

# سنگ شناسی و سن سنجی U-Pb زیرکن در مجموعه نفوذی مارفیون، باختر کاشان

مریم هنرمند<sup>۱</sup>، نعمت‌اله رشیدنژاد عمران<sup>۲</sup>، محمدحاشم امامی<sup>۳</sup> و قاسم نباتیان<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

<sup>۳</sup> دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر، تهران، ایران

<sup>۴</sup> استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۲/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۶/۲۱

## چکیده

مجموعه گرانیتوئیدی مارفیون بخشی از پلوتونیزم تشریری است که در بخش مرکزی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر قرار گرفته است. این مجموعه نفوذی شامل چهار توه اصلی است؛ توده میکرودیوریتی تا میکروموزودیوریتی مزوش که به صورت رخنمون‌های مجزا در بخش باختری منطقه قرار دارند؛ توده دایره‌ای شکل تونالیت مارفیون که بیشترین گستردگی را در منطقه نشان می‌دهد، توده تونالیت پودلگ که به صورت توده‌ای کشیده در امتداد شمالی- جنوبی رخنمون دارد و توده کوارتز دیوریت قاهر. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک از دید ویژگی‌های ژئوشیمیایی همانند گرانیتوئید میزبان هستند و در همه بخش‌های توده‌های مارفیون و بخش‌هایی از توده‌های قاهر و پودلگ دیده می‌شوند. از دید ویژگی‌های ژئوشیمیایی، این مجموعه نفوذی متاآلمین، نوع I و متعلق به سری کالک‌آلکان با پتاسیم پایین تا متوسط است. با استفاده از سن سنجی U-Pb زیرکن، سن‌های تقریبی ۵۰ میلیون سال برای توده میکرودیوریتی تا میکروموزودیوریتی مزوش و ۱۸ میلیون سال برای توده‌های تونالیتی مارفیون، پودلگ و کوارتز دیوریتی قاهر به دست آمده است. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای توده میکرودیوریت مزوش به سن ائوسن، حاصل ذوب بخشی پوسته زیرین و آمیختگی آن با مذاب‌های گوشته‌ای، در محیط حاشیه فعال قاره‌ای است. توده‌های میوسن منطقه نیز حاصل ذوب پوسته زیرین تحت تأثیر مذاب‌های گوشته‌ای، در یک محیط پس از برخورد هستند. میکرودیوریت مزوش الگوی کمتر تفریق‌یافته‌ای از عناصر خاکی کمیاب، نسبت به توده‌های میوسن منطقه نشان می‌دهد. شواهد ژئوشیمیایی نشان از پتروژنز همانند تونالیت‌ها و کوارتز دیوریت‌هاست. توده‌های نفوذی مارفیون، قاهر، پودلگ و آنکلاوهای آنها مقادیر به نسبت بالایی  $Al_2O_3$  و نسبت‌های بالایی  $Na_2O/K_2O$  و فراوانی به نسبت بالایی از عناصر خاکی کمیاب سبک نشان می‌دهند که همانند با مذاب‌های بخشی حاصل از سنگ‌های متابازالیتی هستند. بر این اساس، تصور می‌شود که ماگماهای تونالیتی و کوارتز دیوریتی از ذوب بخشی یک منبع مشترک در پوسته زیرین و فرایند ذوب آب‌زدایی آمفیبول، منشأ گرفته‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** گرانیتوئید مارفیون، نوع I، ذوب بخشی، پس از برخورد، کمان ماگمایی ارومیه- دختر.

E-mail: Rashid@modares.ac.ir

\*نویسنده مسئول: نعمت‌اله رشیدنژاد عمران

## ۱- پیش‌گفتار

منطقه، امکان بررسی رخدادهای و تعیین تکوین پهنه یادشده ممکن می‌شود. از پژوهش‌های که به‌طور اختصاصی به ویژگی‌های این مجموعه نفوذی پرداخته‌اند، می‌توان به دو پایان‌نامه کارشناسی ارشد از طهماسبی نمکی (۱۳۸۲) و ملکی (۱۳۸۶) اشاره کرد. در هر دو پایان‌نامه یادشده، تنها به مطالعه توده تونالیتی مارفیون و توده میکرودیوریتی مزوش پرداخته و در پایان، ضمن هم‌سن در نظر گرفتن این دو توده، چگونگی تشکیل این توده‌ها، در ارتباط با تفریق از یک ماگمای بازالتی حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده و یا گوه گوشته‌ای عنوان شده است. در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی و سن‌سنجی، به بررسی پتروژنز توده‌های نفوذی، منشأ ماگماهای مادر و جایگاه زمین‌ساخت- ماگمایی این بخش از پهنه ماگمایی ارومیه- دختر پرداخته شود.

## ۲- زمین‌شناسی عمومی

کهن‌ترین واحدهای منطقه شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک هستند که به صورت ناپیوسته در زیر آهک‌های کرتاسه قرار گرفته‌اند (شکل ۱). واحدهای سنگی ائوسن، که شامل واحدهای آتشفشانی و آذرآواری با میان‌لایه‌های شیلی هستند، نیز با ناپیوستگی روی آهک‌های کرتاسه قرار گرفته‌اند. مجموعه نفوذی مارفیون از توده‌های جدا تشکیل شده است که درون سنگ‌های آتشفشانی، رسوبی و آذرآواری چین‌خورده آندزیت، شیل و توف‌های با ترکیب اسیدی و میانه نفوذ کرده‌اند (شکل ۲). توده میکرودیوریتی مزوش به صورت رخنمون‌های مجزا در منطقه دیده می‌شود که به درون آندزیت‌ها و توف‌های سبز تا خاکستری میزبان نفوذ کرده و موجب

نوار کوهزایی زاگرس در اثر فرورانش و بسته شدن اقیانوس نوتیس در میان صفحات عربی و اوراسیا تشکیل شده است (Ricou et al., 1977; Alavi, 1994; Berberian & King, 1981; Sengor et al., 1988; Dercourt et al., 1993; Agard et al., 2005; Hafkenscheid et al., 2006).

زمان این برخورد بسیار بحث‌برانگیز بوده و از کرتاسه پسین (Berberian & King, 1981) تا میوسن (Berberian & Berberian, 1981) و یا پلیوسن پایانی (Stocklin, 1968) عنوان شده است. برخی از پژوهشگران رخدادهای برخورد اولیه را در ائوسن پایانی- الیگوسن (برای نمونه Agard et al., 2005; Vincent et al., 2005; Ballato et al., 2010) و برخی دیگر همچون Verdel et al. (2011) در میوسن پیشنهاد کرده‌اند. یکی از بخش‌های نوار کوهزایی زاگرس، پهنه ماگمایی ارومیه- دختر است. پهنه ارومیه- دختر میزبان فعالیت ماگمایی عظیم تشریری است که ویژگی‌های کمان‌های ماگمایی (Berberian & Berberian, 1981; Berberian et al., 1982; Emami, 2000) و یا نوع جزایر کمانی (Shahabpour, 2005) را نشان می‌دهد. از دید مقایسه حجمی، سنگ‌های آتشفشانی بیشتر مربوط به زمان ائوسن هستند (Shahabpour, 2005) و کهن‌ترین آنها در ابتدای ائوسن فوران کرده‌اند (Verdel et al., 2011). در برابر آن، توده‌های نفوذی زیادی در زمان الیگومیوسن در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر جایگزین شده‌اند (Berberian & Berberian, 1981). با توجه به اینکه مجموعه نفوذی مارفیون در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر قرار گرفته است و با توجه به گوناگونی سنگی این

و برای سن‌سنجی U-Pb زیرکن به روش ID-TIMS به دانشگاه اسلو (Oslo) در کشور نروژ ارسال شدند. نتایج سن‌سنجی نمونه‌های منطقه در جدول ۲ نمایش داده شده است.

#### ۴- سن‌سنجی زیرکن

چهار نمونه از توده‌های نفوذی میکرودیوریت مزوش، تونالیت ماریفون، کوارتز دیوریت قاهر و تونالیت پودلگ برای سن‌سنجی به روش U-Pb زیرکن انتخاب شدند. نتایج حاصل از تجزیه سن‌سنجی زیرکن در شکل ۳ و جدول ۲ ارائه شده است. بلورهای شفاف نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار زیرکن در نمونه HN5-5 مربوط به توده میکرودیوریتی مزوش نیز مورد تجزیه U-Pb قرار گرفتند و سنی معادل با  $498/14 \pm 49/0$  میلیون سال را برای تبلور این توده میکرودیوریتی نشان دادند.

میانگین سنی به‌دست آمده برای نمونه تونالیت ماریفون  $182/21 \pm 1/20$  میلیون سال است که می‌توان به‌عنوان سن تبلور این توده نفوذی در نظر گرفت. سن‌های به‌دست آمده از زیرکن‌های موجود در نمونه HN5-45 از توده تونالیت پودلگ، همگی نزدیک به هم است و سن  $179/9 \pm 1/03$  را نشان می‌دهند. تجزیه‌های U-Pb انجام‌شده روی دانه‌های زیرکن از نمونه مربوط به توده قاهر، سن  $182/21 \pm 1/4$  میلیون سال را برای تبلور این توده کوارتز دیوریتی نشان می‌دهد. نمونه‌های زیرکن موجود در توده‌های نفوذی ماریفون و قاهر زیرکن موروثی نیز دارند. زیرکن موروثی موجود در نمونه HN5-15 سن  $820$  میلیون سال و زیرکن‌های موروثی در نمونه HN2-66 نیز سن  $700$  تا  $500$  میلیون سال را نشان می‌دهند. همچنین، سن‌های به‌دست آمده برای توده‌های تونالیت ماریفون، پودلگ و کوارتز دیوریت قاهر، با تعیین سن  $17$  تا  $19$  میلیون سال (Amidi, 1975) برای توده‌های گرانیتی همسان با این توده‌ها که بخشی از کوه‌های کرکس در نطنز را پدیدار ساخته‌اند، نیز هماهنگ است. با توجه به مطالب یادشده، پلوتونیم در چهار گوش مورد مطالعه در دو مرحله اصلی انجام شده است. مرحله اول در زمان ائوسن آغازی با پیدایش توده نفوذی مزوش در  $50$  میلیون سال پیش (ائوسن زیرین) شروع و با جایگزینی پی‌درپی و از دید زمانی، نزدیک به هم مذاب‌های گرانیتیویدی در میوسن دنبال شده است.

از سوی دیگر، با توجه به طیف محدود (پرکامبرین - کامبرین) سن‌هایی که از زیرکن‌های موروثی در توده‌های ماریفون و قاهر به‌دست آمده است، می‌توان یک منبع مشترک آذرین در پوسته زیرین با سن تقریبی پرکامبرین را برای ماگماهای مادر این توده‌ها در نظر گرفت. چرا که زیرکن‌های موروثی، که مربوط به منابع پوسته‌ای با ترکیب رسوبی هستند، معمولاً طیف سنی بسیار گسترده‌ای را نشان می‌دهند. برای نمونه ماگماهای مادر گرانیت‌های نوع S در کمر بند Variscan در آمریکا، که از منابع رسوبی ایجاد شده‌اند، زیرکن‌های موروثی دارند که از دید طیف سنی شامل پروتوزویک آغازین تا پالئوزویک آغازین (Chen et al., 2003) هستند. چنین طیف گسترده سنی نشان‌دهنده منشأ گرفتن ماگماها از منبعی است که از دید سنی بسیار غیریکنواخت است.

#### ۵- سنگ‌نگاری

توده نفوذی و نیمه ژرف مزوش، با ترکیب میکرودیوریت تا میکرومونوزودیوریت، در باختر توده ماریفون و در نزدیکی روستای مزوش، رخنمون دارد. این توده نیمه ژرف به میزان زیادی دچار دگرسانی شده که احتمالاً مربوط به تأثیر نفوذ توده ماریفون است. سنگ‌های توده مزوش دانه‌ریز تا دانه‌متوسط هستند و بافت پورفیرویدی نشان می‌دهند (شکل ۴- الف). کانی‌های اصلی این سنگ‌ها آمفیبول و پلاژیوکلاز هستند. بلورهای پلاژیوکلاز به میزان زیادی سرسیتی و سوسوریتی شده‌اند. آمفیبول‌ها نیز تا حدودی به کلسیت، اپیدوت و کانی‌های تیره (احتمالاً اکسید آهن تجزیه شده‌اند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل اسفن، آپاتیت، کانی‌های تیره و به میزان کمتری زیرکن است.

