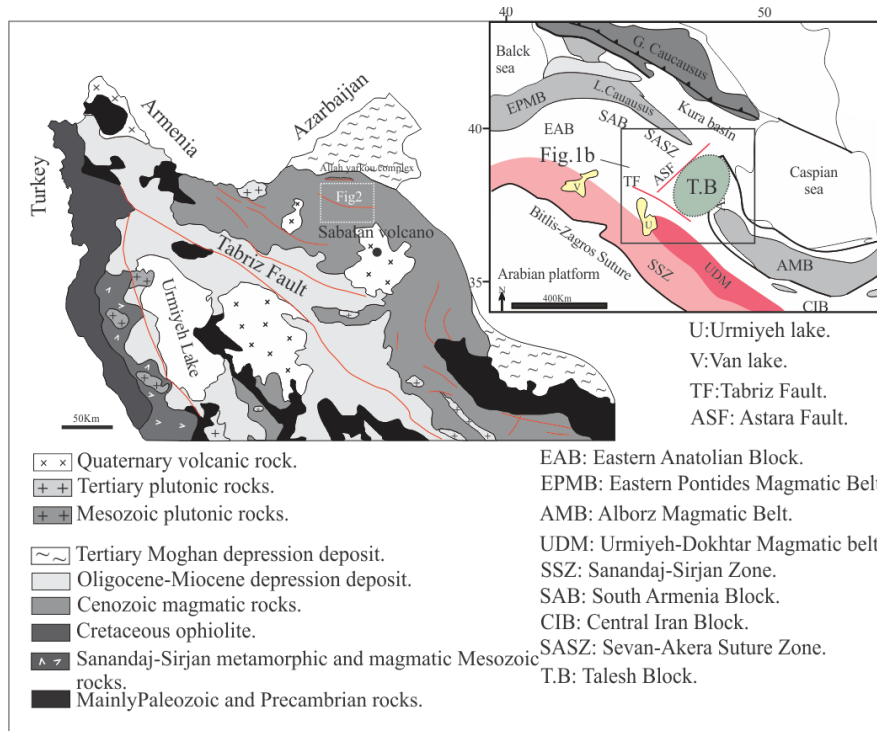
توده‌های نفوذی و نیمه عمیق آذرین باسن سنوزوئیک در رشته کوه صلوات، بخش شرقی فلات ماگمایی آذربایجان، شمال غرب ایران، دارای الگوهای ژئوشیمیایی آلکالن پتاسیک (شوشونیتی) می‌باشند. این توده‌های آذرین دارای ترکیب سنگ شناسی الیوین مونزوگابرو، مونزونیت، دیوریت و آلکالی فلدسپار سینیت هستند. این سنگ‌ها مقادیر  $SiO_2$  ۵۷/۵ تا ۶۸٪،  $Na_2O+K_2O=11/35-7/05$  و  $K_2O/Na_2O=2/03-0/7$  را نشان می‌دهند. تمامی نمونه‌های مورد مطالعه با عدد منیزیم پائین ( $<38$ ) و مقادیر نسبتاً بالای  $Al_2O_3$  (۱۴٪-۱۷/۶۵٪) مشخص می‌شوند. به علاوه تمامی نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی از عناصر با شعاع یونی بزرگ (LILE)، عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر با شدت یونی بالا (HFSE) و تهی‌شدگی ضعیف تا متوسط در عنصر یوروپیم ( $Eu/Eu^*=0/98-0/45$ ) نسبت به مقادیر به‌هنجار شده گوشته اولیه می‌باشند. نمونه‌های مورد مطالعه با ناهمگنی در مقادیر ایزوتوپی استرنسیوم و نئودیمیوم با مقادیر  $Sr^{87}/Sr^{86}=0/70632-0/70539$  و  $Nd^{143}/Nd^{144}=0/512607-0/512542$  مشخص می‌شوند. الگوهای ژئوشیمی ارائه شده بیانگر این است ماگمای مادر این دسته از سنگ‌ها از ذوب منبع لیتوسفر گوشته‌ای غنی‌شده تشکیل شده است. در این موارد، وجود یک آنومالی حرارتی برای ذوب بخشی لیتوسفر گوشته‌ای و تشکیل ماگمای مادر ضروری است. توده‌های نفوذی مورد نظر در یک رژیم تکتونیکی همراه با کشش یا نازک‌شدگی لیتوسفر در ائوسن-الیگوسن در فلات ماگمایی آذربایجان جای گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: توده نفوذی آلکالن پتاسیک، رشته کوه صلوات، لیتوسفر گوشته‌ای.

**مقدمه**

دوران سنوزوئیک در پی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس، در طی زمان‌های مختلف با ترکیبات مختلف در محیط‌های مختلف تکتونوماگمایی کمان، هم‌زمان با برخورد و داخل صفحه و بعد از برخورد تحت عنوان کمرندهای ماگمایی ارومیه- دختر و البرز-آذربایجان شکل گرفته است (شکل ۱).

فلات ترکیه-ایران به‌عنوان بخش میانی از کمر بند کوهزایی آلپ-همالیا در نتیجه بسته شدن شاخه‌های اقیانوس تتیس دستخوش رخدادهای زمین‌شناسی متعددی شده است (اشتامفلی، ۱۹۹۱). بخش عظیمی از ماگماتیسم ایران در



شکل ۱: الف) نقشه تکتونیک ساده‌شده از ترکیه، ایران و حوزه رسوبی-ماگمایی قفقاز (با تغییرات از آوگیان و همکاران، ۲۰۰۵) در این نقشه موقعیت بلوک تالش در شمال غرب ایران و همچنین مهم‌ترین ساختارهای تکتونوماگمایی در ایران، شرق-مرکز ترکیه و حوزه قفقاز مشخص شده‌اند. موقعیت بلوک تالش بر اساس مسون و همکاران (۲۰۰۶) می‌باشد. ب) نقشه ماگماتیسم در شمال غرب ایران؛ موقعیت رشته‌صلوات (شکل ۲) نسبت به سایر رخدادهای ماگماتیسم در شمال غرب ایران و آتشفشان سبلان نشان داده شده است.

کوهزایی ناشی از برخورد صفحه عربی با اوراسیا است (ارسوی و همکاران، ۲۰۱۰؛ آیدین و همکاران، ۲۰۰۸؛ پرلیویک و همکاران، ۲۰۱۰؛ کارسلی و همکاران، ۲۰۱۴). مطالعات مشابهی در فلات ماگمایی آذربایجان (آلبرتی و همکاران، ۱۹۷۶) در شمال غرب ایران نیز بیانگر ارتباط ماگماتیسم آلکالن پتاسیک سنوزوئیک و مناطق پس از برخورد است (احمدزاده و همکاران، ۲۰۱۰؛ آقازاده و

با توجه به ماگماتیسم وسیعی که در فلات ترکیه-ایران در ارتباط با مناطق برخوردی شکل گرفته است این مناطق از دیرباز مورد توجه محققین علوم زمین بوده است. به طوری که مطالعاتی که بر روی گروهی از سنگ‌های آلکالن پتاسیک باسن سنوزوئیک در فلات ماگمایی ترکیه (آناتولی و پونتید) انجام شده است، بیانگر ارتباط بین سنگ‌های آلکالن پتاسیک در این مناطق و رخداد

سنوزوئیک از مشخصات اصلی ماگماتیسم در شمال غرب ایران است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ معین وزیری، ۱۹۸۵) که در محیط‌های کشتی پشت کمان و یا بعد از برخورد تشکیل شده است (آقازاده و همکاران، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱؛ الن و همکاران، ۲۰۰۳؛ جهانگیری ۲۰۰۷؛ حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۲؛ شفائی مقدم و همکاران، ۲۰۱۳؛ کسترو و همکاران، ۲۰۱۳). بلوک تالش در منتهالیه شمال غربی کمربند کوهزایی البرز، شمال غرب ایران، در محدوده گسل‌های ارس، تبریز و تالش محصور شده است. این زون شامل سنگ‌های آتشفشانی-نفوذی کرتاسه است فوقانی-سنوزوئیک می‌باشد. حرکات گسل‌های ذکر شده، این زون را تحت تأثیر رژیم کشتی دوران سنوزوئیک قرار داده است (مسون و همکاران ۲۰۰۶). نگاهی به واحدهای چینه‌ای در آن زون (نبوی، ۱۹۷۶) نشان می‌دهد جابجایی‌های عمودی در زمان کامبرین منجر به یک نبود چینه‌ای بین کامبرین و واحدهای سنگی جوان‌تر شده است که به‌طور محلی منجر به ناپیوستگی‌های محلی شده است (افتخار نژاد، ۱۹۷۵)، بنابراین، سکانس‌های رسوبی به سن سیلورین و کریونین پایانی در آن گزارش نشده است (نبوی، ۱۹۷۶ و در نهایت رخنمون‌هایی از سنگ‌های به سن پالئوزوئیک و پرکامبرین در این زون به‌ندرت گزارش شده‌اند (بابا خانی و همکاران ۱۹۹۰).

در بخش شمالی بلوک تالش توالی‌های رسوبی-آتشفشانی مزوزوئیک رخنمون دارند که در شمال خط درز سوان - آکرا رخنمون یافته‌اند. به‌علاوه، بقایایی از افیولیت‌های کرتاسه پایانی دیده می‌شوند (کمپلکس الله یارلو) که توسط آهک‌های ریفی کرتاسه پایانی و سنگ‌آهک ماسه‌ای به طور ناپیوسته پوشیده می‌شوند. این افیولیت‌ها بقایایی از افیولیت‌های خط درز سوان-اکرا (گلوپان و همکاران، ۲۰۰۹) هستند که توسط رسوبات فلیش

