

## سنگ‌نگاری و ژئوشیمی گرانیتوئید مکسان، جنوب آتشفشان بزمان

محمد رضا قدسی<sup>۱\*</sup>، محمد بومری<sup>۱</sup>، ساسان باقری<sup>۱</sup> و دایزوا ایشی یاما<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی دانشگاه آکیتا، ژاپن

نویسنده مسئول: \*Mohammadreza.Ghods@gmail.com

دریافت: ۹۳/۱۲/۷ پذیرش: ۹۴/۳/۲

### چکیده

گرانیتوئید مکسان بخشی از مجموعه گرانیتوئید بزمان است که در فاصله ۱۴۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان ایرانشهر، جنوب شرق ایران واقع شده است. سنگ‌های این توده متشکل از گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، مونزودیوریت، دیوریت و گابرو است که به درون سنگ‌های قدیمی‌تر از قبیل شیل، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک (سازند سردر) به سن کربنیفر و آهک و دولومیت (سازند جمال) به سن پرمین نفوذ کرده است. کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها، کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و کانی‌های فرعی اسفن، زیرکن، آپاتیت، مگنتیت و ایلمنیت است. توده گرانیتوئید مکسان ماهیت متألومین تا کمی پر آلومین دارد و ویژگی‌های گرانیت‌های کالک آلکالن نوع I را نشان می‌دهد. دامنه وسیع اکسید سیلیسیوم نمونه‌ها (۴۷-۷۶ درصد وزنی)،  $A/CNK$  پایین،  $Na_2O > K_2O$ ، غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و بی‌هنجاری منفی Nb و Ti وابستگی آن‌ها را به کمان ماگمایی وابسته به فروانش تایید می‌کند. به نظر می‌رسد گرانیتوئید مکسان حاصل فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک لوت و نیز تشکیل گرانیتوئید مورد پژوهش در محیط آتشفشانی (VAG) باشد.

**واژه‌های کلیدی:** ژئوشیمی، کالک آلکالن، گرانیت نوع I، مکسان، بلوک لوت

### مقدمه

گرانیتوئیدها سازنده اصلی کمربندهای کوهزایی بوده و دارای تنوع ترکیبی وسیعی می‌باشند [۱۶]. به همین دلیل گرانیتوئیدهایی که از نظر ترکیبی خوب شناخته شوند، به توسعه و تکمیل اطلاعات لازم در ارتباط با پوسته قاره‌ای کمک می‌نمایند [۶]. گرانیتوئید مکسان بخش مهمی از مجموعه گرانیتوئید بزمان به شمار می‌رود که در فاصله ۱۴۰ کیلومتری شمال غرب ایرانشهر (جنوب شرق ایران) واقع شده است. این گرانیتوئید با وسعت تقریبی ۶۰۰ کیلومتر مربع بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ هامون جازموریان [۱] و ۱/۱۰۰۰۰۰ مکسان [۴] است که در حد فاصل بین طول‌های جغرافیایی ۴۴' ۵۹° تا ۴' ۶۰° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۶' ۲۷° تا ۵۴' ۲۷° شمالی و در حاشیه جنوبی بلوک لوت، انتهای کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قرار گرفته است. از جمله مهم‌ترین تحقیقات انجام شده در منطقه می‌توان به مطالعات زمین‌شناسی بربریان [۷] اشاره نمود. وی تشکیل مجموعه گرانیتوئید بزمان را به