تشکیل کانی‌های ثانویه کلریت، اپیدوت و رگچه‌های اکتینولیتی در این سنگ‌ها شده است. توده ماریفون بزرگ‌ترین توده نفوذی در منطقه مورد مطالعه است (شکل ۱). ترکیب توده در همه بخش‌های آن تونالیت است. دایک‌هایی از این توده در سنگ‌های میزبان نفوذ کرده (شکل ۲- الف) و محلول‌های گرمایی حاصل از نفوذ این توده و دایک‌های آن در سنگ‌های میزبان توفی اثر گذاشته و در برخی موارد، به‌ویژه در بخش‌های باختری، موجب تشکیل گارنت با ترکیب گراسولار-آندرادیت و کلینوپروکسن با ترکیب دیوپسید شده است. در همبری این توده با سنگ‌های آتشفشانی و آذر آواری میزبان، سنگ‌های توده دانه‌ریزتر است و در برخی موارد قطعاتی از سنگ میزبان درون توده (نزدیک به حاشیه) دیده می‌شود. توده ماریفون در بخش‌های حاشیه‌ای دارای مقادیر کم بیوتیت است و به تدریج به سوی بخش‌های مرکزی به میزان قابل توجهی بر فراوانی بیوتیت در این سنگ‌ها افزوده می‌شود.

توده نفوذی قاهر در جنوب توده نفوذی ماریفون قرار گرفته و دارای ترکیب کوارتز دیوریت است. در بیشتر بخش‌ها، همبری این توده با سنگ‌های میزبان به صورت گسلی است. با توجه به الگوی گسل‌های منطقه که در تصاویر ماهواره‌ای نیز به خوبی قابل تشخیص است، به نظر می‌رسد که گسل‌ها نقش مهمی در جایگزینی این توده داشته‌اند (شکل ۱). سنگ‌های این توده نسبت به توده ماریفون کمی ریزبلورتر هستند که خود تأییدی بر نقش گسل‌ها در بالا آمدگی به نسبت سریع مذاب کوارتز دیوریتی (در مقایسه با توده ماریفون) است. با توجه نبود همبری میان این توده و توده ماریفون، نمی‌توان به‌طور مستقیم در مورد تقدم و تأخر جایگزینی این دو توده نسبت به هم اظهار نظر قطعی کرد. توده قاهر در بیشتر بخش‌ها بدون بیوتیت است و تنها در بخش‌های مرکزی و تحول‌یافته‌تر این توده، نمونه‌های بیوتیت‌دار دیده می‌شوند. توده پودلگ که در جنوب توده کوارتز دیوریتی قاهر قرار گرفته (شکل ۱) دارای ترکیب تونالیتی است. در ابتدا تصور می‌شد که توده یادشده حاصل تفریق توده کوارتز دیوریتی قاهر است. ولی با توجه به مطالعات صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای این فرضیه قابل تأیید نیست. زیرا همبری توده پودلگ با توده قاهر در بیشتر بخش‌ها گسلی است و در دیگر بخش‌ها نیز همبری آشکار و غیر تدریجی میان این دو توده دیده می‌شود که در برخی موارد زبانه‌هایی از توده پودلگ به درون توده قاهر نفوذ کرده است. از سوی دیگر توده پودلگ، همانند توده قاهر، به نظر می‌رسد تاریخچه تفریق مجزایی دارد؛ به گونه‌ای که در حاشیه بدون بیوتیت است و به سوی مرکز، نمونه‌ها تحول یافته‌تر و دارای بیوتیت می‌شوند. توده‌های قاهر و پودلگ در بخش‌هایی که همبری غیر گسلی با سنگ‌های میزبان داشته‌اند موجب کلریتی و اپیدوتی شدن توف‌ها و ورود رگه‌های سیلیسی از این توده‌ها به سنگ‌های میزبان شده است. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) با ترکیب کوارتز دیوریت تا دیوریت در همه بخش‌های توده ماریفون و به مقدار کمتر در توده‌های قاهر و پودلگ دیده می‌شوند. حاشیه سردشده در آنکلاوهای منطقه به‌خوبی دیده نمی‌شود. اندازه آنکلاوها در توده ماریفون از حدود  $5$  سانتی‌متر تا چند دسی‌متر دیده می‌شوند (شکل ۲- ب). آنکلاوهای موجود در توده‌های قاهر و پودلگ به نسبت کوچک‌تر و از دید طیف اندازه، معمولاً در حد  $3$  سانتی‌متر تا  $20$  سانتی‌متر هستند.

#### ۳- روش‌های پژوهش

بر پایه بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری و مطالعات دقیق سنگ‌نگاری،  $16$  نمونه مناسب از بخش‌های مختلف مجموعه نفوذی مورد نظر، که دچار هوازدگی و دگرسانی کمتری شده بودند، برای تجزیه شیمیایی به روش ICP-Ms انتخاب و در آزمایشگاه Continental Dynamics در دانشگاه شمال باختر (Northwest University) در کشور چین مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند (جدول ۱). برای پی بردن به سن توده‌های نفوذی و بحث در مورد رویدادهای پلوتونیم در منطقه نیز  $4$  نمونه از توده‌های مزوش، ماریفون، قاهر و پودلگ انتخاب

دگرسانی کانی‌های مافیک در میان مجموعه کانی‌ها پراکنده است. بلورهای آپاتیت با فراوانی کم و به صورت میانبار در درون پلاژیوکلازها و دیگر کانی‌ها حضور دارند.

## ۶- ژئوشیمی

برای رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های منطقه از نمودار R1-R2 (De la Roche et al., 1980) استفاده شد (شکل ۵- الف). در نمودار AFM از Irvine & Baragar (1971) و نمودار A/NK در برابر A/CNK از Maniar & Picooli (1989) مجموعه نفوذی به ترتیب در محدوده‌های کالک آلکان (شکل ۵- ب) و متآلومین (شکل ۵- ج) قرار می‌گیرند که I-type بودن این مجموعه گرانیتویدی را تأیید می‌کند. مقادیر  $\text{SiO}_2$  در همه نمونه‌ها میان ۵۲/۸۴ تا ۶۶/۹۵ نوسان دارد. در نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در شکل ۶ روند نمونه‌های توده مزوش در برخی نمودارها همانند روند توده‌های میوسن منطقه و در برخی دیگر مانند  $\text{FeO}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و تا حدی در  $\text{MgO}$ ، متفاوت است. به‌طور کلی نمونه‌های مربوط به توده میکرودیوریتی مزوش نسبت به نمونه‌های توده‌های ماریفون، پودلگ و قاهر  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  بیشتر و  $\text{K}_2\text{O}$  کمتری دارند. نمونه‌های مربوط به توده‌های نیاسر، پودلگ، قاهر و آنکلاوها یک رابطه تقریباً خطی نشان می‌دهند (شکل ۶). روند کاهشی در نمودار  $\text{CaO}$  در برابر سیلیس مربوط به شرکت کلسیم در ساختار پلاژیوکلازها با آتورتیت بالاتر است. این در حالی است که فراوانی  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در نمونه‌های گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و آنکلاوها تغییر چندانی نشان نمی‌دهد. چرا که فراوانی پلاژیوکلازها (اعم از کلسیک و سدیک) در همه نمونه‌های این سنگ‌ها تفاوت زیادی ندارد. در نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  نیز (شکل ۶) همه نمونه‌ها در محدوده پتاسیم پایین تا متوسط قرار می‌گیرند. در همه نمودارهای هارکر، نمونه‌های مربوط به توده‌های میوسن منطقه و همچنین آنکلاوها تقریباً در یک روند قرار می‌گیرند که می‌تواند نشانه خویشاوندی نمونه‌های یادشده با یکدیگر باشد.

نمودارهای شکل ۷ مربوط به فراوانی عناصر کمیاب در برابر  $\text{SiO}_2$  است. در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر  $\text{SiO}_2$  نیز نمونه‌های میکرودیوریت مزوش در مقادیر عنصر Nb تفاوت چندانی با نمونه‌های توده‌های ماریفون و قاهر نشان نمی‌دهند. در حالی که مقادیر عنصر Zr در نمونه‌های توده مزوش بیشتر از نمونه‌های ماریفون و قاهر هستند. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، نمونه‌های مربوط به توده‌های میوسن منطقه، در نمودارهای Sr و V در برابر  $\text{SiO}_2$  روند کاهشی نشان می‌دهند. با توجه به جانشینی Sr به جای کلسیم در پلاژیوکلازهای کلسیک، روند دیده‌شده در نمودار این عنصر در برابر افزایش سیلیس همانند روند CaO است. در نمودار Nb برابر  $\text{SiO}_2$  مقادیر این عنصر در همه نمونه‌های منطقه تغییر زیادی نشان نمی‌دهد. این موضوع با حضور اسفن (میزبان اصلی عنصر Nb) در همه سنگ‌های منطقه سازگار است. در این نمودارها، همراه با افزایش میزان سیلیس، عناصر Rb و Th روند افزایشی نشان می‌دهند. افزایش Rb به همراه سیلیس به دلیل فراوانی نسبی فلدسپار قلیایی در تونالیت‌ها نسبت به کوارتز دیوریت‌هاست. عنصر Th نیز جزو عناصر ناسازگار و مقدار آن در سنگ‌های بازی منطقه کمتر از سنگ‌های فلسیک‌تر (تونالیت‌ها) است. Zr نیز با افزایش  $\text{SiO}_2$  به‌سوی توده نیاسر روند نزولی ولی در تونالیت پودلگ افزایش نشان می‌دهد و با فراوانی کانی زیرکن در نمونه‌های منطقه هماهنگ است.

در شکل ۸ نمودارهای چندعنصری همه نمونه‌های منطقه، که نسبت به کندریت (Thompson, 1982) به‌نجار شده‌اند، نمایش داده شده است. نمودار چندعنصری مربوط به نمونه‌های توده میکرودیوریتی مزوش غنی‌شدگی LILEs نسبت به HFSEs و بی‌هنجاری منفی Ti، Nb، Ta و Ba نشان می‌دهد. الگوهای عناصر کمیاب در توده‌های تونالیت ماریفون، تونالیت پودلگ و کوارتزدیوریت قاهر همانند هم است و با الگوی عناصر کمیاب در آنکلاوها همخوانی دارند. به‌طور کلی، در نمودارهای چندعنصری (شکل ۸) LILEs نسبت به HFSEs غنی‌شدگی نشان می‌دهند. نمونه‌های

کانی‌های اصلی سازنده تونالیت ماریفون شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار قلیایی و بافت اصلی آنها گرانولار است. ترکیب سنگ‌های این توده بیشتر هورنبلند-بیوتیت تونالیت است که در بخش‌های حاشیه‌ای به هورنبلند تونالیت تغییر می‌کنند. کوارتز به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار در میان کانی‌های دیگر دیده می‌شود. در برخی موارد درون کوارتزها ادخال‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و کانی‌های تیره دیده می‌شود. پلاژیوکلازها به‌صورت تیغه‌های نیمه‌شکل دار تا شکل دار و در اندازه‌های مختلف در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها در برخی موارد، از روی چگونگی دگرسانی پهنه‌بندی نوسانی نشان می‌دهند (شکل ۴- ب). آمفیبول از نوع هورنبلند است و در برخی موارد ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز در آن دیده می‌شود. بیوتیت‌ها بیشتر به رنگ سرخ-قهوه‌ای هستند و در برخی نمونه‌ها ادخال‌های کوچکی از پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره (مگنتیت و به‌مقدار کمتر پیریت) دربر دارند. فراوانی بلورهای فلدسپار قلیایی در همه بخش‌های توده ماریفون کمتر از پلاژیوکلاز است و به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار در میان کانی‌های دیگر دیده می‌شوند و در بیشتر موارد تا حدودی با کانی‌های رسی جانشین شده‌اند. زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های تیره از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها نیز شامل کلریت (محصول دگرسانی آمفیبول و بیوتیت)، اپیدوت (محصول دگرسانی پلاژیوکلاز و آمفیبول) و سریسیت و کانی‌های رسی (محصول تجزیه فلدسپارها) هستند.

توده نفوذی قاهر ترکیب هورنبلند-کوارتزدیوریت دارد که در بخش‌های تحول‌یافته‌تر به بیوتیت هورنبلند-کوارتزدیوریت تغییر می‌یابد. کانی‌های اصلی این توده شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت (در بخش‌های تفریق‌یافته‌تر)، کلینوپیروکسن و کوارتز است. همانند توده ماریفون، پلاژیوکلازهای با پهنه‌بندی نوسانی در توده قاهر نیز دیده می‌شوند (شکل ۴- ج). پهنه‌بندی نوسانی در کانی‌ها می‌تواند نشان‌دهنده تغییر شرایط در محیط تبلور کانی‌ها باشد (Holton et al., 1999). آمفیبول مهم‌ترین کانی فرومنیزین در توده نفوذی قاهر است. کوارتز و فلدسپار قلیایی درصد کمی (کمتر از ۱۰ درصد) از کانی‌های سازنده سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. فراوان‌ترین کانی فرعی در سنگ‌های توده قاهر اسفن است و از دیگر کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها می‌توان به آپاتیت، زیرکن و کانی‌های تیره اشاره کرد. توده نفوذی پودلگ که در جنوب توده نفوذی قاهر قرار دارد (شکل ۱) نیز از دید تغییرات کانی‌شناسی (شکل ۴- د) همانند دیگر توده‌های منطقه است و ترکیب آن از هورنبلند تونالیت تا بیوتیت-هورنبلند تونالیت تغییر می‌کند.

آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک از دید ویژگی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی همانند سنگ میزبان هستند، با این تفاوت که نسبت به میزبان خود درصد کانی‌های مافیک و پلاژیوکلاز بیشتر و کانی‌های فلدسپار قلیایی و کوارتز کمتری دارند (شکل ۴- ر). آنکلاوهای مورد مطالعه بافت پورفیرویدی با زمینه میکروگرانولار نشان می‌دهند. آمفیبول به‌همراه بیوتیت کانی‌های مافیک آنکلاوها هستند. این کانی‌ها هم به‌صورت بلورهای کوچک در زمینه و هم به‌صورت بلورهای درشت در ابعاد ۲۰۰-۵۰۰ میکرون دیده می‌شوند. بیوتیت‌ها معمولاً از دید اندازه، شکل و دیگر ویژگی‌های میکروسکوپی همانندی زیادی به انواع موجود در سنگ میزبان دارند، با این تفاوت که به میزان زیادی دارای کانی‌های ریزبلور متن آنکلاو است. در حالی که آمفیبول به هر دو صورت ریزبلور (در متن سنگ) و درشت‌بلور دیده می‌شود. پلاژیوکلازها به دو صورت در آنکلاوها دیده می‌شوند. پلاژیوکلازهای کوچک با ماکل پلی‌سنتتیک، که بیشتر زمینه دانه‌ریز سنگ را می‌سازند، در حالی که درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با اختلاف اندازه آشکار (نزدیک به اندازه این کانی‌ها در سنگ میزبان)، ماکل پلی‌سنتتیک و در برخی موارد پهنه‌بندی نوسانی نشان می‌دهند. از کانی‌های فرعی آنکلاوها می‌توان به اسفن، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های تیره اشاره کرد. اسفن به‌صورت بلور شکل دار اولیه و گاه به‌صورت بلورهای بی‌شکل حاصل از

عنکبوتی و عناصر خاکی کمیاب مربوط به توده‌های تونالیتی مارفیون و پودلنگ و همچنین توده کوارتز دیوریتی قالهر می‌توانند مؤید همانندی فرایندهای پتروژنتیکی و منبع ماگماهای سازنده این توده‌ها باشند. به‌طور کلی تونالیت‌ها در مقایسه با نمونه‌های کوارتز دیوریت قالهر Sc، V و Cr کمتر و Ba، Th و LREEs بیشتری نشان می‌دهند که می‌تواند مربوط به درجات متغیر ذوب بخشی از یک منبع مشترک و یا تفریق ماگمایی باشد.

همه نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی مارفیون، قالهر، پودلنگ و آنکلاوهای آنها مقادیر به‌نسبت بالای  $Al_2O_3$  و نسبت‌های بالای  $Na_2O/K_2O$  و فراوانی به‌نسبت بالایی از LREEs نشان می‌دهند که همانند مذاب‌های بخشی حاصل از سنگ‌های متابازالتی هستند. در نمودار شکل ۱۰ از (Patino Douce (1999 نیز ملاحظه می‌شود که همه نمونه‌های توده‌های مارفیون، پودلنگ، قالهر و آنکلاوهای آنها از مذاب‌های بخشی حاصل از سنگ‌های متابازالتی ایجاد شده‌اند.

از سوی دیگر، مطالعات تجربی (Sisson et al., 2005; Johannes & Holtz, 1996; Rapp & Watson, 1995) متالومین، که ترکیب آنها به‌سوی بازی متمایل می‌شود، می‌تواند در طی ذوب بخشی سنگ‌های بازالتی ایجاد شوند. در حالی که، ذوب بخشی سنگ‌های آواری رسوبی (Johannse & Holtz, 1996; Patino-Douce & Harris, 1998;) از سوی دیگر، مطالعات تجربی (Sisson et al., 2005; Johannes & Holtz, 1996; Rapp & Watson, 1995) متالومین تونالیت‌ها و کوارتز دیوریت‌های منطقه مورد مطالعه با گرانیتوئیدهای حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های بازی سازگار است. غنی‌شدگی از LREEs نسبت به HREEs نشان‌دهنده عواملی همچون درجه ذوب بخشی پایین، حضور گارنت در تفاله حاصل از ذوب و یا آلودگی ماگما با سنگ‌های پوسته بالایی است. البته به این نکته باید توجه داشت که میزان فقیرشدگی از HREEs در نمونه‌های منطقه در حدی نیست که با حضور گارنت به‌عنوان فاز اصلی موجود در پسمانده سازگار باشد. الگوهای HREEs در همه نمونه‌های تونالیتی و کوارتز دیوریتی تقریباً تخت است که می‌تواند نشان‌دهنده حضور مقداری آمفیبول در تفاله حاصل از ذوب در ناحیه منشأ باشد (Hongming et al., 2009).

همان‌گونه که گفته شد، تونالیت‌ها و کوارتز دیوریت‌های مجموعه مورد مطالعه الگوهای به‌نسبت تفریق‌یافته‌ای از REEs نشان می‌دهند. همچنین، الگوی به‌نسبت تخت HREEs (شکل ۹)، نسبت  $Y/Yb$  (۹/۴۶-۱۰/۲۳ ppm) در این سنگ‌ها، مقادیر پایین  $TiO_2$  ( $< 1\%$ ) و نسبت‌های پایین  $Rb/Sr$  (۰/۰۴-۰/۵۲ ppm) و  $K/Rb$  (۱۸۴-۴۷۹ ppm) همگی نشان از حضور مقداری آمفیبول در مواد برجامانده از ذوب بخشی دارد (Petford & Atherton, 1996). از سوی دیگر، با استفاده از نمودار نسبت‌های  $La/Sm$  در برابر  $Sm/Yb$  (شکل ۱۱) می‌توان کانی اصلی موجود در پسمانده مذاب و همچنین ژرفای تقریبی که ذوب بخشی در آن انجام شده است را تشخیص داد (Kay & Mpodozis, 2001; Mantle & Collins, 2008; Haschke et al., 2010). در این نمودار دیده می‌شود که نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی مارفیون، پودلنگ، قالهر و آنکلاوها بیشتر نزدیک به محدوده پیروکسن قرار می‌گیرند. مقادیر به‌نسبت پایین  $La/Sm$  ( $< 8\%$ ) در تونالیت‌ها و کوارتز دیوریت‌های منطقه نشان‌دهنده یک منبع کمتر غنی‌شده و مقادیر کمی آمفیبول است. گفتنی است که کمرندهای کوهزایی از نوع کوه‌های آند بیشتر مقادیر بالایی از  $Sm/Yb$  نشان می‌دهند که بازتابی از حضور فراوان گارنت در میان کانی‌های پسمانده است. توده‌های تونالیتی و کوارتز دیوریتی منطقه مورد مطالعه مقادیر به‌نسبت پایینی از  $Sm/Yb$  (۱/۵۸- ۲/۱۰) و  $La/Sm$  (۵/۴۷- ۷/۵۴) به‌جز نمونه ۳-۴۴ ( $La/Sm=۷/۶۱$ ) نشان می‌دهند که نشان‌دهنده یک منبع کمتر غنی‌شده از REEs با حضور پیروکسن به‌عنوان فاز اصلی، همانند پوسته کم‌ستبرای کمان ماگمایی در خاور آنتولی است. ذوب در ژرفای به‌نسبت کم با نتایج حاصل از مطالعات لرزه‌ای

تونالیت مارفیون و کوارتز دیوریت قالهر بی‌هنجاری منفی در عناصر Nb, P, Sr, Ba و Ta نشان می‌دهند.

در نمودارهای الگوهای عناصر خاکی کمیاب که نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) به‌نجار شده‌اند (شکل ۹) الگوی فراوانی عناصر خاکی کمیاب در میکرودیوریت مزوش با الگوهای فراوانی عناصر در توده‌های میوسن منطقه متفاوت است. نمونه‌های میکرودیوریت نسبت به تونالیت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها مقادیر کمتری از LILEs و LREEs نشان می‌دهند. عنصر Eu بی‌هنجاری مثبت ( $(La/Yb)_N=2.32-2.52$ ;  $Eu/Eu^*=1.27-1.72$ ) دارد و مقادیر HREEs تقریباً همانند تونالیت‌ها و کوارتز دیوریت‌هاست.

الگوی فراوانی عناصر خاکی کمیاب در تونالیت مارفیون کوارتز دیوریت قالهر ( $(La/Yb)_N=7.56-12.11$ ;  $Eu/Eu^*=0.75-0.88$ )، توده تونالیتی پودلنگ ( $(La/Yb)_N=6.12-6.97$ ;  $Eu/Eu^*=0.76-0.90$ ) و همچنین آنکلاوهای موجود در این توده‌ها ( $(La/Yb)_N=3.00-8.25$ ;  $Eu/Eu^*=0.50-1.0$ ) با یکدیگر موازی هستند و غنی‌شدگی از LREEs نسبت به HREEs نشان می‌دهند.

## ۷- بحث

در منطقه مورد مطالعه دو مرحله پلوتونیسیم با سن‌های ایزوتوپی ائوسن و میوسن وجود دارد، بنابراین پلوتونیسیم منطقه باختر کاشان این امکان را داده است که ویژگی‌های این کمر بند کوهزایی در طی ۳۰ میلیون سال، بررسی و ارائه شود.

اولین فاز پلوتونیسیم این منطقه مربوط به جایگزینی توده میکرودیوریتی مزوش با سن ۵۰ میلیون سال است. بدیهی است که، با توجه به تفاوت زیاد در سن جایگزینی و همچنین الگوی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب، نمی‌توان توده میکرودیوریتی مزوش را از دید پتروژنتیکی در ارتباط با مذاب‌های تونالیتی و کوارتز دیوریتی دانست. شواهد ژئوشیمیایی، همچون مقادیر به‌نسبت پایین  $Mg\#$  و  $SiO_2$  (Kuster & Harms, 1998) و مقادیر پایین عناصر V، Cr و Ni، با منشأ گوشته‌ای محض برای مذاب دیوریتی سازگار نیست. از سوی دیگر، نسبت‌های Nb/Ce، Nb/La و  $(La/Sm)_N$  در پوسته به‌ترتیب در حدود ۰/۴۶، ۰/۲۳ و ۴/۲۵ (Weaver & Tarney, 1984) و در گوشته در حدود ۱/۰۱، ۰/۳۹ و ۱ (Sun & McDonough, 1989) است. نسبت‌های یادشده در میکرودیوریت‌ها به‌طور میانگین ۰/۷۷، ۰/۳۵ و ۲/۰۶ است که نشان‌دهنده نقش هر دو منبع پوسته زیرین و گوشته در تکامل ماگمایی توده میکرودیوریتی مزوش است. همان‌گونه که در شکل ۱۰ نیز دیده می‌شود، نمونه‌های میکرودیوریت نیز در محدوده مذاب‌های حاصل از سنگ‌های متابازالتی قرار می‌گیرند. همچنین، با توجه به الگوی به‌نسبت تخت REEs، که از ویژگی‌های مذاب‌های گوشته‌ای است، و نسبت K/U که در نمونه‌های میکرودیوریتی (۹۴۱۴/۲۷ ppm) همانند مقادیر گوشته (۱۰۰۰۰ ppm) است، به‌نظر می‌رسد که ذوب پوسته زیرین تحت تأثیر مذاب‌های گوشته‌ای به‌عنوان منبع تأمین حرارت و مواد، فرایند اصلی در تشکیل مذاب دیوریتی است. نسبت Nb/U در نمونه‌های میکرودیوریت منطقه ۷/۹۳ تا ۱۲/۹۶ و نسبت Ce/Pb نیز در این نمونه‌ها به‌ترتیب ۲/۲۶ تا ۲/۳۹ است که به‌طور آشکار پایین‌تر از بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و یا بازالت‌های جزایر اقیانوسی (به‌ترتیب ۴۷ و ۲۷ از Hofman et al., 1986) است و می‌تواند نشان‌دهنده آلودگی مذاب با مواد پوسته‌ای در هنگام بالا آمدن به‌سوی پوسته بالایی باشد. گفتنی است که تأثیر نفوذ توده تونالیتی مارفیون در دگرسانی و متاسوماتیسم گسترده میکرودیوریت‌ها را نیز نباید از دید دور داشت. چرا که می‌تواند عامل مهمی در افزایش عناصر ناسازگار در توده میکرودیوریتی و همانندی بیشتر آن به منابع پوسته‌ای باشد.