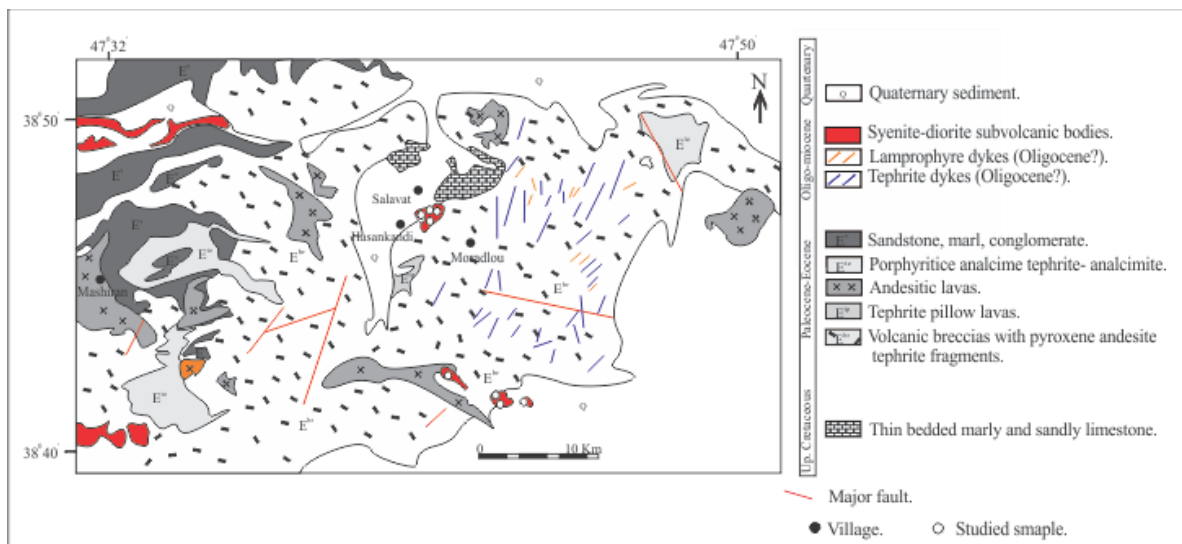
همکاران، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱؛ شفائی مقدم و همکاران، ۲۰۱۳)، هرچند نتایج حاصل از مطالعاتی که در سال‌های اخیر در ایران انجام شده است رخداد ماگماتیسم بعد از برخورد را منحصر به شمال غرب ایران نمی‌دانند و در نوار ماگمایی ارومیه‌دختر (درگاهی و همکاران، ۲۰۱۰) البرز غربی (کسترو و همکاران، ۲۰۱۳؛ نباتیان و همکاران، ۲۰۱۴) و شرق ایران (ارجمند زاده و همکاران، ۲۰۱۱؛ دلاوری و همکاران، ۲۰۱۴) نیز گزارش شده است، اما مطالعه ماگماتیسم مرتبط با برخورد در شمال غرب ایران به واسطه ارتباط آن با ماگماتیسم شرق ترکیه و ارمنستان از اهمیت به ویژه‌ای در یافتن الگوی تکتونوماگمایی مناسب و بررسی تغییرات لیتوسفر گشته‌ای این مناطق هم‌زمان و بعد از برخورد دارد. در گذشته سری‌های پتاسیک (شوشونیتی) منحصر به سنگ‌های آتشفشانی و بازیک می‌دانستند (ایدینگ، ۱۹۸۲؛ موریسون، ۱۹۸۰)، اما مطالعات بعدی (فویلر و هنری، ۱۹۹۶؛ مولر و همکاران، ۱۹۹۴) این محدودیت و همبستگی خاص را رد کرده است. از طرفی، گزارش‌های معدودی از داده‌های ایزوتوپی و منشأ توده‌های نفوذی پتاسیک (شوشونیتی) مرتبط با برخورد در ایران وجود دارد. لذا در این مطالعه سعی شده است ضمن معرفی توده‌های نفوذی سنوزوئیک در رشته‌کوه سلوات در شمال غرب ایران و بحث در مورد خصوصیات شیمی کانی، کل سنگ و نتایج حاصل از داده‌های ایزوتوپی، به منشأ توده‌های نفوذی مذکور پرداخته شود و ارتباط آن‌ها با رخداد ماگماتیسم بعد از برخورد مورد بررسی قرار گیرد.

#### زمین‌شناسی

پهنه ماگمایی شمال غرب ایران تحت تأثیر برخورد صفحه عربی با اوراسیا در زمان سنوزوئیک بالا آمده است (دیلک و همکاران، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۰؛ سنگور و ایلماز، ۱۹۸۱؛ علوی، ۱۹۹۶) و ماگماتیسم آلکالن

ماگماتیسزم رشته‌کوه صلوات را تشکیل می‌دهند (شکل ۲). گدازه‌ها با ترکیب تفریت ( $E^{br}$ ) در برخی مناطق برشی شده‌اند و دارای قطعات آندزیتی، تفریتی و تراکی آندزیتی اند. شبکه وسیعی از دایک‌ها با ترکیب تفریت و فنوتفریت تراکی آندزیتی، هورنبلند آندزیت و باضخامت ۳-۵ متر و طول متغیر ۱-۷ کیلومتر وسعت بسیار زیادی را تشکیل می‌دهند. با توجه به تزریق دایک‌های فنوتفریتی در واحدهای میزبان ائوسن، سن نسبی لیگوسن برای آن‌ها می‌توان در نظر گرفت (بابا خانی و همکاران، ۱۹۹۰). توده‌های نفوذی و نیمه عمیق به صورت پراکنده در واحدهای  $E^{br}$  نفوذ کرده‌اند. با توجه به مطالعات سن سنجی که مطالعه بر روی توده‌های نفوذی با ترکیب سنگ‌شناسی مشابه در مناطق مجاور محدوده مورد مطالعه انجام شده است (آقازاده و همکاران، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱) سن لیگوسن تا میوسن برای توده‌های نیمه عمیق احتمال می‌رود. مطالعه بر روی توده‌های نفوذی و نیمه عمیق در این مطالعه در رخنمون‌های مرادلو و صلوات و حسن‌کندی انجام شده‌اند (شکل ۲).

مانند کرتاسه فوقانی- الیگوسن دشت مغان محصور می‌شود. در این بخش طاق‌دیس‌های باریک با روند شرق- غرب شکل گرفته‌اند، نوار چین‌خورده در دشت مغان، مرز میان فرورفتگی کورا- خزر و نوار ماگمایی البرز غربی- فلات ماگمایی آذربایجان را تشکیل می‌دهد (باباخانی و همکاران، ۱۹۹۰). در بخش‌های جنوبی دشت مغان، شبکه‌ای از دایک‌ها، گدازه‌ها و توده‌های پراکنده نفوذی رخنمون دارند که تحت عنوان رشته‌کوه صلوات گزارش شده است (باباخانی و همکاران، ۱۹۹۰). توالی‌های مذکور با سن پالئوسن-ائوسن با ترکیب عمدتاً تفریت بخش اصلی رشته‌کوه صلوات را تشکیل می‌دهند (بابا خانی و همکاران، ۱۹۹۰). در بخش‌های جنوبی رشته‌کوه صلوات میزبان تفریتی توسط گدازه‌های با ترکیب آندزیت، آندزی بازالت و لاتیت با ویژگی ماگمای شوشونیتی پوشیده می‌شوند. در نهایت رشته‌کوه صلوات در دامنه‌های جنوبی و غربی به مجموعه فعالیت‌های ماگمایی جوان‌تر نئوژن-کواترنر (مانند سبلان) منتهی می‌شود. گدازه‌ها و دایک‌ها همراه با توده‌های نفوذی و نیمه عمیق سنوزوئیک بخش اصلی



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده رشته‌کوه صلوات، در این نقشه پراکندگی واحدهای مختلف ماگمایی سنوزوئیک به تفکیک سنگ‌شناسی مشخص شده‌اند (با تغییرات از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ اهر، از باباخانی و همکاران، ۱۹۹۰).

## مواد و روش‌ها

شناسایی واحدهای سنگی در رشته‌کوه صلوات با ترکیب روش‌های دورسنجی و ترکیب باندی، با کمک تصاویر ماهواره‌ای انجام شده است (سلطان محمدی و همکاران، ۲۰۱۳) که در نهایت تفکیک انواع واحدهای سنگی مختلف آکالن از یکدیگر در مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ نقشه زمین‌شناسی لاهورد صورت پذیرفت. مطالعه سنگ‌شناسی نمونه دارای حداقل آلتراسیون از توده‌ای نفوذی در آزمایشگاه‌های سنگ‌شناسی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی (ایران) و آزمایشگاه علوم زمینی تولوز، دانشگاه پل ساباتییه (فرانسه) انجام شده است. ترکیب اکسیدهای اصلی به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های تشکیل‌دهنده توده‌های نفوذی، توسط دستگاه الکترون میکروپروب CamecaSXFive FE با آنالیز نقطه‌ای ولتاژ ۱۵Kv و جریان اشعه ۲۰nA و زمان ۲ دقیقه و ۲۵ ثانیه در پیک‌ها با استانداردهای سنتتیک و طبیعی در مرکز Raimond UMS-3623 Castiang، دانشگاه پل ساباتییه انجام شده است. کلیه مراحل خردایش سنگ، شست‌شو و خشک کردن نمونه‌های سنگی تا ابعاد ۲۵۰ مش در هاون‌های آگاتی دستی و گلوله‌ای در آزمایشگاه‌های رسوب‌شناسی و تهیه پودر سنگ دانشگاه شهید بهشتی را سپری کرده‌اند (دو نمونه از سنگ‌های رشته‌کوه صلوات به منظور مقایسه نتایج و دقت مراحل پودر در آزمایشگاه علوم زمینی تولوز مراحل مشابهی را طی کرده‌اند). به منظور انحلال پودر سنگ با روش محلول سازی با اسید-HF-HNO<sub>3</sub> و کروماتوگرافی به منظور جدایش عناصر HCL و کروماتوگرافی به منظور جدایش عناصر Nd-Sr در آزمایشگاه علوم زمینی تولوز به روش پین و همکاران (۲۰۱۴) انجام شده است. اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی به روش XRF در آزمایشگاه آنالیز دستگاهی دانشگاه بارسلونا و در

دمای احتراق ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به منظور محاسبه LOI انجام شده است، عناصر کم‌یاب و نادر خاکی با روش Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) با دستگاه مدل 7500ce, Agilent Technologies و نسبت‌های ایزوتوپی با روش Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS) با دستگاه مدل MAT 261 در آزمایشگاه علوم زمینی تولوز اندازه‌گیری شده‌اند. در طول اندازه‌گیری عناصر کم‌یاب و نادر خاکی از استانداردهای NEB, BHVO-2, DRN و Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> در طول اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی<sup>86</sup> و Nd<sup>143</sup>/Nd<sup>144</sup> به ترتیب استانداردهای NBS-987 و La Jolla به کار گرفته شده است.

## سنگ‌نگاری و شیمی کانی

بر پایه طبقه‌بندی QAPF (اشتریکایزن، ۱۹۶۷) ترکیب توده‌های نفوذی و نیمه عمیق مورد مطالعه الیوین مونزوگابرو، مونزویت، دیوریت و آلکالی فلدسپار سینیت تغییر می‌کنند. مونزوگابرو و مونزویت ها ملانو-مزوکراتیک و تمام بلورین با بافت گرانولار می‌باشند. کانی‌های کلینوپیروکسن و فلدسپار (پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار) از تشکیل‌دهندگان اصلی الیوین مونزوگابرو و مونزویت ها می‌باشند (جدول ۱)، بلورهای های ساب هدرال تا انهدرال کلینوپیروکسن با پهنه‌بندی شیمیایی نوسانی با ترکیب -En<sub>35.3</sub>Wo<sub>49.1-51.1</sub> در محدوده سالیته- فاسائیت قرار می‌گیرند (شکل ۳) کانی‌های وجه‌دار تا نیمه وجه‌دار پلاژیوکلاز با پهنه‌بندی شیمیایی عادی با ترکیب بیوتونیت-لابرادوریت در مرکز (-Ab<sub>63.66</sub>An<sub>31.8-54.5</sub> Or<sub>4.36-2.42</sub>) تا آندزین (-Ab<sub>66.86</sub>An<sub>28.3-30.5</sub> Or<sub>4.8-4.2</sub>) در حاشیه متغیر می‌باشند (شکل ۴) و آلکالی فلدسپارها ترکیب سانیدین (An<sub>0.3</sub> Ab<sub>76.7</sub>Or<sub>22.8</sub>) دارند. در الیوین مونزوگابرو کانی انهدرال تا ساب هدرال الیوین (Fo<sub>70-6-79</sub>) به صورت

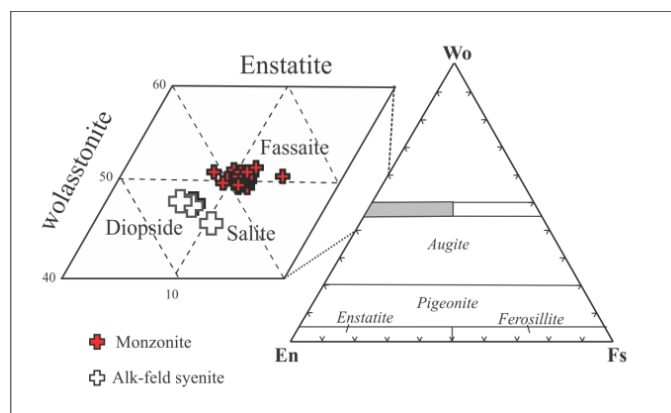
کانی فرعی تشکیل شده است که ندرتا ایدنگزیتی شده‌اند. کانی‌های اپک (تیتانومگنتیت و تیتانیت)، آپاتیت از کانی‌های همراه این دسته از سنگ‌ها می‌باشند. هورنبلند دیوریت‌ها در محدوده حسن کندی و مرادلو به صورت توده‌های نفوذی بدون منطقه‌بندی خاصی از نظر ترکیب سنگ‌شناسی به صورت نیمه‌عمیق رخمون دارند. این گروه از سنگ‌ها متوسط تا ریزبلور و دارای بافت تدریجی می‌باشند. آلکالی فلدسپار سانیدین، پلاژیوکلاز با ترکیب لابرادوریت-آندزین ( $An_{47-79} Ab_{18-49} Or_{0.7}$ )، و آمفیبول کلسیمی با مقادیر  $CaO/11.5$  -  $12.0\%$  و  $MgO/11.2$  -  $13.4$  با نسبت

کانی فرعی تشکیل شده است که ندرتا ایدنگزیتی شده‌اند. کانی‌های اپک (تیتانومگنتیت و تیتانیت)، آپاتیت از کانی‌های همراه این دسته از سنگ‌ها می‌باشند. هورنبلند دیوریت‌ها در محدوده حسن کندی و مرادلو به صورت توده‌های نفوذی بدون منطقه‌بندی خاصی از نظر ترکیب سنگ‌شناسی به صورت نیمه‌عمیق رخمون دارند. این گروه از سنگ‌ها متوسط تا ریزبلور و دارای بافت تدریجی می‌باشند. آلکالی فلدسپار سانیدین، پلاژیوکلاز با ترکیب لابرادوریت-آندزین ( $An_{47-79} Ab_{18-49} Or_{0.7}$ )، و آمفیبول کلسیمی با مقادیر  $CaO/11.5$  -  $12.0\%$  و  $MgO/11.2$  -  $13.4$  با نسبت

کانی فرعی تشکیل شده است که ندرتا ایدنگزیتی شده‌اند. کانی‌های اپک (تیتانومگنتیت و تیتانیت)، آپاتیت از کانی‌های همراه این دسته از سنگ‌ها می‌باشند. هورنبلند دیوریت‌ها در محدوده حسن کندی و مرادلو به صورت توده‌های نفوذی بدون منطقه‌بندی خاصی از نظر ترکیب سنگ‌شناسی به صورت نیمه‌عمیق رخمون دارند. این گروه از سنگ‌ها متوسط تا ریزبلور و دارای بافت تدریجی می‌باشند. آلکالی فلدسپار سانیدین، پلاژیوکلاز با ترکیب لابرادوریت-آندزین ( $An_{47-79} Ab_{18-49} Or_{0.7}$ )، و آمفیبول کلسیمی با مقادیر  $CaO/11.5$  -  $12.0\%$  و  $MgO/11.2$  -  $13.4$  با نسبت

جدول ۱: خلاصه مشاهدات پتروگرافی از توده‌های نفوذی و نیمه عمیق در رشته کوه صلوات بیانگر نوع و درصد کانی‌های تشکیل دهنده و بافت اصلی می‌باشد.

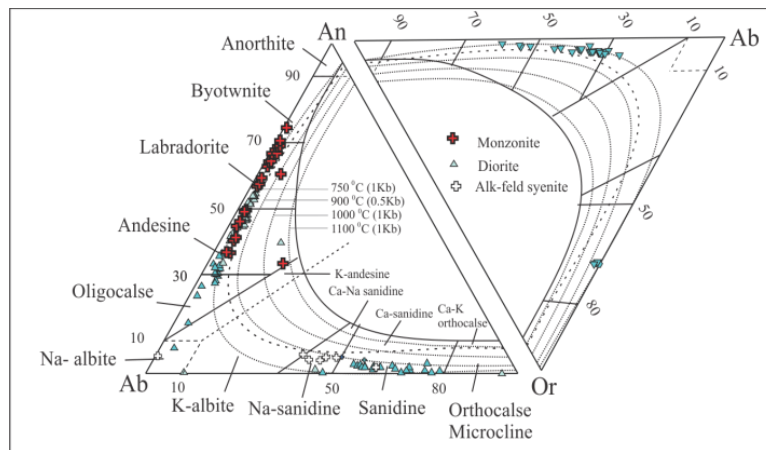
Sample	Mineral assemblage (wt%)	Major texture	Sampling location
Olivine monzogabbro	ol(15%)+cpx (30%)+pl (27%)+alkfeld (19%)±Fe-Ti oxides±ap	granular	Hasankandi
Monzonite	cpx (15%)+Pl(47%)+alkfeld(38%)±Fe-Ti oxides±ap	granular	Hasan khankandi, Salavat
Honbelande diorite	Pheno: pl(30%)+amph(30%)+alk-fel(8%)±Fe-Ti oxides±ap	highly porphyritic with microgranular groundmass	Hasankandi, Salavat
Alk- feld syenite	alkfel(70%)+pl(10%)+cpx(5%)+bt(10%) ±Fe-Ti oxides±ap	granular	Hasankhankandi, Moradlou



شکل ۳: نمودار ترکیب کانی کلینوپیروکسن (موریموتو، ۱۹۸۸) بیانگر ترکیب متفاوت کانی کلینوپیروکسن در توده‌های الیون مونزوگابرو (فاسائیت) و آلکالی فلدسپار سینیت (دیوپسید-سالت) می‌باشد.

در توده‌های الیوین مونزوگابرو به سمت بخش‌های داخلی توده، ترکیب سنگ‌شناسی به فاز اسیدی آلکالی فلدسپار سینیت تغییر می‌کند، این درحالی است که میکروادیک هابی با ترکیب سنگ‌شناسی آلکالی فلدسپار سینیت به صورت فاز ماگمایی بعدی توده‌های مونزونیتی را قطع کرده‌اند. این گروه از سنگ‌های متوسط تا درشت بلور با بافت میکروگرانولار تا گرانولار مشخص می‌شوند. کانی-های آلکالی فلدسپار سانیدین-سدیم ( $An_{3.6-4.8}$ ) و کمتر پلاژیوکلاز از تشکیل‌دهندگان اصلی در آلکالی فلدسپار سینیت می‌باشد. در این دسته از سنگ‌های فلسیک، کانی کلینوپیروکسن با ترکیب دیوپسید-سالییت ( $Wo_{45.5-47.8} En_{44.5-45.6} Fs_{6.5-10.3}$ ) به صورت کانی فرعی همراه با بیوتیت با مقادیر  $TiO_2$  و  $MgO$ : ۴٪ و ۱۵٪ تشکیل شده است.

در توده‌های الیوین مونزوگابرو به سمت بخش‌های داخلی توده، ترکیب سنگ‌شناسی به فاز اسیدی آلکالی فلدسپار سینیت تغییر می‌کند، این درحالی است که میکروادیک هابی با ترکیب سنگ‌شناسی آلکالی فلدسپار سینیت به صورت فاز ماگمایی بعدی توده‌های مونزونیتی را قطع کرده‌اند. این گروه از سنگ‌های متوسط تا درشت بلور با بافت میکروگرانولار تا گرانولار مشخص می‌شوند. کانی-های آلکالی فلدسپار سانیدین-سدیم ( $An_{3.6-4.8}$ )

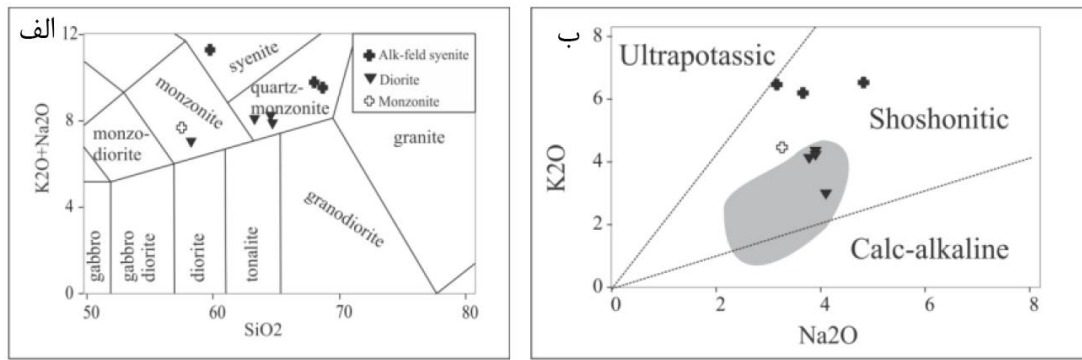


شکل ۴: نمودار سه تایی An-Ab-Or به منظور مقایسه ترکیب کانی‌های فلدسپار (آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز) در توده‌های نفوذی و نیمه عمیق رشته کوه صلوات.

رئوشیمی  $K_2O/Al_2O_3 > 1$  پرتاسیک بوده و در محدوده سری‌های شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۵ ب). در طبقه‌بندی فروست (۲۰۰۸) با سری‌های آلکالن مطابقت دارند و در محدوده پراآلمین و نزدیک به متاآلمین قرار می‌گیرد. برخی عناصر دارای روند تقریبی صعودی یا نزولی نسبت به افزایش  $SiO_2$  دارند به عنوان مثال افزایش مقدار  $SiO_2$  با کاهش مقدار  $CaO$  و  $P_2O_5$  و  $BaO$  و  $Cr$  و  $Ni$  و با افزایش  $K_2O$ ,  $Th$ ,  $Zr$  همراه است.

#### رئوشیمی

رئوشیمی عناصر اصلی و کم یاب: جدول آنالیزهای کل سنگ عناصر اصلی و کم یاب از سه گروه سنگی در جدول ۲ خلاصه شده است. توده‌های نفوذی مذکور با مجموع آلکالی بالا ( $Na_2O+K_2O > 7$ ) مشخص می‌شوند. بر اساس نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های نفوذی (میدلموست، ۱۹۹۴) نمونه‌های مورد نظر در محدوده مونزونیت، کوارتز مونزونیت و سینیت قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف) و با مقادیر  $SiO_2$  (۵۷/۵٪-۶۸٪) و  $K_2O$  (۲/۹٪-۶/۴٪) و



شکل ۵: الف) نمودار مجموع  $K_2O+Na_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (میدلموست، ۱۹۹۴) و ب)  $K_2O$  در مقابل  $Na_2O$  که به ترتیب بیانگر ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی و نیمه عمیق رشته کوه صلوات و ماهیت شوشونیتی آن‌ها می‌باشد.

جدول ۲: ترکیب اکسیدهای اصلی (Wt%) و عناصر فرعی (ppm) از توده‌های نفوذی و نیمه عمیق مورد مطالعه در رشته کوه صلوات.