نزدیک بودن سن جایگزینی و روند‌های موازی دیده‌شده در نمودارهای

از سوی دیگر در نمودارهای چندعنصری نیز دیده می‌شود که نمونه‌های میوسن منطقه شامل توده‌های ماریون، قاهر و پودلگ، نسبت به نمونه‌های مزوش (اوسن) غنی‌شدگی بیشتری در LILE، و تهی‌شدگی بیشتری در Ta، Nb و Ti دارند. در مدلی که Agard et al. (2011) ارائه کرده‌اند، در اثر کاهش شیب پوسته فرورونده و مکش ایجادشده در سنگ‌کره قاره‌ای در زمان اوسن، ذوب بخشی و لایه‌لایه شدن (Delamination) قاعده سنگ‌کره قاره‌ای رخ داده است. در حالی که در الیگوسن پایانی همزمان با برخورد دو صفحه عربی و ایران مرکزی، شیب پوسته فرورونده افزایش یافته و ذوب بخشی در سنگ‌کره زیر قاره‌ای موجب فعالیت ماگمایی الیگومیوسن شده است. سن ۱۷/۸ میلیون سال مربوط به توده‌های ماریون، پودلگ و قاهر، می‌تواند نشان‌دهنده محیط زمین‌ساخت-ماگمایی پس از برخورد (Post Collision) برای توده‌های یادشده باشد. زیرا سن جایگزینی این توده‌ها، که معادل تقریبی سن به‌دست آمده برای توده گرانتیت نظیر (Berberian et al., 1982;  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ : 21.3 -18.6) است، به زمان پس از آغاز برخورد قاره‌های ایران مرکزی و عربی در ۲۳ تا ۲۵ میلیون سال پیش (McQuarrie et al., 2003; Agard et al., 2005)، کرتاسه پسین (Alavi, 1994)، اوسن (Hempton, 1987)، اوسن تا الیگوسن (Hooper et al., 1994)، الیگوسن (Yilmaz, 1993) و الیگوسن-میوسن (Berberian et al., 1982) نسبت داده شده است. در نمودار Pearce et al. (1984) نمونه‌های مربوط به توده‌های ماریون، پودلگ و قاهر در محدوده کمان آتشفشانی و پس از برخورد قرار می‌گیرند.

به‌طور کلی بر پایه شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری، سن‌سنجی و ژئوشیمی به نظر می‌آید که مجموعه نفوذی مورد مطالعه حاصل تزریق دو فاز اصلی ماگمایی است. فاز اول، ماگمای با ترکیب دیوریتی است که در اوسن و به‌وسیله فاز کششی حاصل از برگشت رو به عقب پوسته اقیانوسی نوتیس و تزریق ماگمای گوشته متاسوماتیزه در پوسته قاره‌ای زیرین و ذوب پوسته متابازالتی ایجاد شده است. آمیختگی این ماگمای حاصل از پوسته زیرین با مذاب گوشته‌ای، ماگمای دیوریتی ایجاد کرده که با بالا آمدگی به‌سوی پوسته بالایی و تبلور بخشی، طیف سنگ‌های میکرودیوریتی تا میکروموزودیوریتی مزوش را در ژرفای کم ایجاد کرده است. توده میکرودیوریتی یادشده ماهیت کالک‌آلکالن و متآلومین دارد و از گرانتیویدهای نوع I است. ویژگی‌های شیمیایی این توده نشان می‌دهد که پوسته زیرین نقش بیشتری در پیدایش مذاب دیوریتی داشته است. توده‌های تونالیتی ماریون و کوارتز دیوریتی قاهر با توجه به همانندی‌های ژئوشیمیایی و روندهای خطی در نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر  $\text{SiO}_2$ ، به نظر می‌رسد که حاصل ذوب بخشی از یک منبع مشترک در پوسته زیرین هستند. توده کوارتز دیوریتی قاهر نسبت به توده ماریون دانه‌ریزتر است و به نظر می‌رسد که بالا آمدن آن از راه شکستگی‌های پوسته سریع‌تر انجام شده، در حالی که توده تونالیتی ماریون به‌صورت دیپایر و با فشار به‌سوی بالا آمده است. چرا که شیب لایه‌های آتشفشانی که میزان توده ماریون هستند به میزان قابل توجهی به‌سوی این توده افزایش می‌یابند. توده تونالیتی پودلگ، که از دید ترکیب شیمیایی همانند توده تونالیت ماریون است، احتمالاً به عنوان آخرین فاز ماگمایی درون توده کوارتز دیوریت قاهر نفوذ کرده است. از سوی دیگر، با توجه به همانندی ژئوشیمیایی میان نمونه‌های آنکلاوهای توده ماریون با سنگ‌میزبان تونالیتی و روندهای خطی این نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر  $\text{SiO}_2$ ، می‌توان منشأ ماگمایی واحدی را برای آنکلاوها و سنگ‌میزبانان در نظر گرفت. به عبارت دیگر آنکلاوها احتمالاً حاصل ذوب بیشتر در منبع و آمیختگی با مذاب گوشته‌ای است که سپس در هنگام بالا آمدگی به‌سوی پوسته بالایی به درون مخزن ماگمایی گرانتیوید وارد شده‌اند. به عبارت دیگر می‌توان آنکلاوها را حاصل ذوب بیشتر از منبع همانند تونالیت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها دانست.

(Dehghani & Makris 1983) که ژرفای پوسته را در کمان ماگمایی ارومیه-دختر در حدود ۴۰ کیلومتر معرفی کرده‌اند نیز سازگار است.

افزون بر این، مطالعات تجربی (Beard & Lofgren, 1991; Rushmer, 1991;) نشان می‌دهند که واکنش‌های آب‌زدایی آمفیبول در سنگ‌های متابازیک، مذاب‌های تونالیتی ایجاد می‌کند و این مذاب‌ها در تعادل با پسمانده دارای پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های آهن و تیتانیم‌دار هستند. بدیهی است که چنین مذاب‌هایی بی‌هنجاری قابل توجهی در Eu نشان می‌دهند. در برابر آن، در فرایند ذوب بخشی سنگ‌های بازالتی در حضور سیال‌ها، مذاب‌هایی ایجاد می‌شوند که مقادیر بیشتری Al و Si دارند و در تعادل با پسمانده دارای کلینوپیروکسن، آمفیبول، کانی‌های آهن و تیتانیم‌دار و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز هستند. بنابراین، به نظر می‌رسد ذوب سنگ‌های با ترکیب متابازالتی در پوسته زیرین در تعادل با پسمانده‌ای شامل کلینوپیروکسن، آمفیبول و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز با ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی ماریون و قاهر بیشترین هماهنگی را دارد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی همانند میان تونالیت‌های ماریون و کوارتز دیوریت‌های قاهر احتمال مشتق شدن تونالیت‌ها از کوارتز دیوریت‌ها به‌وسیله فرایند تفریق بلوری را فراهم می‌آورد. همچنین، با توجه به دیده نشدن رخنمون کوارتز دیوریت در پیرامون توده تونالیت (توده کوارتز دیوریت تنها در جنوب توده ماریون دیده می‌شود)، نبود همبری میان این دو توده، نبود هماهنگی میان حجم رخنمون دو توده با فرایند تفریق بلوری (توده تونالیت از دید حجم رخنمون بسیار پهناورتر از توده کوارتز دیوریت است) و همچنین روندهای دیده‌شده در نمودارهای La/Yb در برابر La (Jung et al., 2009) و Y در برابر Zr (Treuil & Joron, 1975) (شکل ۱۲)، به نظر می‌رسد که ذوب بخشی از یک منبع مشترک با داده‌های ژئوشیمیایی بیشتر سازگار است که در این مورد فراوانی بیشتر  $\text{SiO}_2$  در تونالیت‌ها می‌تواند با ذوب در شرایط نزدیک به اشباع از آب، قابل توجیه باشد. همچنین، مقادیر به‌نسبت بالای Sr،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و Sr/Y در این سنگ‌ها نشان‌دهنده نبود پلاژیوکلاز به مقدار فراوان (به‌عنوان فاز اصلی) در پسمانده حاصل از ذوب است.

با توجه به پایین بودن نسبت‌های Nb/Th و Nb/U، غنی‌شدگی از LILEs و LREEs نسبت به HFSEs و HREE و وجود بی‌هنجاری‌های منفی Nb، Ta، Ti، P، می‌توان گفت که مجموعه نفوذی ناسر در محیطی با ویژگی‌های نواحی فرورانش تشکیل شده است. در نمودار Pearce et al. (1984) (شکل ۱۳) نیز دیده می‌شود که همه نمونه‌های منطقه ماریون در محدوده گرانتیویدهای کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند. از سوی دیگر، حضور ستبرای زیادی از توالی‌های آتشفشانی که به‌صورت میان‌لایه‌ای با رسوبات دریایی کم‌ژرفا در منطقه (میزبان توده‌ها) دیده می‌شوند و نشانه‌ای از محیط‌های کششی به شمار می‌روند، همگی نشان از پیچیده بودن محیط زمین‌ساخت-ماگمایی منطقه مورد مطالعه و در مقیاس بزرگ‌تر کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر دارد. در مدل Verdell et al. (2011) فرایند برگشت رو به عقب (Slab Roll Back) پوسته اقیانوسی نوتیس در زمان پالنوسن تا الیگومیوسن برای فعالیت ماگمایی پهنه ارومیه-دختر پیشنهاد و تأکید شده است که فعالیت ماگمایی این پهنه با فرایندهای کششی حاصل از برگشت رو به عقب پوسته فرورونده همراه بوده است. از سوی دیگر Agard et al. (2011) شکست پوسته اقیانوسی در زمان اوسن میانی (۴۰ تا ۴۵ میلیون سال پیش) را عامل اصلی جابه‌جایی محل کمان آتشفشانی از پهنه سندج-سیرجان به ارومیه-دختر می‌دانند. مرحله بعدی شکست پوسته اقیانوسی در زمان میوسن پایانی (۱۰ میلیون سال پیش) پیشنهاد شده که موجب تشکیل توده‌های نفوذی آداکیتی در پهنه ارومیه-دختر شده است (Agard et al., 2011; Omrani et al., 2008). همان‌گونه که در نمودار Pearce et al. (1984) دیده می‌شود همه نمونه‌های منطقه که مربوط به هر دو زمان اوسن و میوسن هستند در محدوده مربوط به گرانتیویدهای کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند.

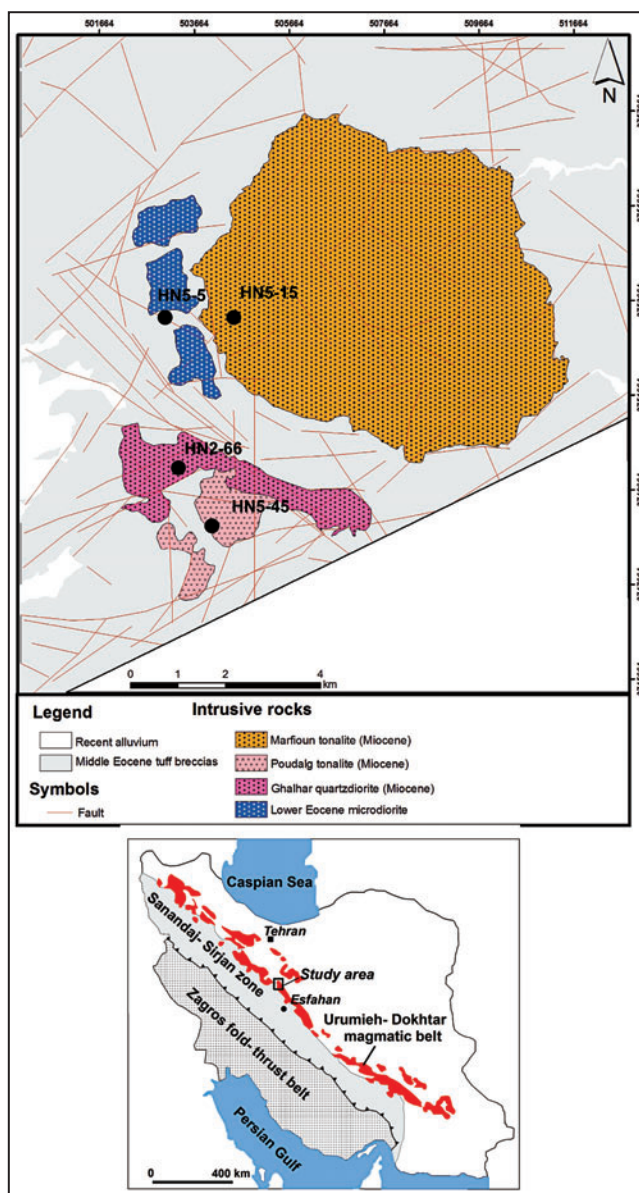
### ۸- نتیجه‌گیری

منطقه دارد و نیز مذاب گوشته‌ایی عامل بالقوه‌ای در انتقال مواد و گرمای لازم برای ذوب، در پوسته زیرین بوده است. نمودارهای تفکیک‌کننده محیط زمین‌ساختی، غنی‌شدگی نسبی در LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE و بی‌هنجاری منفی عناصر Ta، Nb، Ti نشان‌دهنده جایگزینی این توده‌ها در محیط مرتبط با فرایندهای فرورانش است. با توجه به قرارگیری محدوده مورد مطالعه در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر، به نظر می‌رسد که جایگزینی توده نفوذی مزوش در ارتباط با فرورانش اقیانوس نوتیس به زیر صفحه قاره‌ای ایران مرکزی بوده است و توده‌های نفوذی مارفیون، قاهر و پودلگ احتمالاً مربوط به پس از برخورد قاره‌ها هستند.