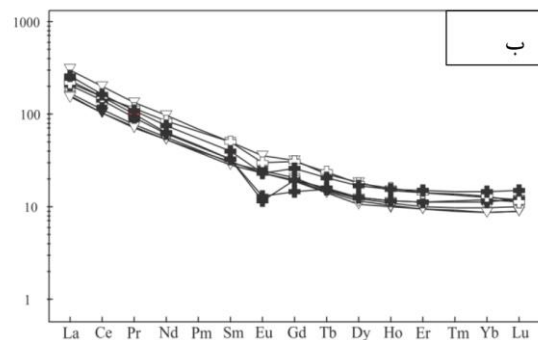
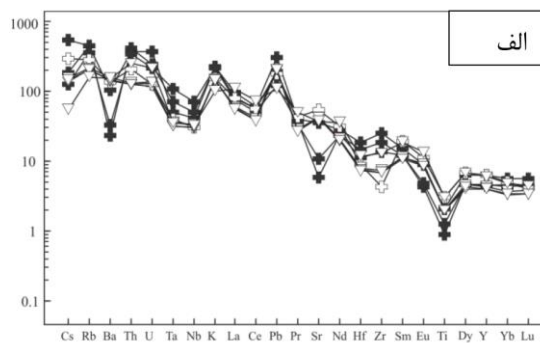
Wt%	Mozonite		Diorite				Alk feld-syenite		
	M56	M35	M44	M45	M46	M53	M55A	M97	
SiO <sub>2</sub>	64.7	58.3	57.5	59.8	68	68.7	63.3	64.6	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.4	16.65	15.4	17.65	14.9	14	16.3	16.65	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.47	5.84	6.12	3.46	2.18	1.6	3.5	3.39	
CaO	3.52	5.35	4.89	2.37	1.96	1.06	3.47	3.37	
MgO	1.5	2.73	3.44	1.05	0.53	0.54	1.6	1.41	
Na <sub>2</sub> O	3.79	4.11	3.27	4.83	3.67	3.16	3.91	3.9	
K <sub>2</sub> O	4.07	2.94	4.45	6.52	6.18	6.44	4.19	4.31	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
TiO <sub>2</sub>	0.4	0.61	0.61	0.41	0.25	0.18	0.4	0.4	
MnO	0.1	0.11	0.11	0.09	0.04	0.03	0.1	0.09	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.34	0.45	0.19	0.06	0.03	0.17	0.17	
SrO	0.09	0.08	0.11	0.08	0.03	0.01	0.1	0.1	
BaO	0.12	0.12	0.1	0.08	0.03	0.02	0.11	0.11	
FeO	3.123	5.256	5.508	3.114	1.962	1.44	3.15	3.051	
Total	100.61	100.35	98.91	98.71	99.73	97.12	98.61	100.09	
#Mg	32.45	34.18	38.44	25.22	21.27	27.27	33.68	31.61	
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7.86	7.05	7.72	11.35	9.85	9.60	8.10	8.21	
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.07	0.72	1.36	1.35	1.68	2.04	1.07	1.11	
ppm									
Sc	5.27	10.05	14.57	4.49	2.25	2.73	4.57	3.89	
Ti	2639.70	4055.62	4008.03	2588.00	1820.25	1178.75	2470.54	2375.19	
V	65.40	104.99	159.71	77.39	44.72	22.44	63.49	59.79	
Cr	57.74	22.49	95.11	31.03	57.41	43.28	60.03	44.71	
Mn	818.72	915.05	944.16	753.73	283.74	262.80	778.27	709.25	
Co	6.23	13.38	17.80	6.06	3.51	2.30	5.94	5.43	
Ni	12.05	7.99	26.00	6.45	3.96	2.83	13.12	9.67	
Cu	14.90	16.71	62.33	39.06	15.62	12.42	14.33	13.21	
Zn	56.00	62.52	69.50	62.29	23.30	19.03	52.17	51.21	
Ga	19.07	19.04	18.94	18.91	18.60	15.68	17.92	18.09	
Rb	128.66	96.16	169.99	263.89	211.42	264.73	120.93	122.31	
Sr	843.84	747.47	1073.38	697.53	217.55	117.46	831.66	831.68	
Y	18.70	25.70	27.18	27.05	19.93	19.33	17.39	17.41	
Zr	78.25	136.91	45.29	262.48	195.78	141.79	72.76	72.46	
Nb	21.79	21.38	19.98	26.81	47.39	32.84	20.20	19.65	
Mo	1.05	1.20	1.03	2.79	1.41	1.13	1.03	1.04	
Sn	1.48	1.30	4.63	1.89		1.84	1.17	1.04	
Cs	3.25	1.16	6.11	11.50	2.69	3.90	3.06	2.84	
Ba	1051.43	1017.27	909.05	689.91	220.18	156.48	961.37	923.33	
La	39.50	71.28	51.74	61.46	49.12	54.25	36.11	37.23	
Ce	68.38	121.80	94.28	100.86	85.27	93.02	63.04	63.78	
Pr	7.29	12.68	10.97	10.31	8.75	9.41	6.77	6.85	
Nd	26.34	44.97	39.82	34.78	28.71	29.87	24.99	24.69	



Sm	4.52	7.57	7.70	6.10	4.97	4.93	4.37	4.71
Eu	1.40	2.07	1.71	1.35	0.74	0.67	1.33	1.32
Gd	4.20	6.49	6.39	5.31	2.96	4.01	3.93	3.85
Tb	0.56	0.83	0.87	0.78	0.57	0.59	0.54	0.53
Dy	3.10	4.60	4.55	4.24	3.15	3.18	2.91	2.69
Ho	0.62	0.84	0.89	0.87	0.66	0.65	0.58	0.56
Er	1.65	2.34	2.36	2.44	1.83	1.88	1.58	1.56
Yb	1.64	2.11	2.19	2.47	1.90	2.02	1.48	1.47
Lu	0.25	0.30	0.28	0.38	0.31	0.28	0.23	0.23
Hf	2.28	3.33	2.56	5.22	4.19	3.14	2.05	2.14
Ta	1.36	1.31	1.47	1.83	4.06	2.64	1.19	1.18
W	1.89	2.67	3.35	5.75	9.93	3.94	1.68	2.23
Pb	31.24	16.41	26.29	46.09	18.28	28.94	30.52	29.75
Th	10.48	19.90	16.59	29.72	27.58	33.11	9.98	9.83
U	2.76	4.36	2.52	7.40	4.30	5.00	2.68	2.37
Sr/Y	45.12	29.09	39.50	25.78	10.91	6.08	47.82	47.77
Eu/Eu*	0.99	0.90	0.75	0.73	0.59	0.46	0.98	0.95
(La/Yb) <sub>N</sub>	17.29	24.19	16.97	17.83	18.53	19.24	17.52	18.14

۳۳/۷) و غنی‌شدگی LREE/HREE بیانگر برخی از خصوصیات مشترک با یک ماگمای آداکیتی نیز می‌باشد (موین، ۲۰۰۹). به غیر از غنی‌شدگی در LREE روند HREE نسبتاً مسطح می‌باشند. به استثناء تهی‌شدگی ملایم از یوروپیم که تنها در سری‌های آکالی فلدسپار سینیت با مقادیر  $Eu/Eu^* = 0.72 - 0.45$  و به طور جزئی در مونزونیت (۰/۷۴) و در هورنبلند دیوریت‌ها (۰/۹۰ - ۰/۹۸) مشاهده شد، در مجموع توده‌های نفوذی مذکور دارای الگوهای مشابه در عناصر نادر خاکی می‌باشند.

توده‌های نفوذی رشته کوه صلوات حاوی مقادیر کم  $TiO_2$  (۰/۱٪-۰/۶٪) و غنی‌شدگی در LILE (میانگین ۱۷۲Rb و ۶۷۰Sr; ۷۴۱ Ba) می‌باشد و هم دارای الگوی تهی‌شدگی از عناصر HFSE (Ti, Ta, Nb) نسبت به مقادیر گوشته اولیه (شکل ۶) است. در نمودارهای عناصر نادر خاکی به هنجار شده نسبت به کندریت این دسته از سنگ‌ها الگوهای کاملاً غنی‌شده از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین را نشان می‌دهند (شکل ۶ ب). مقادیر  $La_n/Yb_n$  از ۱۶/۹ تا ۲۴/۱ متغیر است و نسبت‌های Sr/Y (۴۷/۸-۶/۷) La/Yb (۲۳/۶-)



شکل ۶: دیاگرام‌های عناصر کم‌یاب و عناصر نادر خاکی به هنجار شده نسبت به الف) گوشته اولیه (سان و مک دوناق، ۱۹۸۹) و ب) کندریت (سان و مک دوناق، ۱۹۸۹) از توده‌های نفوذی و نیمه عمیق رشته کوه صلوات، علائم همانند شکل ۵ الف است.

ژئوشیمی ایزوتوپ Nd-Sr: با تفیق داده‌های ایزوتوپی با داده‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی کل سنگ می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در ارزیابی مسائل مرتبط با پترولوژی بدست آورد. بدین منظور استفاده از داده‌های ایزوتوپی استرنسیوم و نئودیمیوم ابزار بسیار مفیدی به منظور شناسایی منشاء ماگما و فرایند تحولاتی است که

هورنبلند دیوریت به ترتیب نسبت‌های مذکور ۰/۷۰۵۵۹،۰ و ۰/۵۱۲۵۷ می‌باشند در مقابل این نسبت‌ها با در ۰/۷۰۵۵۷ و ۰/۵۱۲۶ در آلکالی فلدسپار سینیت های مرکز توده الیون مونزوگابروها و ۰/۷۰۶۷۳ و ۰/۵۱۲۵۵ در میکرودایک های آلکالی فلدسپار سینیتی در توده مونزونیتی متغیر می‌باشند. نسبت‌های ایزوتوپی توده‌های نفوذی رشته کوه صلوات با اختلاف کمی نسبت به مقادیر گزارش شده در البرز، دارای مقادیر بالاتر استرنسیوم و کمتر نئودیمیوم می‌باشد.

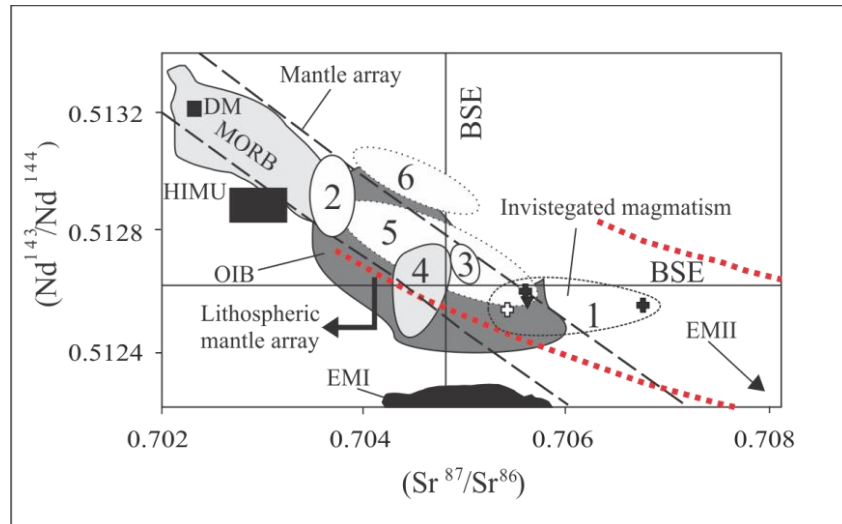
در طی روند تکامل خود در تشکیل انواع مختلف سنگی طی می‌کند (زیندلر و هارت، ۱۹۸۶). داده-های ایزوتوپی استرنسیوم و نئودیمیوم از چهار نمونه از توده‌های نفوذی مورد مطالعه به همراه داده‌های ایزوتوپی از توده‌های نفوذی پتاسیک سنوزوئیک گزارش شده در شمال غرب ایران (آقازاده و همکاران، ۲۰۱۰) و البرز غربی (نباتیان و همکاران، ۲۰۱۴) به منظور مقایسه در جدول ۳ ارائه شده است. نمونه مونزونیت دارای نسبت  $Sr^{87}/Sr^{86}$  ۰/۷۰۵۳۹ و  $Nd^{143}/Nd^{144}$  ۰/۵۱۲۵۴ می‌باشد، این درحالی است که در توده

جدول ۳: نسبت‌های ایزوتوپی از توده‌های نفوذی رشته کوه صلوات، به منظور مقایسه مقادیر مشابه از البرز غربی (نباتیان و همکاران، ۲۰۱۴) و شمال غرب ایران (آقازاده و همکاران، ۲۰۱۰) نیز ارائه شده است.

Rock type	$Sr^{87}/Sr^{86}$	$Nd^{143}/Nd^{144}$	Rb/Sr	Sm/Nd
Alk fel-syenite	0.70557	0.512604	0.378319	0.17533
Alk fel-syenite	0.706732	0.512552	0.971841	0.173198
Diorite	0.705588	0.512566	0.145412	0.175019
Mozonite	0.705389	0.512542	0.15837	0.193273
Tarom <sup>(1)</sup>	0.7050	0.5125	0.168	0.23
NW Iran <sup>(2)</sup>	0.70450	0.5127	0.0762	0.194

و همکاران، ۲۰۱۰)، البرز غربی (نباتیان و همکاران، ۲۰۱۴)، آناتولی شرقی (پیرس و همکاران، ۱۹۹۰) و آناتولی مرکزی (دنیل و همکاران، ۱۹۹۸)، آناتولی غربی (گولش و همکاران، ۱۹۹۱) و پونتیدس شرقی (آیدین و همکاران، ۲۰۰۸) مقایسه شده است.

همانطور که در شکل ۷ دیده می‌شود توده‌های نفوذی رشته کوه صلوات در دیاگرام دوتایی نسبت‌های ایزوتوپی Sr, Nd در محدوده منطبق با لیتوسفر گوشته‌ای قرار می‌گیرند، به علاوه نسبت‌های ایزوتوپی مذکور با مقادیر سنگ‌های پتاسیک گزارش شده در شمال غرب ایران (آقازاده



شکل ۷: نمودار نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd نمونه‌های مورد مطالعه در رشته‌کوه صلوات، به منظور مقایسه محدوده‌های داده ایزوتوپی از شمال غرب ایران و ترکیه ارائه شده است. شماره‌ها شامل: (۱) نمونه‌های مورد مطالعه در رشته‌کوه صلوات، (۲) سنگ‌های آکالن در آناتولی غربی (گولش و همکاران، ۱۹۹۱)، (۳) پونتیدس شرقی (آیدین و همکاران، ۲۰۰۸)، (۴) شمال غرب ایران و البرز غربی (آقازاده و همکاران، ۲۰۱۰؛ نباتیان و همکاران، ۲۰۱۴)، (۵) آناتولی مرکزی (دنیل و همکاران، ۱۹۹۸)، (۶) آناتولی شرقی (پیرس و همکاران، ۱۹۹۰) می‌باشد. مقادیر EMI، EMII و HILMU از زیندلرو هارت، ۱۹۸۶ و OIB، MORB، DM و Mantle array از مجموع داده‌های منتشر شده از: گیل (۱۹۸۱)، مک کلوج و همکاران (۱۹۹۴)، ویلسون (۱۹۸۹) و Bulk Silica Earth=BSE از هارت و همکاران (۱۹۹۲) است. علائم همانند شکل ۵ الف است.

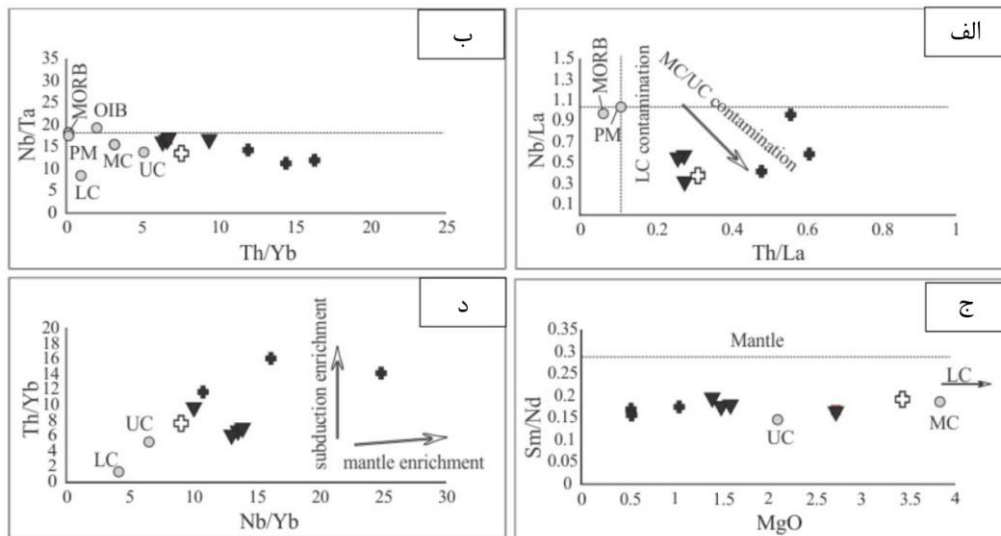
## بحث و نتایج

منطبق است. با این حال می‌توان مکانیزم‌های احتمالی زیر را برای تشکیل این دسته از سنگ‌ها در نظر گرفت. (۱) مذاب‌های مشتق شده از گوشته که تحت تاثیر فرایند هضم با سنگ‌های پوسته‌ای ضمن فرایند تبلور (AFC) قرار گرفته‌اند. (۲) فرایند ذوب بخشی از منبع گوشته‌ای غنی شده. (۳) فرایند ذوب بخشی از پوسته قاره‌ای تحتانی که در طی واکنش با پریدوتیت‌های گوشته‌ای بوده است که در ادامه در مورد هر یک از احتمالات بحث خواهد شد. همانطور که اشاره شد توده‌های نفوذی مورد مطالعه، ویژگی‌های ماگمای شوشونیتی را دارند. این سنگ‌ها با مقادیر بالای  $K_2O$  نسبت‌های  $K_2O/Na_2O$  ۰/۷-۲/۰۳ و تمرکز بالای عناصر کم یاب ناسازگار مشخص می‌شود. همانطور که در شکل ۸ دیده می‌شود، سنگ‌های مورد مطالعه دارای نسبت‌های کم Nb/La (۰/۹۶-۰/۲۹) و بالاتر

مطالعاتی که در سال‌های اخیر در شمال غرب ایران و البرز غربی انجام شده است تشکیل توده‌های نفوذی شوشونیتی سنوزوئیک در این مناطق را در ارتباط با منبع لیتوسفر گوشته‌ای غنی شده معرفی کرده‌اند (نباتیان و همکاران، ۲۰۱۴؛ کسترو و همکاران، ۲۰۱۳؛ آقازاده و همکاران، ۲۰۱۰). نتایج ژئوشیمی نیز نشان می‌دهد الگوی عناصر کم یاب و مقادیر ایزوتوپی توده‌های نفوذی و نیمه عمیق رشته‌کوه صلوات نیز با الگوهای مشابه پوسته‌ای (Crustal-like) شباهت دارد به عنوان مثال می‌توان به غنی‌شدگی در LILE و LREE و مقادیر نسبتاً متوسط  $^{87}Sr/^{86}Sr$  اشاره کرد. از طرفی داده‌های ایزوتوپی Nd-Sr با منطبق شدن با مقادیر بازالت‌های پوسته اقیانوسی و محدوده لیتوسفر گوشته‌ای با ویژگی‌های یک منبع گوشته‌ای نیز

فاکتورهای متاسوماتیسم کننده (سیالات و یا مذاب مشتق شده از تختال و یا رسوبات همراه با آن) و تاثیر آن بر لیتوسفر گوشته‌ای باشد (پیرس، ۱۹۸۳؛ هاوکسورس و همکاران، ۱۹۹۷؛ کمرون و همکاران، ۲۰۰۳). به علاوه داده‌های ایزوتوپی نیز منعکس کننده منبع لیتوسفر گوشته‌ای می‌باشد که حدواسط بین دو عضو انتهایی بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی HIMU و EMII قرار می‌گیرند (شکل ۷)، این ترکیب حدواسط می‌تواند نشان دهنده تاثیر رسوبات آواری (زیندلر و هارت، ۱۹۸۶) و یا نقش پوسته قاره‌ای تحتانی باشد (رودنیک و گاوو، ۲۰۰۳) در منبع گوشته‌ای غنی شده باشد. تمامی داده‌های مذکور، نشان دهنده نقش مهمی از مشتقات فرورانشی (مذاب/ سیالات) در متاسوماتیسم لیتوسفر تحت قاره‌ای پهنه ماگمایی شمال غرب ایران و غنی شدگی آن دارد.

PM, MORB نسبت به مقادیر  $(6/3-16/3)Th/Yb$  و OIB با منشاء گوشته‌ای می‌باشند (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۹؛ هافمن، ۱۹۹۷). از طرفی، مقدار بالای  $Y/Yb$  ( $9/5-12/4$ ) و  $Yb/Ta$  ( $0/4-1/6$ ) و همچنین نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd متوسط و منطبق با پشته‌های اقیانوسی با مدل‌های مشتق شده از گوشته تحت قاره‌ای هماهنگ است (ابی، ۱۹۹۰). از طرفی سنگ‌های مورد مطالعه دارای الگوی عناصر مشابه به محیط‌های فرورانش نیز می‌باشند (غنی‌شدگی LREE, LILE نسبت به HFSE) این مشاهدات همراه با مقادیر بالای  $Ti/Y$  ( $60/9-157/8$ ) و  $(23/6-33/7)La/Yb$  نقش فرایندهای غنی‌شدگی/متاسوماتیسم را در تشکیل این سنگ‌ها از یک منبع لیتوسفر گوشته‌ای تحت قاره‌ای قوت می‌دهد، به طوری که مقادیر بالای LILE نسبت به HFSE می‌تواند به دلیل تاثیر



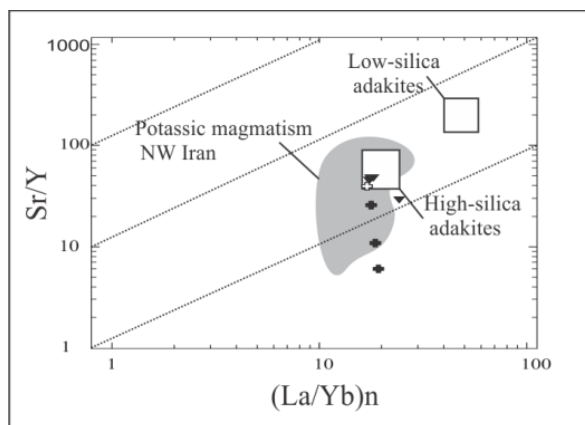
شکل ۸: نمودارهای نسبت‌های عناصر کم یاب به منظور مقایسه این نسبت‌های در سنگ‌های نفوذی و نیمه عمیق رشته‌کوه سلوات با مقادیر گوشته اولیه (PM)، پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) بازالت‌های جزائر اقیانوسی (OIB) از (سان و مک دوناق، ۱۹۸۹) و پوسته قاره‌ای تحتانی (LC)، میانی (ML) و فوقانی (UC) از (رودنیک و گاوو، ۲۰۰۳) ارائه شده است.