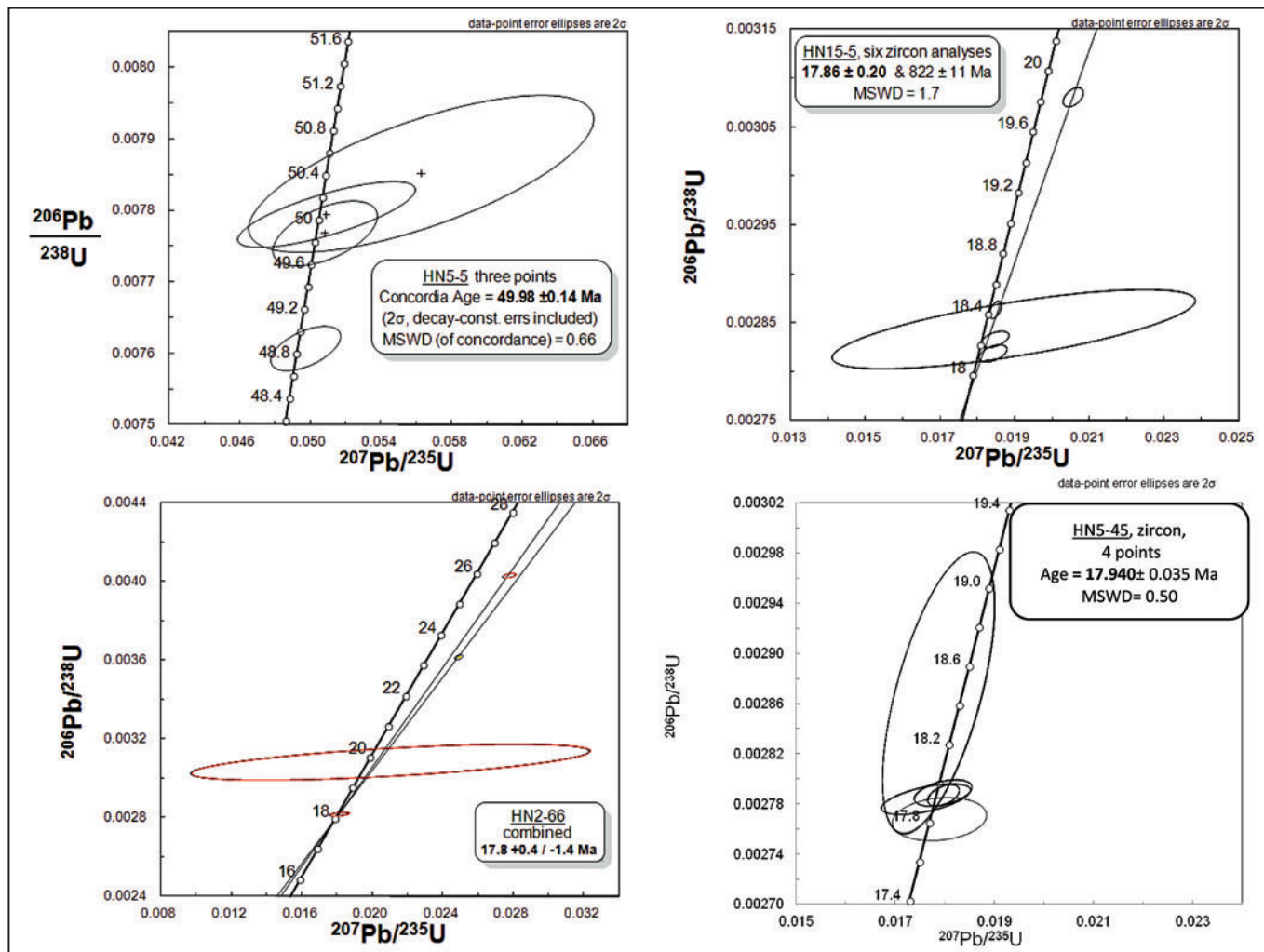
مجموعه نفوذی مارفیون حاصل تزریق دو فاز اصلی ماگمایی است. فاز اول مربوط به ماگمای بازی است که در زمان انوسن زیرین به درون توالی‌های آتشفشانی در منطقه نفوذ کرده است و ترکیب آن از دیوریت تا مونزودیوریت تغییر می‌کند. سن جایگزینی این توده مربوط به انوسن زیرین است. فاز دوم پلوتونیسیم منطقه مربوط به جایگزینی توده‌های مارفیون، قاهر و پودلگ در زمان میوسن زیرین است. توده‌های یادشده طیف ترکیبی کوارتزدیوریت و تونالیت دارند. همه توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه دارای ماهیت کالک‌آلکالن با پتاسیم پایین تا متوسط، متاآلمین و از نوع I هستند. شواهد ژئوشیمیایی نشان از نقش زیاد پوسته زیرین در پیدایش همه ماگماهای



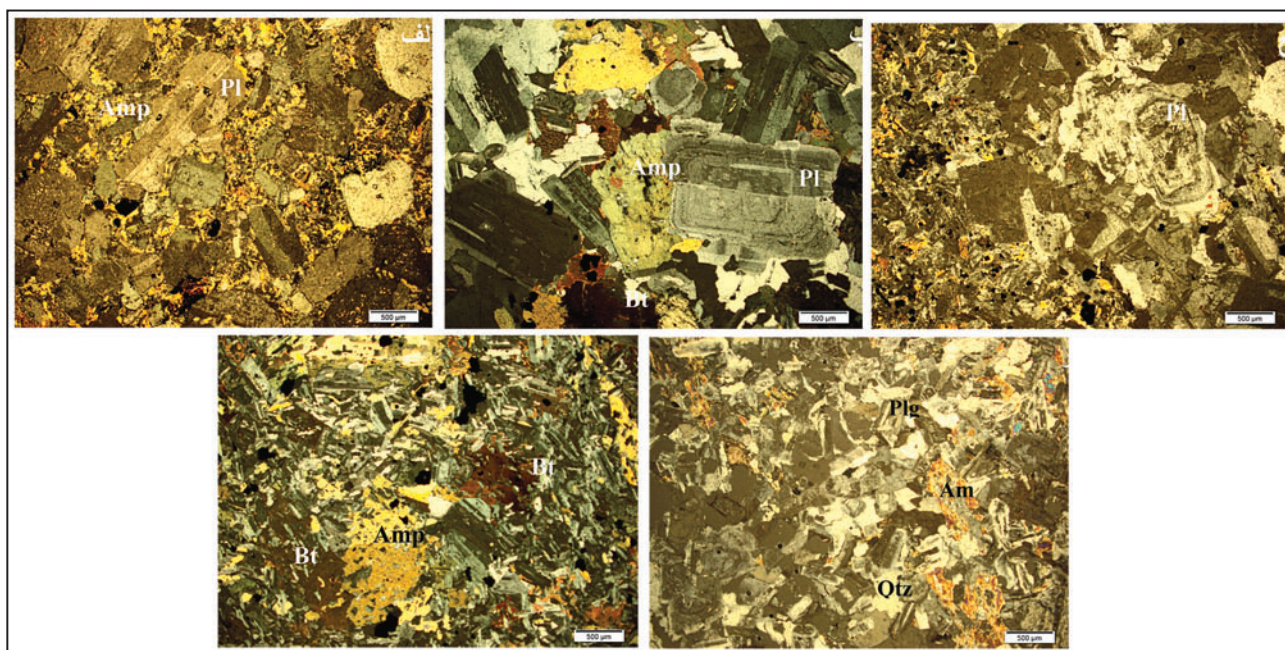
شکل ۲- الف) تصاویر صحرایی از همبری توده گرانودیوریتی مارفیون با سنگ‌های آتشفشانی میزبان؛ ب) نمونه‌ای از آنکلاو میکروگرانولار مافیک در ابعاد بزرگ درون توده مارفیون.



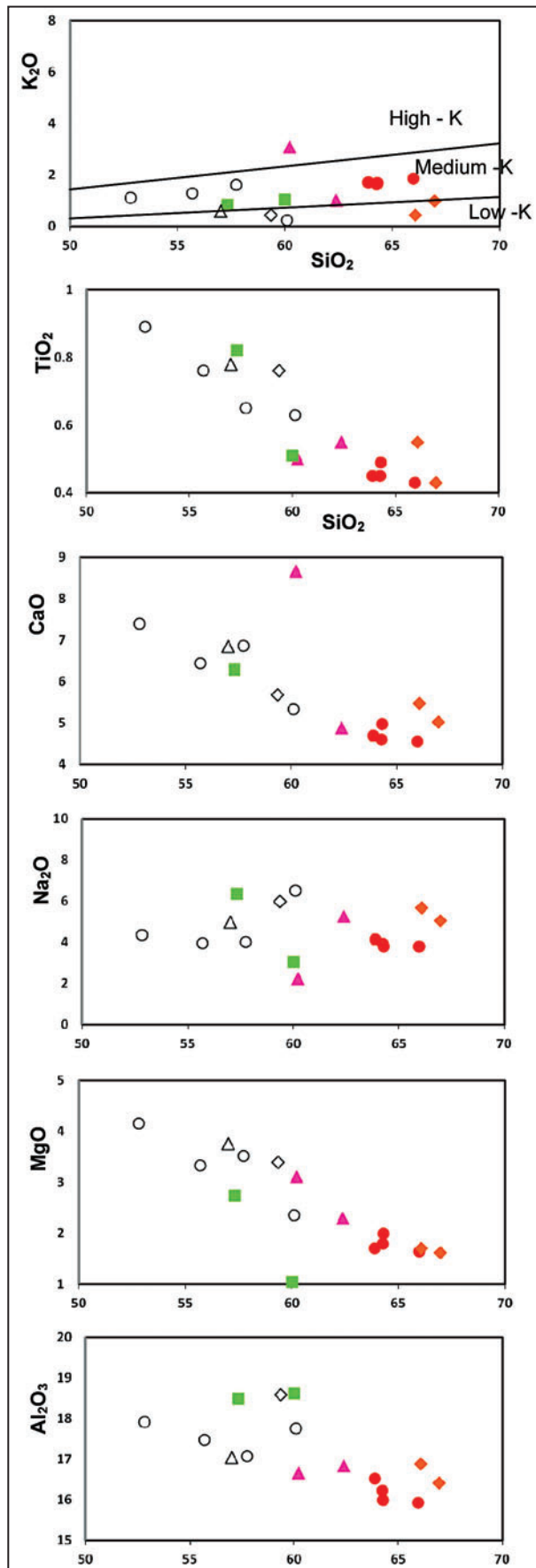
شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه با مقیاس ۱/۵۰۰۰۰ تصحیح شده از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان (امامی و رادفر، ۱۳۷۲). موقعیت نمونه‌های تعیین سن شده نیز روی نقشه مشخص شده‌اند.