میرنژاد و بل، ۲۰۰۶). به علاوه، عناصر نادرخاکی و نسبت‌های آنها  $(La/Yb)$ ،  $(Dy/Yb)$  و  $(Sm/Yb)$  کاربرد بسیار وسیعی در تشخیص و ترکیب، کانی-شناسی و منشاء گوشته فوقانی دارد چرا که این

منشاء بسیاری از سنگ‌های آکالن پتاسیک از ذوب منبع گوشته‌ای معرفی شده‌اند که از فازهای پتاسیم‌دار نظیر فلوگوپیت و یا پارگازیت غنی شده-اند (فولی، ۱۹۹۲؛ کنسکائو و گرین، ۲۰۰۴؛

ماگمای پتاسیک احتمال می‌رود (ارسوی، ۲۰۱۰؛ پرلیوک و همکاران، ۲۰۰۸). در شمال غرب ایران، مطالعه بر روی ماگماتیسم پتاسیک سنوزوئیک حضور منبع مشابه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده و ذوب بخشی منبع پریدوتیتی همراه با فازهای پتاسیم‌دار را نیز تایید می‌کند (آقازاده و همکاران، ۲۰۱۰؛ شفائی مقدم و همکاران، ۲۰۱۳؛ نباتیان و همکاران، ۲۰۱۴). اما مقادیر نسبتا بالا از نسبت‌های Sr/Y و La/Yb به عنوان یکی از شاخصه‌های طبیعت کم و بیش آداکیتی در توده‌های نفوذی رشته‌کوه صلوات اشاره شد. مقدار نسبتا کمتر از Sr/Y در آداکیت‌های قاره‌ای به خصوص با تمایل پتاسیک معمول است (دفانت و درومند، ۱۹۹۰) هر چند استفاده از نسبت Sr/Y در تفکیک سری‌های آداکیتی مرسوم است اما به دلیل تحرک عنصر Sr بهتر است به موازات آن از شاخصه بهتری نظیر La/Yb استفاده شود (موین، ۲۰۰۹). در شکل ۹ مقادیر دو نسبت مذکور نشان داده شده است و با ماگماتیسم شوشونیتی با خصوصیت آداکیتی مشابه در شمال غرب ایران مقایسه شده است.

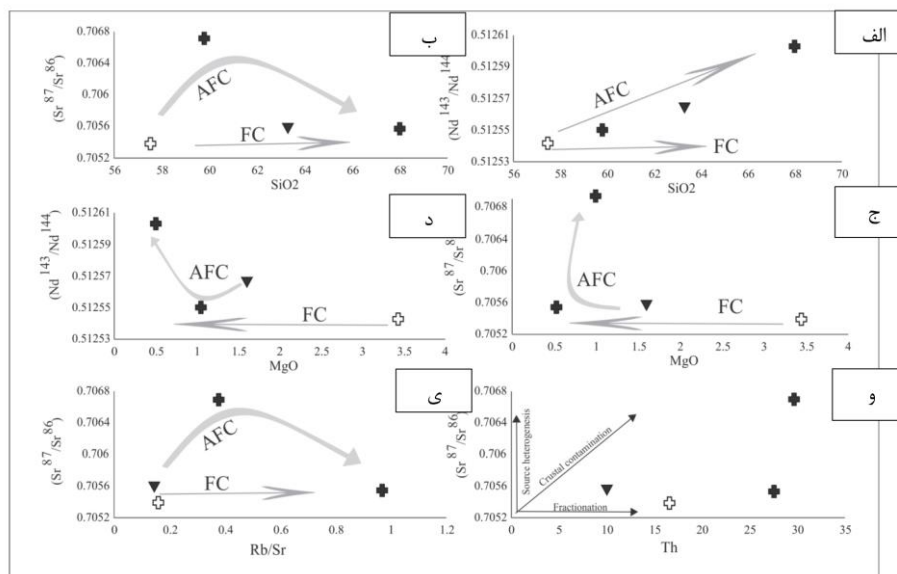
عناصر دارای ضریب‌های تقسیمی (partial coefficient) متفاوتی در پریدوتیت‌های اسپینل دار یا گارنت‌دار می‌باشند (تیرل وال و همکاران، ۱۹۹۴). به عنوان مثال نسبت Dy/Yb به عنوان شاخصی به منظور ذوب یک منبع لرزولیتی آمفیبول دار در دو محدوده پایداری اسپینل و گارنت به کار می‌رود. مقادیر بیشتر از ۲/۵ بیانگر محدوده پایداری گارنت و کمتر از ۱/۵ معرف محدوده پایداری اسپینل می‌باشد (دوگن و همکاران، ۲۰۰۵) که در نمونه‌های مورد مطالعه با مقادیر (۲/۱-۱/۵) بیانگر محدوده پایداری بین اسپینل و گارنت می‌باشد. مقدار عناصر K,Rb,Ba و Sr نیز به عنوان فاکتور مهمی در تشخیص نقش آمفیبول و فلوگوپیت در گوشته محسوب می‌شود (فورمن و گراهام، ۱۹۹۹) که در نمونه‌های مورد مطالعه مقادیر بالای Rb/Sr (۲/۲-۰/۱) در مقابل Ba/Rb (۱۰-۰/۵) بیانگر نقش احتمالی فازهای پتاسیم‌دار آمفیبول در این دسته از سنگ‌ها است. به علاوه در فلات ترکیه حضور فازهای مشابه پتاسیم‌دار فلوگوپیت و آمفیبول در منبع و نقش یک منبع گوشته‌ای متاسوماتیسم شده در تشکیل



شکل ۹: نمودار نسبت Sr/Y در مقابل  $La_{(n)}/Yb_{(n)}$  در توده‌های نفوذی و نیمه عمیق رشته‌کوه صلوات، در این نمودار محدوده ماگماتیسم پتاسیک با تمایل آداکیتی در شمال غرب ایران (کسترو و همکاران، ۲۰۱۳) به منظور مقایسه نشان داده شده است. مقادیر آداکیت‌های سیلیس پائین و بالا از موین، ۲۰۰۹ می‌باشد. علائم همانند شکل ۵ الف است.

فاکتورهای متعددی نظیر تبلور بخشی (FC)، هضم و تبلور (AFC)، ذوب با منبع غنی از این عناصر، فرایند ذوب در عمق و حضور فازهای گارنت‌دار در منشاء و یا تعامل ماگمای اسیدی با گوشته که برای نسبت‌های Sr/Y و La/Yb در نظر گرفته شده است (رپ و همکاران، ۱۹۹۹؛ موین، ۲۰۰۹). به احتمال قوی حضور گوشته متاسوماتیسم شده در تشکیل ماگمای پتاسیک به عنوان منبع اصلی شناخته شده است. فاکتور تبلور بخشی یکی از فاکتورهایی است که در تکامل ماگمای توده‌های مورد مطالعه باید در نظر گرفته شود. به عنوان مثال مقدار کم #Mg، Cr، Ni و مقادیر بالاتر K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O نسبت به آداکیت‌های معمول (دفانت و درومند، ۱۹۹۰) بیانگر فاکتور دیگری نظیر نقش تبلور نیز می‌باشد. اما مقادیر بالای LREE و LILE حضور فازهای کانی با پهنه‌بندی شیمیایی نوسانی (کلینوپیروکسن)، عدم ارتباط منسجم نسبت‌های ایزوتوپی و عناصر متغیر در فرایند تبلور، نشان می‌دهد که علاوه بر فرایندهایی نظیر تبلور بخشی و یا هضم ضمن صعود (FAC)، فاکتورهای دیگری در تشکیل این دسته از سنگ‌ها نقش داشته باشند. به عنوان مثال تغییرات عناصر اصلی و کم یاب در مقابل نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd نشان می‌دهد که فاکتور تبلور بخشی به تنهایی در تشکیل این دسته از سنگ‌ها نقش نداشته است (شکل ۹). هرچند زنولیت‌های مشاهده شده در دیوریت می‌تواند به دلیل نقش پوسته قاره‌ای ضخیم شده در بخش فوقانی لیتوسفر گوشته‌ای در حین صعود ماگما و آغشتگی با آن باشد، اما این آغشتگی با مواد پوسته-ای یکی از الگوهای رایج در محیط‌های بعد از برخورد محسوب می‌شود. مقدار نسبت‌های

ایزوتوپی استرنسیوم در این مطالعه و توده‌های مشابه در شمال غرب ایران و البرز غربی به نسبت برای نقش پوسته قاره‌ای به عنوان یک فاکتور اساسی کم می‌باشد که خود شاهدهی برای صعود سریع ماگما در پوسته قاره‌ای است. در سال‌های اخیر گروهی از سنگ‌های پتاسیک با خصوصیات آداکیتی تحت عنوان آداکیت‌های پتاسیک گزارش شده‌اند (رپ و همکاران، ۲۰۰۲؛ زی آئو و همکاران، ۲۰۰۷؛ کلیمینز و همکاران، ۲۰۰۷) که با مقادیر SiO<sub>2</sub> ۶۰٪-۷۵٪ و کم Y و Yb ولی با نسبت‌های نه چندان بالا Sr/Y و La/Yb، که با هیچ کدام از انواع آداکیت‌های کلاسیک تعریف شده (دفانت و درومند، ۱۹۹۰) و سیلیس پائین (مارتین، ۲۰۰۵) مطابقت ندارند. محیط ژئودینامیکی این دسته از سنگ‌ها محیط‌های برخوردی قاره‌ای معرفی شده است (رپ و همکاران، ۲۰۰۲). مدلی که برای منشاء این دسته از آداکیت‌ها معرفی شده است ذوب یک پوسته قاره‌ای در شرایط < ۱۰-۱۵ کیلو بار در محیط کوهزایی و یا ناشی از فرایند جدایش لایه‌ای لیتوسفر و تعامل مذاب با پریدوتیت گوشته‌ای معرفی کرده‌اند. کسترو و همکاران (۲۰۱۴) سنگ‌های پتاسیک با تمایل آداکیتی را در شمال غرب ایران معرفی می‌کند و معتقد است خصوصیات آداکیتی به ارث رسیده از مذابی است که منجر به ذوب پریدوتیت گوشته‌ای شده است. در مجموع می‌توان گفت از بین فاکتورهای معرفی شده در نسبت‌های Sr/Y و La/Yb فاکتورهای هضم و تبلور (AFC) و اثر متقابل مذاب با خصوصیات فلسیک با پریدوتیت گوشته‌ای در تکامل ماگمای توده‌های نفوذی رشته‌کوه صلوات نقش مهمی داشته‌اند (شکل ۱۰).



شکل ۱۰: نمودارهای دوتایی مقادیر  $Sr^{87}/Sr^{86}$  و  $Nd^{143}/Nd^{144}$  در مقابل عناصر اصلی  $SiO_2$  و  $MgO$  (الف-د) و عناصر کمیاب  $Rb$ ،  $Sr$ ،  $Th$  و  $Sr$  (ه-و) علائم همانند شکل ۵ الف است.

(۲۰۰۶)، ائوسن- الیگوسن (هورتون و همکاران، ۲۰۰۸)، الیگوسن-میوسن (محجل و همکاران، ۲۰۰۳؛ مک کوآری و همکاران، ۲۰۰۳) و پلیوسن (فیلیپ و همکاران، ۱۹۸۹) اما مدل‌های تکتونیکی مختلفی برای شکل‌گیری ماگماتیسم شمال غرب ایران- آناتولی شرقی ارائه شده است که همگی حاکی از نقش فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس در پی نزدیک شدن صفحه عربی با اوراسیا می-باشند.

در نهایت ماگماتیسم سنوزوئیک شمال غرب ایران را در ارتباط با محیط‌های کششی پشت کمان و یا بعد از برخورد نسبت می‌دهند (آقازاده و همکاران، ۲۰۱۱؛ اینوسنتی و همکاران، ۱۹۸۲؛ دیلک و همکاران، ۲۰۱۰؛ سنگور و همکاران، ۲۰۰۳؛ عزیزی و جهانگیری، ۲۰۰۸؛ علوی، ۱۹۹۶؛ کسکین، ۲۰۰۳). علوی (۱۹۹۶) نیز ظهور گدازه‌های بعد از پالتوسن- ائوسن را در البرز غربی به ماگماتیسم بعد از برخورد نسبت می‌دهد. بر این اساس با فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس در اواخر مزوزوئیک- سنوزوئیک حوضه پشت قوسی در حد فاصل البرز

تحولات ژئودینامیکی: اواخر مزوزوئیک-سنوزوئیک فلات ترکیه- ایران در شمال غرب ایران- آناتولی شرقی تحت تاثیر فرایندهای تکتونیکی پیچیده بوده است و در نهایت منجر به رخداد ماگماتیسم در این مناطق شده است (آقازاده و همکاران، ۲۰۱۱؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ دیلک و همکاران، ۲۰۱۰؛ سنگر و همکاران، ۲۰۰۳؛ کسترو و همکاران، ۲۰۱۳؛ کسکین، ۲۰۰۳). ماگماتیسم سنوزوئیک در فلات ماگمایی ترکیه- ایران با شباهت‌هایی در تنوع سری‌های ماگمایی همراه است؛ شباهت به ویژه در رخداد‌های ماگمایی آلکالن سنوزوئیک شمال غرب ایران با بلوک آناتولی شرقی و پونتید شرقی بیشتر است (خیرخواه و همکاران، ۲۰۰۹؛ شفائی مقدم و همکاران، ۲۰۱۳؛ کارسلی و همکاران، ۲۰۰۷؛ کسترو و همکاران، ۲۰۱۳؛ معین وزیری، ۱۹۸۵). هرچند اختلاف نظرهای بی‌شماری در مورد زمان برخورد صفحه ایرانی با عربی وجود دارد مانند کرتاسه پایانی (اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ علوی، ۱۹۹۴)، ائوسن (آقازاده و همکاران، ۲۰۱۱؛ قاسمی و تالبوت،

برخوردی در ارتباط با نازک شدگی لیتوسفر یا فرایند جدایش لایه‌ای لیتوسفر lithosphere (delamination processes) است. این مدل نیازمند حرارت لازم فرایند ذوب، در بخش گوشته-ای لیتوسفر به منظور تشکیل ماگمای شوشونیتی است. این در حالی است که وردل و همکاران (۲۰۱۱) با مقایسه ماگماتیسم سنوزوئیک البرز تفاوت در ماگمایی با خصوصیات کمان‌های آتشفشانی با سن پالتوسن- ائوسن را در ادامه مسطح شدن تختال طی فرورانش اقیانوس نئوتتیس و ماگماتیسم ناشی از آن در زمان پالتوسن- ائوسن می‌داند، وی منبع حرارتی را برای ماگماتیسم الیگوسن با خصوصیات استنوسفری، در نتیجه بالآمدگی استنوسفر گوشته‌ای در این مناطق معرفی می‌کند. به طوری که مدل وی نیز منبع حرارتی لازم به منظور ماگماتیسم پالتوسن - ائوسن را برگشتگی تختال (Slab rollback) و کشش ناشی از آن معرفی می‌کند. ذوب بخشی لیتوسفر گوشته‌ای تحت قاره‌ای تحت تاثیر شکست تختال (slab breakoff) و یا جدایش لایه‌ای لیتوسفر فاکتوری موثر در تشکیل ماگماتیسم آلکالن در پهنه ماگمایی ترکیه- ایران با خصوصیات ژئوشیمی مناطق فرورانش معرفی شده است (آیدین و همکاران، ۲۰۰۸؛ دیلک و همکاران، ۲۰۱۰؛ سنگور و همکاران، ۲۰۰۳؛ شفائی مقدم و همکاران، ۲۰۱۳؛ کارسلی و همکاران، ۲۰۰۷؛ کسترو و همکاران، ۲۰۱۳؛ کسکین، ۲۰۰۳). با توجه به مطالعاتی که در فلات ترکیه- ایران انجام شده است، مدلی که برای تشکیل سنگ‌های آلکالن رشته‌کوه صلوات می‌توان در نظر گرفت چنین است که بخش گوشته‌ای لیتوسفر تحت قاره‌ای فلات ماگمایی آذربایجان، در اثر فرایندهایی نظیر بالآمدگی منبع استنوسفری و تاثیر حرارتی آن در این مناطق نظیر شکست تختال و یا جدایش لایه‌ای

و کمان ماگمایی ارومیه-دختر به وجود می‌آید و در نتیجه بسته شدن حوزه پشت قوس مذکور، ماگماتیسم سنوزوئیک در البرز غربی تشکیل شده است. در حالیکه طبق نظر اینوسنتی و همکاران (۱۹۸۲) ماگماتیسم آتشفشانی تالش و البرز غربی را ناشی از تغییرات ژئومتری فرورانش می‌داند که در نتیجه افزایش سرعت صفحه عربی و کاهش شیب صفحه فرورانش در میوسن میانی رخ داده است. از طرفی عزیزی و جهانگیری (۲۰۰۸) و عزیزی و معین وزیری (۲۰۰۹) با مطالعه ماگماتیسم در بخش شمالی سنندج- سیرجان و شمال غرب ایران، معتقداند علاوه بر پوسته اقیانوسی نئوتتیس که بقایای آن تحت عنوان افیولیت کرمانشاه مشهود است، شاخه دیگری از اقیانوس نئوتتیس (خوی- زنجان)، به موازات شاخه اصلی نئوتتیس در حوزه کششی (پشت کمان؟) تشکیل شده است که در نهایت ماگماتیسم سنوزوئیک البرز- آذربایجان طی بسته شدن اقیانوس خوی- زنجان در این نواحی تشکیل شده‌اند. مطالعات متعددی که در سال‌های اخیر با توجه به خصوصیات ژئوشیمیایی ماگماتیسم سنوزوئیک در پهنه ماگمایی ترکیه- ایران انجام شده است حاکی از این است این دسته از سنگ‌ها دارای شواهد متاسوماتیسم و غنی شدگی در منبع می- باشند (ارسوی و همکاران، ۲۰۱۰؛ آقازاده و همکاران، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱؛ پرلیویک و همکاران، ۲۰۰۸ و ۲۰۱۳؛ شفائی مقدم و همکاران، ۲۰۱۳؛ کارسلی و همکاران، ۲۰۰۷؛ کسترو و همکاران، ۲۰۱۳). از طرفی ماگماتیسم غنی از پتاسیم لیتوسفر در ارتباط با لیتوسفر تحت قاره‌ای یکی از نتایج بالقوه ماگماتیسم در مناطق هم زمان با برخورد یا بعد از برخورد می‌باشد (اوتمن و همکاران، ۱۹۸۹)، تورنر و همکاران (۱۹۹۲) معتقداند اساس ماگماتیسم مرتبط با مناطق



می‌باشد. در نهایت ماگمای حاصله در محیط تکتونیکی کششی متاثر از رخداد‌های کوهزایی برخوردی صفحه عربی با اوراسیا و یا همزمان با برخورد جای گرفته شده است.

داشته است. شباهت نسبت‌های ایزوتوپی در توده‌های نفوذی رشته کوه سلوات و سایر توده‌های نفوذی آلکالن گزارش شده در البرز غربی و شمال غرب ایران بیانگر منشاء یکسان و احتمالاً تکامل ژئودینامیکی یکسان در تشکیل این دسته از سنگ‌ها می‌باشد. ماگمای سازنده توده‌های نفوذی شوشونیتی در رشته کوه سلوات در محیط کششی بعد از برخورد صفحه عربی با اوراسیا طی فرایند نازک شدگی پوسته از ذوب بخشی منبع پریدوتیتی متاسوماتیسم شده تحت قاره‌ای تشکیل شده است.

#### منابع

-Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K., 2011. Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland, The Shaivar-Dagh plutonic complex Alborz belt, Iran: Geological Magazine, v. 148, p. 980-1008.  
-Aghazadeh, M., Castro, A., Omrani, N.R., Emami, M.H., Moinvaziri, H. and Badrzadeh, Z., 2010. The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 38, p. 199-219.  
-Ahmadzadeh, G., Jahangiri, A., Lentz, D. and Mojtahedi, M., 2010. Petrogenesis of Plio-Quaternary post collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 39, p. 37-50.  
-Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: American Journal of Science, v. 304, p. 1-20.

لیتوسفر در طی ائوسن-الیگوسن، متحمل درجاتی از ذوب بخشی شده است. خصوصیات ژئوشیمی و نسبت‌های ایزوتوپی نیز بیانگر نقش منبع لیتوسفر گوشته‌ای غنی شده در تشکیل توده‌های نفوذی رشته کوه سلوات و آغشتگی آن با مذاب فلسیک

#### نتیجه گیری

توده‌های نفوذی و نیمه عمیق در رشته کوه سلوات با ترکیب سنگ‌شناسی البوین مونزوگابرو، مونزویت، دیوریت و آلکالی فلدسپار سینیت دارای طبیعت پتاسیک (شوشونیتی) می‌باشند. هرچند تمایلات آداکیتی ملایم مشاهده شده نشان می‌دهد که علاوه بر فرایندهای تبلور بخشی و هضم، ماهیت منبع گوشته‌ای در تشکیل این دسته از سنگ‌ها نقش

-Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in Northern Iran: Journal of Geodynamics, v. 21, p.1-33.  
-Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations: Tectonophysics, v. 229, p. 211-238.  
-Alberti, A.A., Comin-Chiaramonti, P., Dibattistini, G., Nicoletti, M., Petrucciani, C. and Siniqoi, S., 1976. Geochronology of the eastern Azarbaijan volcanic plateau (north- west Iran): Rendiconti della Societa Italiana di Mine et Petr, v. 32, p. 579-589.  
-Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accomodation of the late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran: Journal of Structural Geology, v. 25, p. 659-672.  
-Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M. and Homam, S.M., 2011. Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis

- of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran): *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 41, p. 283–296.
- Avagyan, A., Sosson, M., Philip, M.H., Karakhanian, A., Rolland, Y., Melkonyan, R., Rebai, S. and Davtyan, V., 2005. Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data: *Geodinamica Acta*, v. 18, p. 401-416.
- Avanzinelli, R., Elliott, T., Tommasini, S. and Conticelli, S., 2008. Constraints on the genesis of potassium-rich Italian volcanic rocks from U/Th disequilibrium: *Journal of Petrology*, v. 49, p.195-224.
- Aydin, F., Karsli, O. and Chen, B., 2008. Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey: *Lithos*, v. 104, p. 249-266.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran: *Journal Geodynamic*, v. 47, p. 167-179.
- Azizi, H. and Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: *Journal Geodynamic*, v. 45, p. 178-190.
- Azizi, H., Moinevaziri, H., Mohajjel, M. and Yagobpoor, A., 2006. PTt path in metamorphic rocks of the Khoy region (northwest Iran) and their tectonic significance for Cretaceous–Tertiary continental collision: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 27, p.1-9.
- Babakhani, A.R., Lesquyer, J.L. and Rico, R., 1990. Geological map of Ahar quadrangle (scale 1:250,000): Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.18, p. 210-265.
- Cameron, B.I., Walker, J.A., Carr, M.J., Patino, L.C., Matias, O. and Feigenson, M.D., 2003. Flux versus decompression melting at stratovolcanos in southeastern Guatemala, *Journal of Volcanology and Geothermal, Research*, v. 119, p. 21–50.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M., 2013. Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NWIran, An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source, v. 180-181, p. 109-127.
- Clemens, J.D., Kovalenko, A.V. and Xiao, L., 2007. Experimental constraints on the origin of potassic adakite and sanukitoid magmas, Sixth International Hutton Conference on granitic rocks, Stellenbosch, South Africa.
- Conceicao, R. V. and Green, D. H., 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopiteþpargasite lherzolite: *Lithos*, v.72, p. 209-229.
- Deniel, C., Aydar, E. and Gourgaud, A., 1998. The Hasan Dagi stratovolcano (Central Anatolia, Turkey), evolution from calc-alkaline to alkaline magmatism in a collision zone: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 87, p. 275–302.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran, Constraints on the Arabian–Eurasian continental collision: *Lithos*, v. 115, p. 190-204.
- 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.
- Delavari, M., Amini, S., Schmitt, A., McKeegan, K. and Harrison, T.M., 2014. U–Pb geochronology and geochemistry