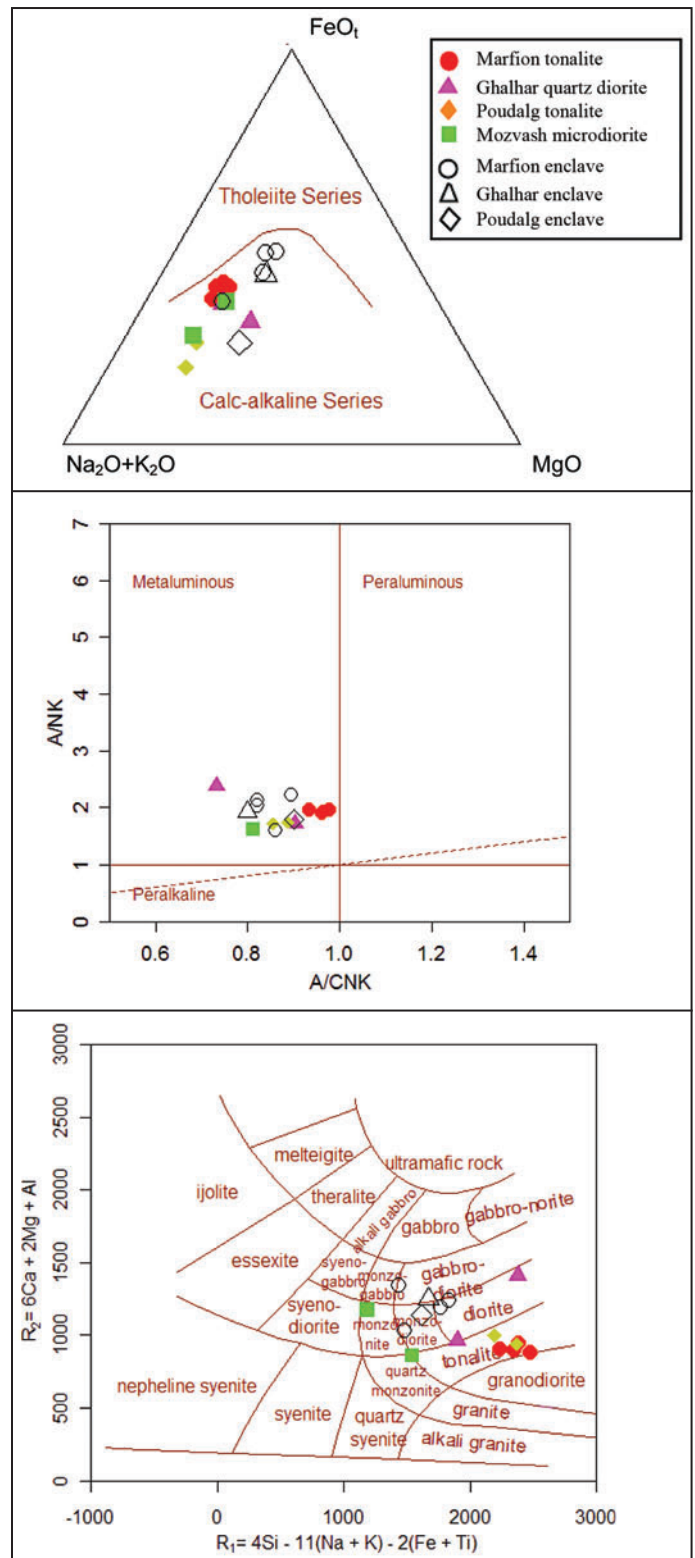
شکل ۳- نمودارهای سن سنجی U-Pb زیرکن در نمونه‌های میکرودیوریت مزوش (نمونه HN5-5)، تونالیت مارفیون (HN5-15)، کوارتز دیوریت قالهر (نمونه HN2-66) و تونالیت پودلگ (HN5-45).



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های منطقه مورد مطالعه؛ الف) بافت پورفیریویدی در نمونه میکرودیوریت مزوش؛ ب) پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی در گرانودیوریت مارفیون؛ ج) مرز میان آنکلاو دیوریتی و میزبان کوارتز دیوریتی در توده قالهر؛ د) تصویر بافت پویی کلیتیک در بیوتیت‌ها و آمفیبول‌های آنکلاو در توده مارفیون.

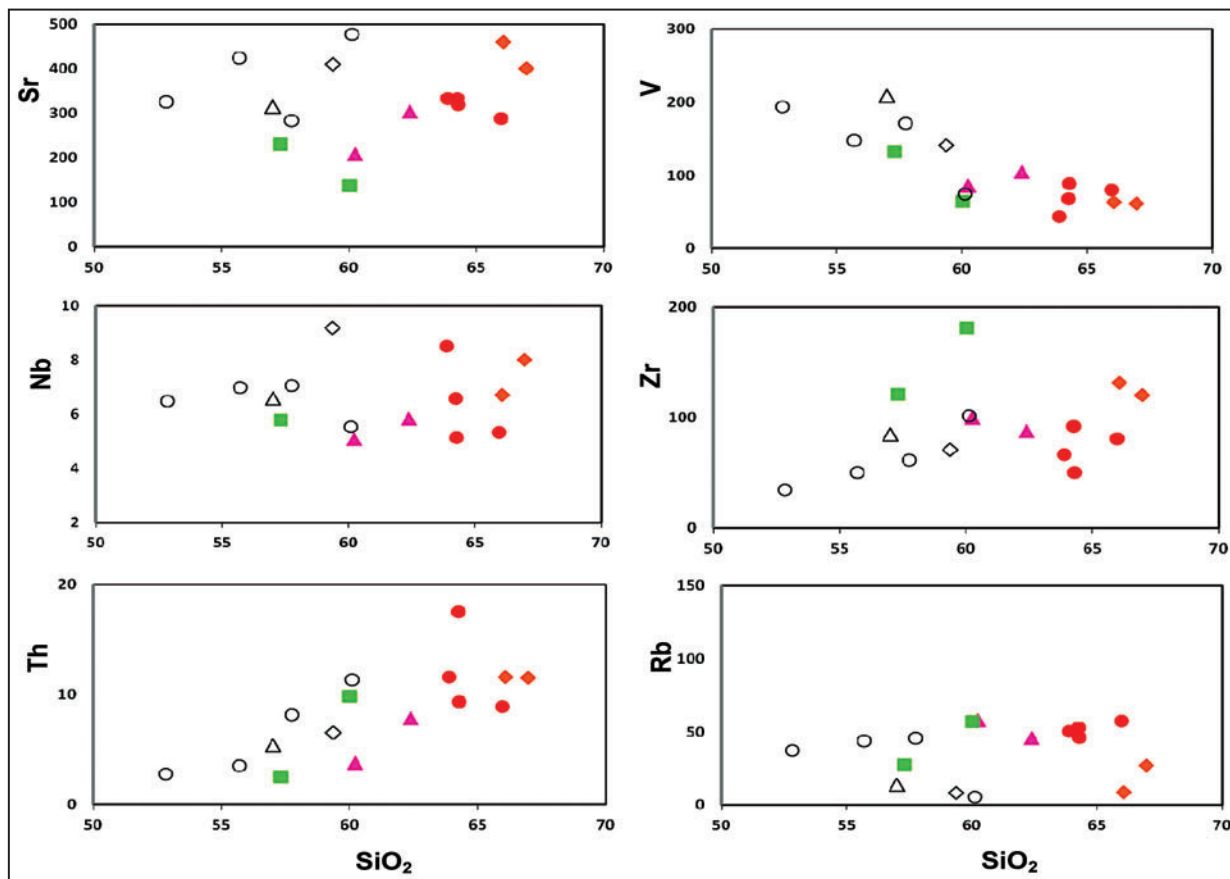


شکل ۶- نمودارهای فراوانی عناصر اصلی در برابر  $SiO_2$  (بر حسب درصد وزنی) و نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Rickwood, 1989)، نمادها همانند شکل ۵ هستند.

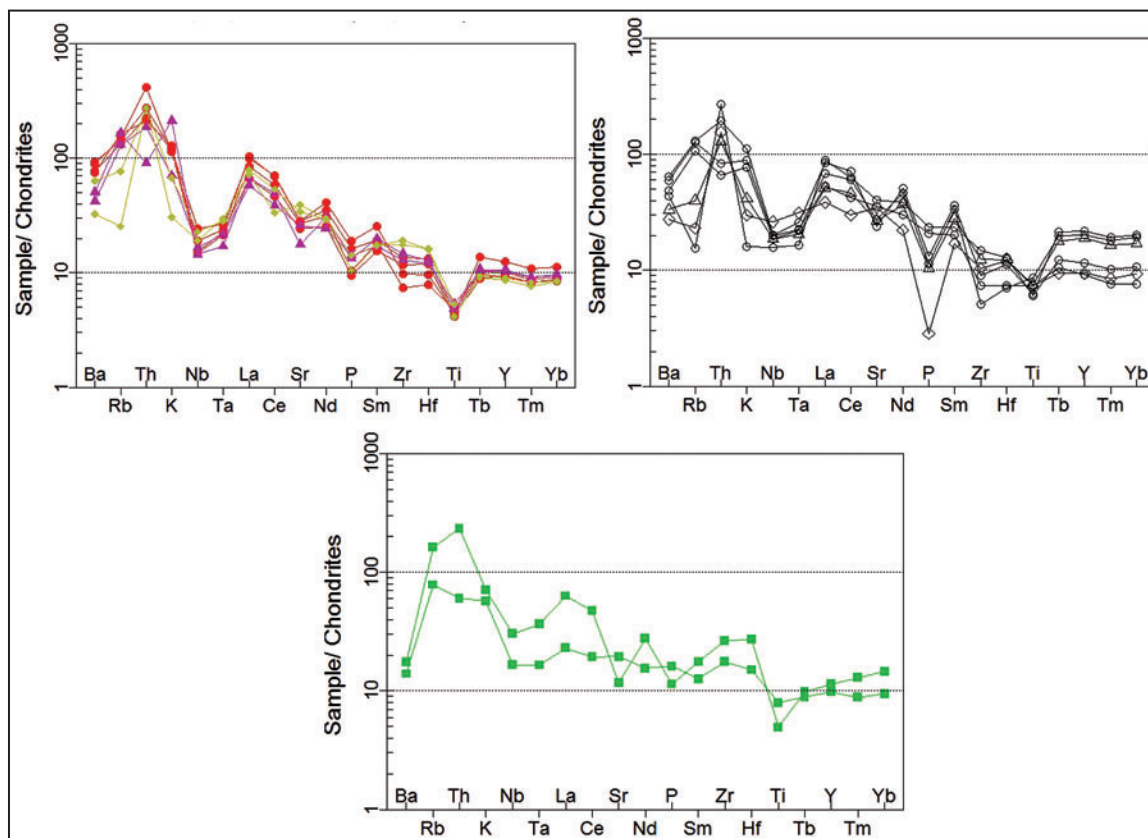


شکل ۵- نمودار رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های منطقه؛ (A) نمودار R1-R2 (De la Roche et al., 1980) و جدایش سری‌های ساب‌آلکانل از آلکانل؛ (B) نمودار تعیین شاخص اشباع آلومین از آلومین نمودار AFM (C; Maniar & Picooli, 1989) به منظور تفکیک سری‌های کالک آلکانل از تولیتی (Irvine & Baragar, 1971). در همه نمودارها نمونه‌های مربوط به آنکلاوهای هر توده به صورت علائم توخالی نمایش داده شده است.

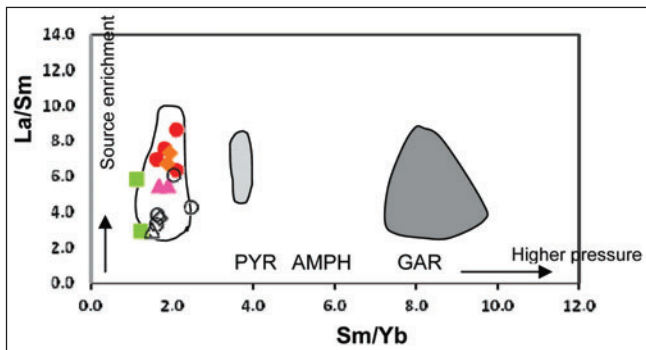




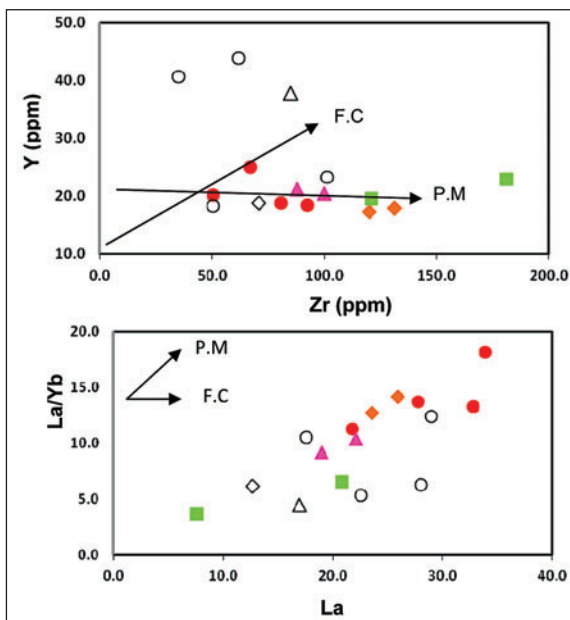
شکل ۷- نمودارهای فراوانی عناصر کمیاب در برابر  $SiO_2$ . نمادها همانند شکل ۴ هستند.