- of Bibi-Maryam pluton, eastern Iran: Implication for the late stage of the tectonic evolution of the Sistan Ocean: *Lithos*, v. 200-201, p. 197-211.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S., 2010. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region, collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint, *International Geology Review*, v. 52, p. 536-578.
- Duggen, S., Hoernle, K., Bogaard, P.V.D. and Garbe-schönberg, D., 2005. Post-collisional transition from subduction to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean, evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere: *Journal of Petrology*, v. 46, p. 1155-1201.
- Eby, G.N. 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis, *Lithos*, v. 26, p. 115-134.
- Eftekharneshad, J., 1975. Brief description of tectonic history and structural development of Azarbaijan, Internal Report to the Ministry of Mines, Geological Survey of Iran, (in persian).
- Ersoy, E.Y., Helvacı, C. and Palmer, M.R., 2010. Mantle source characteristics and melting models for the early-middle Miocene mafic volcanism in Western Anatolia: implications for enrichment processes of mantle lithosphere and origin of K-rich volcanism in postcollisional settings: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 198, p. 112-128.
- Foley, S.F., 1992. Petrogenetic characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints: *Lithos*, v. 28, p.187-204.
- Fowler, M.B. and Henney, P.J., 1996. Mixed Caledonian appinite magmas, implications for lamprophyre fractionation and high Ba -Sr granite genesis, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 126, p. 199 - 215.
- Frost, B.F. and Frost, C.D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks: *Journal of petrology*, v. 49, p. 1955-1969.
- 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.
- Galoyan, G., Rolland, Y., Sosson, M., Corsini, M., Billo, S., Verati, C. and Melkonyan, R., 2009. Geology, geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): Evidence for Jurassic Back-arc opening and hot spot event between the South Armenian Block and Eurasia: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 34, p. 135-153.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran): *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 26, p. 683-693.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, Springer, Berlin, p. 390.
- Güleç, N., 1991. Crust-mantle interaction in western Turkey, implications from Sr and Nd geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics: *Geological Magazine*, v. 128, p. 417-435.
- Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry, the message from oceanic volcanism, *Nature*, v. 385, p. 219-229.
- Hart, S., Hauri, E.H., Oschmann, L.A. and Whitehead, J.A., 1992. Mantle plumes and entrainment: *Science*, v. 256, p. 517-520.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W. and van Calsteren, P., 1997. U-Th isotopes in arc magmas, implications for element transfer from the subducted crust: *Sciences*, v. 276, p. 551-555.

- Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M.D., Zamanzadeh, S.M. and Grove, M., 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics: *Tectonophysics*, v. 451, p. 97-122.
- Iddings, J.P., 1892. The origin of igneous rocks: *The Bulletin of the Philadelphia County Dental Society*, v. 12, p. 89 – 213.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G. and Villari, L., 1982. Anatolia and north western Iran, In: Thorpe R.S. (Ed.): *Andesites*, Wiley, p. 327-349.
- Ionov, D.A., Griffin, W.L. and O'Reilly, S.Y., 1997. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle: *Chemical Geology*, v. 141, p. 153-184.
- Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 30, p. 433-447.
- Karsli, O., Dokuz, A., Kaliwoda, M., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R. and Fehr, K., 2014. Geochemical fingerprints of Late Triassic calc-alkaline lamprophyres from the Eastern Pontides, NE Turkey: A key to understanding lamprophyre formation in a subduction-related environment: *Lithos*, v.196-197 p. 181-197.
- Karsli, O., Chen, B., Aydin, F. and Şen, C., 2007. Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a postcollision extensional setting: *Lithos*, v. 98, p. 67-96.
- Keskin, M., 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction–accretion complex, an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey: *Geophysical Research Letters*, v. 30, p.1-4.
- Kheirkhah, M., Allen, M. and Emami, M., 2009. Quaternary syn-collision magmatism from the Iran–Turkey borderlands: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 182, p. 1-12.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid, relationships and some implications for crustal evolution: *Lithos*, v. 79, p.1–24.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tavakoli, F., Nankali, H. and Vernant, P., 2006. Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 252, p. 180-188.
- McCulloch, M.T., Kyser, T.K., Woodhead, J.D. and Kinsley, L., 1994. Pb–Sr–Nd–O isotopic constraints on the origin of rhyolites from the Taupo Volcanic Zone of New Zealand, evidence for assimilation followed by fractionation of basalt, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 115, p. 303–312.
- McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C. and Wernicke, B.P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions: *Geophysical Research Letters*, v. 30, p. 20-36.
- Mirnejad, H. and Bell, K., 2006. Origin and source evolution of the Leucite Hills lamproites, Evidence from Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions: *Journal of Petrology*, v. 47, p. 2463-2489.
- Middlemost, E.A.K., 1975. The basalt clan, *Earth Science Reviews*, v. 11, p. 337-364.

- 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*, v. 4, p. 397-412.
- Moinevaziri, H., Khalili Marandi, SH. and Brousse, R., 1991. Importance doun volcanism potassique, au Miocene Superier, en Azerbaijan, Iran: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 313, p.1603-1610.
- Moinvaziri, H., 1985. *Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran*, PhD Thesis Université Paris-Sud, Orsay, France.
- Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes, *Canadian Mineralogy*, v. 27, p. 143-156.
- Morrison, G.W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association: *Lithos*, v. 13, p. 97-108.
- Moyen, J.F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”: *Lithos*, v. 112, p. 556–574.
- Muller, D., Heithersay, P.S. and Groves, D.I., 1994. The shoshonite porphyry Cu – Au association in the Goonumbla District, N.S.W.: *Australia Mineral Petrology*, v.51, p. 299 -321.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S.Y., Von Quadt, A. and Bernroider, M., 2014. petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: *Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints: Lithos*, v.184-187, p. 324-345.
- Othman, D. B., White, W. M. and Patchett, J., 1989. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust–mantle recycling, *Earth and Planetary Science Letters*, v.94, p.1–21.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth, C.J., Norry, N.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths: Shiva, Cheshire*, p. 230–249.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., DeLong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell, J.G., 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 44, p.189–229.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A. and Gorshkov, A., 1989. The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision: *Tectonophysics*, v. 161, p. 1–2.
- Pin, C., Gannoun, A. and Dupont, A., 2014. Rapid, simultaneous separation of Sr, Pb, and Nd by extraction chromatography prior to isotope ratios determination by TIMS and MC-ICP-MS: *J.Anal.At. Spectrom*, v. 29, p. 1858-1870.
- Prelevic, D., Jacob, D.E. and Foley, S.F., 2013. Recycling plus, A new recipe for the formation of Alpine–Himalayan orogenic mantle lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 362, p. 187-197.
- Prelević, D., Foley, S.F., Romer, R.L. and Conticelli, S., 2008. Mediterranean Tertiary lamproites, multi component melts in post-collisional geodynamics: *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 72, p. 2125-2156.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D. and Applegate, G.S., 1999. Reaction between slabderived melts and peridotite in the mantle wedge, experimental constraints at 3.8 GPa: *Chemical Geology*, v. 160, p. 335–356.
- Rapp, R., Xiao, L. and Shimizu, N., 2002. Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in

- eastern China, *Acta Petrologica Sinica*, v. 18, p. 293–302
- Rock, N.M.S., 1991. Lamprophyres, Thomson Litho Ltd, East Kilbride.
- Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J. and Palacz, Z.A., 1992. Phlogopite in the generation of olivine-melilitites from Namaqualand, South Africa and implications for element fractionation processes in the upper mantle: *Lithos*, v. 28, p. 347–365.
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. The composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust*: Elsevier-Pergamon, Oxford, p. 1-64.
- Soltanmohammadi, A., Rahgoshay, M. and Zadsaleh, M., 2013. Detection of silica-undersaturated igneous rocks by using remote sensing techniques: a case study in the Salavat Mountain, NW of Iran, 4<sup>th</sup> ISGC, abstract book, p. 135.
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Zor, E. and Genç, T., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, N–S shortened domal structure: *Geophysical Research Letters*, v. 30 (24), p. 80451-80454.
- Şengör, A.M.C. and Yilmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach: *Tectonophysics*, v. 75, p.181–241.
- Şengör, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T. and Hsu, K. J., 1988. The Tethyside orogenic collage, In: M. G., Audley-Charles and A., Hallam (Eds.): *Gondwana and Tethys*: Geological Society and Oxford University Press, Special Publication of the Geological Society, v. 37, p. 119-181.
- Shafaii Moghadam, H., Ghorbani, G., Zakikhedr, G., Fazlnia, N., Chiaradia, M., Eyuboglu, Y., Santosh, M., Galindo Francisco, C., Lopez Martinez, M., Gourgaud, A. and Arai, S., 2013. Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: Implications for geodynamic evolution of the Turkish–Iranian High Plateau: *Gondwana Research*, v. 26, p. 1028-1050.
- Smith, E.I., Sanchez, A., Walker, J.D. and Wang, K., 1999. Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field Utah, implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle: *Journal of Geology*, v. 107, p. 433-448.
- Stampfli, G. M., Marcoux, J. and Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 87, p. 373-409.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name: *Earth Science Review*, v. 12, p.1 – 33.
- Stöcklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz Mountains: Geological Society of London, Special Publication, v. 4, p. 213-234.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*: Geological Society of London, Special Publications, v. 42, p. 313-345.
- Thirlwall, M. F., Upton, B. G. J. and Jenkins, C., 1994. Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume—Sr–Nd–Pb isotope chemistry of Tertiary basalts, NE Greenland: *Journal of Petrology*, v. 35, p.839-879.
- Turner, S.P., Sandford, M. and Foden, J., 1992. Some geodynamic and compositional constraints on postorogenic magmatism: *Geology*, v. 20, p. 931- 934.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran: *Tectonics*, v. 30, p. 30-48.

-Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*: Oxford University Press, Oxford, p. 466.

-Wyllie, P.J. and Sekine, T., 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization, *contribution mineral petrology*, v. 79, p. 375- 380.

-Xiao, L., Zhang, H.F., Clemens, J.D., Wang, Q.W., Kan, Z.Z. and Wang,

K.M., 2007. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau, geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution: *Lithos*, v. 96, p. 436-452.

-Zindler, A. and Hart, S.R., 1986. *Chemical geodynamics: Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 14, p. 493-571.