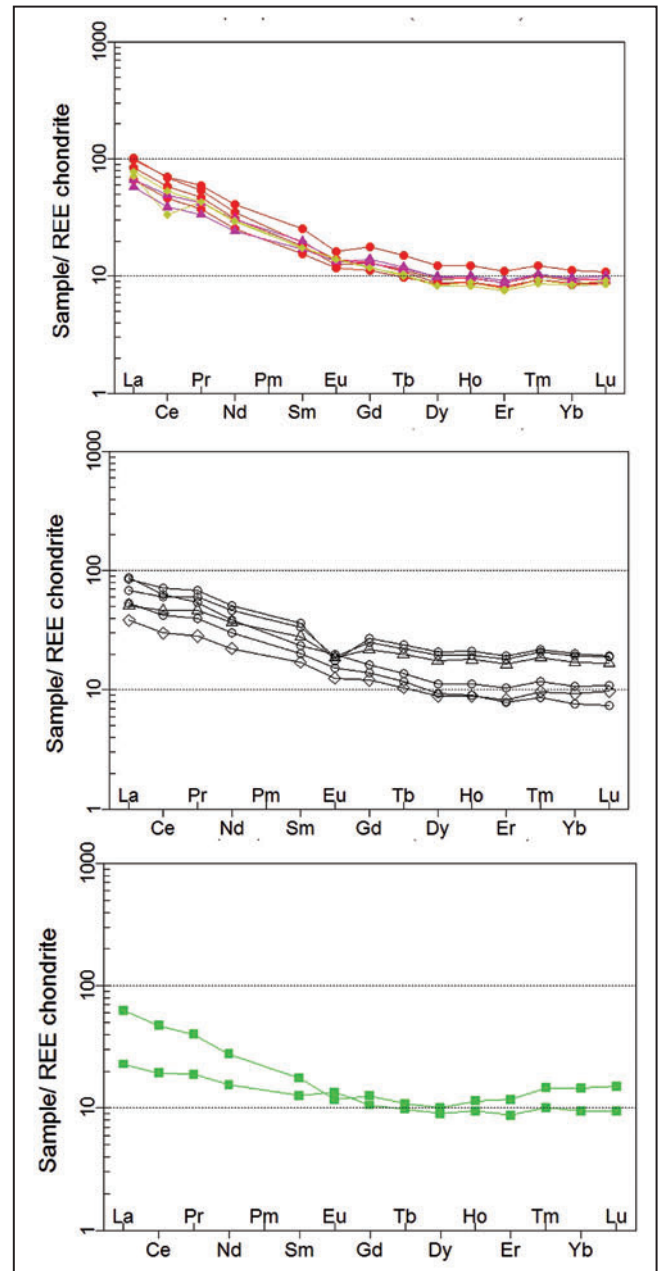
شکل ۸- نمودارهای الگوهای عناصر ناسازگار در سنگ‌های مجموعه نفوذی مارفینون نسبت به ترکیب کندریت (Thompson, 1982). نمادها همانند شکل ۴ هستند.



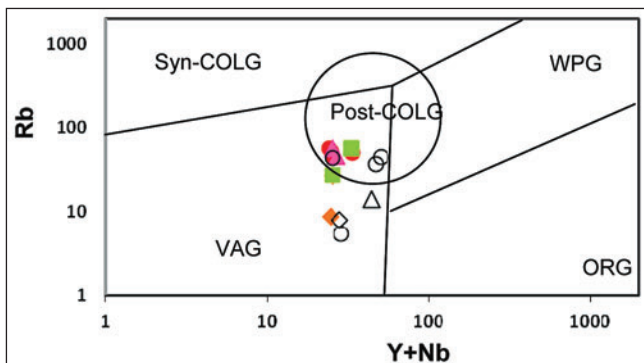
شکل ۱۱- نمودار تغییرات La/Sm در برابر Sm/Yb. نمادها همانند شکل ۴ هستند.



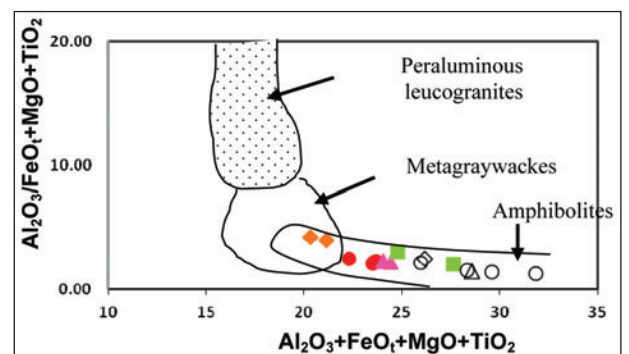
شکل ۱۲- نمودارهای تغییرات La/Yb در برابر La (Jung et al., 2009) و Y در برابر Zr (Treuil & Joron, 1975) برای جدایش ذوب بخشی (P.M) از تبلور بخشی (F.C). نمادها همانند شکل ۴ هستند.



شکل ۹- نمودارهای الگوهای عناصر خاکی کمیاب نسبت به کندریت (Nakamura, 1974). نمادها همانند شکل ۴ هستند.



شکل ۱۳- نمودار تعیین محیط زمین‌ساخت- ماگمایی از Pearce (1996). نمادها همانند شکل ۴ هستند.



شکل ۱۰- نمودار تغییرات  $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$  در برابر  $Al_2O_3+FeO+MgO+TiO_2$  (Wolf & Wyllie, 1994) مربوط به جدایش مذاب‌های بخشی حاصل از منابع مختلف پوسته‌ای. نمادها همانند شکل ۴ هستند.

جدول ۱- نتایج تجزیه ICP-MS مربوط به نمونه های توده های مارفیون، بودلگ، قاهر، میکرودیوریت مزوش و آنکلاوها.

Sample no.	Marfioun				Ghalhar		Poudalg	
	HN3-44	HN3-24	HN4-65	HN5-13	HN5-30	HN5-35	HN5-45	HN5-46
SiO2	64.26	63.88	64.29	65.96	60.23	62.38	66.95	66.07
Al2O3	16.23	16.53	15.99	15.93	16.66	16.83	16.42	16.89
Fe2O3	5.7	5.56	5.58	4.77	4.18	5.28	2.07	3.00
FeOt	5.12	5	5.02	4.29	3.76	4.75	1.86	1.99
MgO	1.8	1.71	2	1.64	3.11	2.3	1.62	1.71
CaO	4.61	4.69	4.97	4.55	8.66	4.88	5.02	5.47
Na2O	3.93	4.15	3.8	3.81	2.24	5.27	5.06	5.67
K2O	1.65	1.71	1.7	1.86	3.08	1.02	0.98	0.44
TiO2	0.45	0.45	0.49	0.43	0.5	0.55	0.43	0.55
P2O5	0.17	0.2	0.11	0.1	0.14	0.15	0.11	0.15
MnO	0.13	0.14	0.08	0.1	0.07	0.02	0.02	0.03
LOI	0.63	0.48	0.5	0.37	0.71	1.05	0.83	0.71
Cs	1.63	1.06	1.16	1.78	1.13	0.71	0.16	0.13
Rb	52.8	50.5	46.4	57.3	58	45.9	27	8.9
Ba	617	640	535	520	347	289	436	226.2
Sr	334	334	319	288	208	304	401	459.9
Pb	10.4	7.83	10	16.3	5.23	3.94	6.67	5
Th	17.5	11.6	9.36	8.92	3.8	7.82	11.5	11.6
U	3.5	1.9	1.72	2.15	1.22	1.76	2.4	2.2
Zr	92.3	66.7	50.3	80.7	100	87.8	120	131.3
Hf	2.66	1.92	1.57	2.39	2.58	2.42	3.25	3.21
Ta	0.48	0.53	0.43	0.46	0.34	0.43	0.57	0.59
Y	18.5	25.1	20.2	18.8	20.4	21.2	17.3	18
Nb	6.59	8.52	5.15	5.33	5.08	5.84	8	6.7
Cr	14.2	2.5	3.2	5.16	48.5	11	1.89	2
Ni	2.2	1.63	2.19	2.6	3.8	3.61	0.58	0.6
Co	9.65	7.01	9.77	9.68	8.24	8.06	1.68	1.92
V	68.1	43.8	88.6	80.3	86	105	61.4	63.2
La	33.9	32.8	27.8	21.8	22.1	19	25.9	23.6
Ce	59.9	61	51	40.3	42.7	33.7	46.4	29
Pr	6.07	6.64	5.26	4.2	4.74	3.75	4.84	4.78
Nd	22.2	25.9	19.6	16	19.4	15.3	18.5	18.9
Sm	3.93	5.16	3.69	3.13	4.03	3.47	3.54	3.52
Eu	1.08	1.26	0.96	0.9	1.03	1.04	1.09	1.07
Gd	3.59	4.89	3.6	3.11	3.84	3.58	3.28	3.25
Tb	0.51	0.71	0.53	0.46	0.56	0.54	0.47	0.49
Dy	3.01	4.2	3.25	2.96	3.34	3.39	2.83	2.87
Ho	0.62	0.86	0.67	0.61	0.68	0.7	0.58	0.62
Er	1.83	2.5	1.96	1.8	1.96	2.06	1.7	1.73
Tm	0.28	0.37	0.3	0.28	0.31	0.31	0.26	0.28
Yb	1.87	2.47	2.03	1.93	2.12	2.07	1.83	1.86
Lu	0.3	0.37	0.32	0.3	0.34	0.32	0.29	0.31

Sample no.	Mozvash		Enclaves					
	HN5-22	HN5-3	HN3-43En	HN3-27	HN4-65En	HN5-13En	HN5-30En	HN5-44En
SiO2	57.31	60.01	60.11	55.69	52.84	57.74	57.01	59.36
Al2O3	18.49	18.62	17.76	17.48	17.91	17.07	17.04	18.59
Fe2O3	6.22	2.15	5.77	8.94	10.23	7.89	7.76	3.79
FeOt	5.59	4.63	5.19	8.04	8.89	7.09	6.98	3.41
MgO	2.75	1.04	2.36	3.33	4.16	3.52	3.75	3.39
CaO	6.29	0.71	5.34	6.44	7.40	6.86	6.85	5.68
Na2O	6.36	3.05	6.51	3.94	4.36	4.01	4.99	5.98
K2O	0.83	1.03	0.23	1.28	1.11	1.61	0.60	0.43
TiO2	0.82	0.51	0.63	0.76	0.89	0.65	0.78	0.76
P2O5	0.17	0.12	0.25	0.22	0.12	0.14	0.11	0.03
MnO	0.08	0.02	0.05	0.14	0.24	0.15	0.08	0.05
LOI	0.39	2.11	0.84	1.32	0.67	0.44	0.96	1.69
Cs	2.17	7.03	0.22	0.89	1.41	2.06	0.30	0.35

ادامه جدول ۱

	Mozvash			Enclaves				
Rb	27.5	57.1	5.44	44.08	37.41	45.52	14.03	8.07
Ba	96.2	120	302.91	411.62	336.77	441.17	230.50	189.46
Sr	230	137.8	477.52	424.73	325.03	283.84	315.04	409.68
Pb	6.98	2.44	4.64	6.62	12.39	11.00	2.74	4.92
Th	2.52	9.83	11.35	3.52	2.79	8.16	5.41	6.54
U	0.73	2.62	2.03	1.05	1.59	1.69	1.47	3.18
Zr	121	181	101.29	50.52	34.95	61.61	84.92	70.73
Hf	3.01	5.43	2.58	1.48	1.41	2.23	2.48	2.42
Ta	0.33	0.73	0.33	0.45	0.44	0.52	0.41	0.63
Y	19.6	22.9	23.28	18.34	40.63	43.88	37.86	18.82
Nb	5.8	10.6	5.54	6.99	6.49	7.06	6.58	9.19
Cr	15.3	5.27	5.55	1.89	4.67	24.75	13.63	1.58
Ni	5.3	2.25	1.24	2.42	4.13	6.58	5.44	1.27
Co	7.01	4.36	6.11	17.68	18.35	18.04	15.86	4.45
V	133	64.2	74.13	147.43	193.25	171.46	209.01	140.70
La	7.54	20.8	29.02	17.56	22.53	28.05	16.94	12.69
Ce	16.7	41	55.06	36.86	52.60	62.11	40.18	25.94
Pr	2.11	4.47	6.09	4.44	6.73	7.65	5.23	3.17
Nd	9.73	17.4	24.31	18.86	29.12	32.19	23.25	14.04
Sm	2.57	3.56	4.78	4.11	6.83	7.32	5.69	3.47
Eu	1.04	0.9	1.52	1.17	1.47	1.36	1.44	0.97
Gd	2.91	3.47	4.47	3.84	6.94	7.45	6.05	3.35
Tb	0.46	0.51	0.64	0.55	1.04	1.12	0.93	0.49
Dy	3.08	3.44	3.85	3.22	6.73	7.10	6.00	3.05
Ho	0.66	0.8	0.79	0.63	1.38	1.47	1.26	0.62
Er	1.96	2.63	2.34	1.78	4.09	4.32	3.69	1.85
Tm	0.3	0.44	0.35	0.26	0.62	0.65	0.56	0.29
Yb	2.07	3.19	2.34	1.67	4.21	4.47	3.77	2.05
Lu	0.32	0.51	0.37	0.25	0.64	0.66	0.57	0.33

جدول ۲- نتایج تجزیه سن‌سنجی U-Pb زیرکن مربوط به نمونه‌های توده‌های مزوش (HN5-5)، مارفیون (HN5-15)، قاهر (HN2-66) و بودلگ (HN5-45).

Properties	Pbt [ppm]	U [ppm]	Th/U	Phcom [pg]	206/204	207/235	2 sigma [abs]	206/238	2 sigma [abs]	rho	207/206	2 sigma [abs]	206/238	2 sigma [abs]	207/235	2 sigma [abs]
HN-5-5	0.38	45.8	0.93	1.07	263.5	0.050	0.00161	0.007622	0.00003	0.55	0.047308	0.0015	48.95	0.16	49.27	1.56
	0.54	56.0	0.94	2.39	98.3	0.051	0.00411	0.007810	0.00004	0.76	0.047279	0.0037	50.15	0.24	50.42	3.97
	0.24	35.0	0.00	1.65	81.0	0.056	0.00802	0.007868	0.00009	0.70	0.051883	0.0070	50.52	0.57	55.60	7.68
	2.43	286.2	0.89	0.83	186.9	0.051	0.00244	0.007783	0.00004	0.54	0.047364	0.0022	49.98	0.24	50.34	2.35
HN-2-66	3.33	928.8	1.21	2.32	301.2	0.018	0.00044	0.002835	0.00001	0.51	0.046451	0.0011	18.25	0.05	18.27	0.44
	0.19	63.2	0.30	1.44	35.3	0.021	0.00926	0.003098	0.00007	0.63	0.049192	0.0211	19.94	0.48	21.12	9.16
	1.33	342.3	0.61	1.16	1351.2	0.025	0.00016	0.003631	0.00001	0.56	0.049731	0.0003	23.36	0.06	24.97	0.16
	1.38	306.9	0.70	2.28	699.4	0.028	0.00029	0.004048	0.00001	0.49	0.049715	0.0005	26.04	0.06	27.79	0.29
	4.15	320.9	0.27	1.28	2217.8	0.162	0.00061	0.012741	0.00003	0.81	0.091975	0.0002	81.62	0.19	152.08	0.53
HN-5-15	0.76	246.5	0.64	2.16	461.1	0.018	0.00030	0.002835	0.00001	0.49	0.047110	0.0007	18.25	0.05	18.53	0.30
	1.15	382.1	0.57	1.47	525.8	0.018	0.00031	0.002850	0.00001	0.49	0.046976	0.0007	18.35	0.04	18.57	0.31
	1.27	391.2	0.83	1.95	54.0	0.019	0.00398	0.002860	0.00003	0.72	0.048129	0.0098	18.41	0.21	19.09	3.96
	1.38	420.0	0.84	2.31	1224.0	0.018	0.00013	0.002879	0.00001	0.50	0.046584	0.0003	18.54	0.05	18.61	0.13
	1.36	403.9	0.68	1.35	828.3	0.021	0.00022	0.003097	0.00001	0.47	0.048196	0.0005	19.93	0.05	20.68	0.22
	3.77	440.0	0.37	2.21	1590.9	0.070	0.00034	0.008416	0.00002	0.66	0.060022	0.0002	54.03	0.12	68.37	0.32
HN-5-45	0.57	197.1	0.50	1.21	585.7	0.018	0.00026	0.002787	0.00001	0.47	0.046752	0.0006	17.94	0.04	18.08	0.26
	0.48	132.9	0.52	5.54	176.8	0.018	0.00047	0.002789	0.00001	0.44	0.046704	0.0012	17.95	0.06	18.07	0.47
	0.67	223.5	0.56	1.91	311.6	0.018	0.00092	0.002869	0.00009	0.62	0.045180	0.0018	18.47	0.59	17.99	0.92
	0.55	156.4	0.48	3.61	138.7	0.018	0.00073	0.002784	0.00001	0.58	0.045893	0.0018	17.92	0.06	17.73	0.73

## کتابنگاری

امامی، م. ه. و رادفر، ج.، ۱۳۷۲- نقشه چهارگوش کاشان، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
 طهماسبی نمکی، ز.، ۱۳۸۲- پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی نیاسر کاشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.  
 ملکی، پ.، ۱۳۸۶- پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی مارفیون در غرب کاشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.

## References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation: *International Journal of Earth Sciences*, v. 94, p. 401–419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. & Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process, *Geol. Mag.* 148 (5–6), 2011, pp. 692–725.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations: *Tectonophysics*, v. 229, p. 211–238.
- Amidi, S. M., 1975- Contribution a l'étude stratigraphique, pétrologique et pétrochimique des roches magmatiques de la région Natanz-Nain-Surk (Iran Central), Thesis, Grenoble, 316p.
- Ballato, P., Mulch, A., Landgraf, A., Strecker, M. R., Dalconi, M. C., Friedrich, A. & Tabatabaei, S. H., 2010- Middle to late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz mountains, N Iran. *Earth and Planetary Science Letters* 300, 125–38.
- Beard, J. S. & Lofgren, G. E., 1991- Dehydration Melting and Water-Saturated Melting of Basaltic and Andesitic Greenstones and Amphibolites at 1, 3 and 6.9 kb. *J. Petrol.*, 32: 365–401.
- Berberian, F. & Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran. In *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution*, vol. 3 (eds H. K. Gupta & F. M. Delany), pp. 5–32. Washington, D.C.: American Geophysical Union.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. & Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and central Iran: *Journal of the Geological Society of London*, v. 139, p. 605–614.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 1764–6.
- Chen, F., Chen, F., Siebel, W. & Satir, M., 2003-Geochemical and isotopic composition and inherited zircon ages as evidence for lower crustal origin of two Variscan S-type granites in the NW Bohemian massif, *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 92:173–184.
- Deghani, G. A. & Makris, J., 1983- The gravity field and crustal structure of Iran: *Neues Jahrbuch der Geologischen und Palaeontologischen Abhandlungen*, v. 168, p. 215–229.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. & Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses, its relationships and current nomenclature. *Chem. Geol.* 29, 183-210.
- Dercourt, J., Ricou, L. E. & Vrielynck, B., 1993- Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps, 14 maps, 1 pl. Paris: Gauthier-Villars.
- Emami, M. H., 2000- Magmatism in Iran. Tehran: Geological Survey of Iran.
- Hafkenscheid, E., Wortel, M. J. R. & Spakman, W., 2006- Subduction history of the Tethyan derived seismic tomography and tectonic reconstruction. *Journal of Geophysical Research* 111, B08401, doi:10.1029/2005JB003791, 26 pp.
- Haschke, M., Ahmadian, J., Murata, M. & McDonald, I., 2010- Copper mineralization prevented by arc-root delamination during alpine-himalayan collision in central iran. *Economic Geology*, v. 105, pp. 855–865.
- Hempton, M. R., 1987- Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea: *Tectonics*, v. 6, p. 687–705.
- Hofmann, A., Jochum, K., Seufert, M. & White, M., 1986- Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 33–45.
- Holton, T., Jamtveit, B. & Meakin, P., 1999- Noise and oscillatory zoning of minerals. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 64, 1893–1904.
- Hongming, C., Hongfei, Z., Wangchun, X., 2009- U-Pb Zircon Ages, Geochemical and Sr-Nd-Hf Isotopic Compositions of Granitoids in Western Songpan-Garze Fold Belt: Petrogenesis and Implication for Tectonic Evolution. *Journal of Earth Science*, Vol. 20, No. 4, p. 681–698.
- Hooper, R. J., Baron, I. R., Agah, S. & Hatcher, R. D., 1994- The Cenomanian to recent development of the southern Tethyan margin in Iran: Middle East Petroleum Geosciences, GEO '94 Conference, Manama, Bahrain, Gulf PetroLink, Abstracts, p. 505–516.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* Vol.8:523-548.
- Johannes, W. & Holtz, F., 1996- Petrogenesis and Experiment Petrology of Granitic Rocks. Springer, Berlin. 1–254.
- Jung, S., Masberg, P., Mihm, D. & Hoernes, S., 2009- Partial melting of diverse crustal sources - Constraints from Sr–Nd–O isotope compositions of quartz diorite–granodiorite–leucogranite associations (Kaoko Belt, Namibia). *Lithos*, 111: 236–251.
- Kay, S. M. & Mpodozis, C., 2001- Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust: *GSA Today*, v. 11, p. 4–9.
- Kuster, D. & Harms U., 1998- Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*. 45: 177-195.

- Maniar, P. D. & Picooli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, *Geo. Soc. Of Am. Bull.*, Vol. 101:635-643.
- Mantle, G. W. & Collins, W. J., 2008- Quantifying crustal thickness variations in evolving orogens: Correlation between arc basalt composition and Moho depth: *Geology*, v. 36, p. 87–90.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. & Wernicke, B. P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions: *Geophysical Research Letters*, v. 30, p. 20–36.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochem. Cosmochim. Acta*, Vol.38:757-775.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. & Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: Anewreport of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106, 380–98.
- Patino Douce, A. E., 1999- What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. *Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, vol. 168, pp. 55–75.
- Patino-Douce, A. E. & Harris, N., 1998- Experimental Constraints on Himalayan Anatexis. *J. Petrol.*, 39: 689–710.
- Patino-Douce, A. E. & McCarthy, T. C., 1998- Melting of Crustal Rocks during Continental Collision and Subduction. In: Hacker, B. R., Liou, J. G., eds., *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 27–55.
- Pearce, J. A. 1996- Source and setting of granitic rocks, *Episode*, Vol.19:120-125.
- Pearce, J. A. Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* Vol.25: 956-983.
- Petford, N. & Atherton, M., 1996- Na-Rich Partial Melts from Newly Underplated Basaltic Crust: The Cordillera Blanca Batholith, Peru. *J. Petrol.*, 37: 1491–1521.
- Rapp, R. P. & Watson, E. B., 1995- Dehydration Melting of Metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *J. Petrol.*, 36: 891–931.
- Rickwood, P. C., 1989- Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, Vol.22:247-263.
- Ricou, L. E., Braud, J. & Brunn, J. H., 1977- Le Zagros. In *Livre à la mémoire de A.F. de Lapparent (1905–1975)*. *Mémoire hors Série de la Société Géologique de France* 8, 33–52.
- Rushmer, T., 1991- Partial Melting of Two Amphibolites: Contrasting Experimental Results under Fluid Absent Conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107: 41–59.
- Sengör, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaömer, T. & Hsü, K. J., 1988- The origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana land. In *Gondwana and Tethys* (eds M. G. Audley-Charles & A. Hallam), pp. 119–81. Geological Society of London, Special Publication no. 37.
- Shahabpour, J., 2005- Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24, 405–17.
- Sisson, T. W., Ratajeski, K. & Hankins, W. B., 2005- Voluminous Granitic Magmas from Common Basaltic Sources. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 148: 635–661.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, 1229–58.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds), *magmatism in ocean basins*. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, pp. 313-345.
- Thompson, R. N., 1982- Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province, *Scott. J. Geol.*, 18, 49-107.
- Treuil, N. T. B. & Joron, J. L., 1975- Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemple de l'Afar et de la Doésale Médiatlantique. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 31: 125-174.
- Verdel, Ch., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. & Guest, B., 2011- A Paleogene extensional arc flare - up in Iran, *TECTONICS*, 30.
- Vincent, S. J., Allen, M. B., Ismail-Zadeh, A. D., Flecker, R., Foland, K. A. & Simmons, M. D., 2005- Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin* 117, 1513– 33.
- Weaver, B. L. & Tarney, J., 1984- Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*. 310: 575-577.
- Wolf, M. B. & Wyllie, P. J., 1992- The Formation of Tonalitic Liquids during the Vapor-Absent Partial Melting of Amphibolite at 10 kbar. *EOS*, 70: 506–518
- Wolf, M. B. & Wyllie, P. J., 1994- Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115, 369–383.
- Yilmaz, Y., 1993- New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen: *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 251–271.