زون فروانش فعال مکران مرتبط دانسته است که ماگمای کالک‌آلکالن آن در رابطه با مصرف پوسته اقیانوسی در امتداد زون فروانش مکران تولید شده است. نتیجه سن سنجی (Rb-Sr) توسط وی، سنی معادل ۷۴ تا ۶۴ میلیون سال را نشان داده است که به اواخر کرتاسه پسین و اوایل پالئوسن مربوط می‌شود. قدسی [۳]، ژئوشیمی رسوبات آبراهه‌ای و زمین‌شناسی اقتصادی برگه جازموریان را مورد مطالعه و پتانسیل‌های زمین‌شناسی اقتصادی و آنومالی‌های ژئوشیمیایی مرتبط با کانی‌سازی را معرفی نموده است. جمشیدی [۲]، تشکیل اسکارن و کانی‌زایی مس گربدر در جنوب شرق کوه بزمان را مطالعه نموده و بیان می‌کند که متامورفیسم سنگ‌های رسوبی کربنیفر-پرمین در مجاورت گرانیتوئید بزمان سبب تشکیل اسکارن و کانی‌زایی مس شده است مطالعه شیمی سنگ و ژنز الیون بازالت‌های مخروط‌های کوچک آتشفشانی اطراف آتشفشان بزمان توسط [۲۴] معلوم داشتند که این بازالت‌ها نسبت‌های ایزوتوپی در محدوده بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای دارند و شبیه

شیمیایی آن از بازیک (گابرو) تا اسیدی (گرانیت) تغییر می‌کند. این گرانیتوئید دارای انکلاوهای مافیک در ابعاد چند سانتی‌متر تا حدود ۵۰ سانتی‌متر به رنگ خاکستری تیره، به شکل بیضوی و مدور با مرز شارپ است. سنگ‌های گرانیتی به دلیل شدت پدیده‌های دگرریختی مانند فراوانی درزه‌ها و گسل‌ها و به دنبال آن‌ها شدت هوازدگی و دگرسانی، بطور معمول تپه ماهوری و کم ارتفاع هستند. دو دسته سیستم گسله در گرانیتوئید مکسان مشاهده گردید. دسته اول گسل‌های امتداد لغز با امتداد شمال‌شرق- جنوب‌غرب (N30E) و دسته دوم گسل‌های امتداد لغز با امتداد شمال‌غرب- جنوب‌شرق (N45W) می‌باشند. دایک‌های آپلیتی با روند شمال شرق- جنوب غرب توده‌های گرانیتی تا گابرویی را قطع نموده‌اند. جوان‌ترین فعالیت‌های ماگمایی در محدود مورد مطالعه مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی پلیوکواترنر آتشفشان بزمان می‌باشد که در شمال منطقه رخنمون دارد. ترکیب سنگ‌شناسی گدازه‌های آتشفشانی عمدتاً بازالت، آندزیت، داسیت و توف‌های آتشفشانی مرتبط با فعالیت‌های آتشفشان بزمان می‌باشد [۴].

### روش انجام پژوهش

طی بازدیدهای صحرایی از گرانیتوئید مکسان، ۲۰۰ نمونه سنگی برداشت گردید که از این تعداد ۵۰ مقطع نازک تهیه شد. مطالعات پتروگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان مدل Olympus انجام گردید. جهت تعیین نام سنگ از دستگاه شمارنده کانی‌ها استفاده شد. ۱۵ نمونه سالم از گرانیتوئید مکسان که دارای کمترین دگرسانی بودند، انتخاب گردید. نمونه‌ها جهت آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی با روش XRF و ICP-MS در دانشگاه آکیتا ژاپن تجزیه شدند. مقدار  $LOI^1$  نمونه‌ها با حرارت دادن پودر تهیه شده در ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد طی دو ساعت به دست آمد (جدول ۱).

### سنگ‌نگاری گرانیتوئید مکسان

برای نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی از رده‌بندی مدال [۲۶] استفاده شده است. شمارش ۳۰۰۰ نقطه با کمک دستگاه شمارنده کانی‌ها برای هر نمونه صورت گرفت. مطابق با این رده‌بندی سنگ‌های محدوده مورد مطالعه گرانیت،

بازالت‌هایی جزایر اقیانوسی (OIB) می‌باشند که در شمال کمان ماگمایی مکران فوران نموده‌اند و در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی عمان به زون مکران تولید شده است.

تاکنون مطالعات جامعی بر روی گرانیتوئید مکسان (بخش غربی مجموعه گرانیتوئید بزمان) صورت نگرفته است و این نوشتار به ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه توده مکسان (بخشی از مجموعه گرانیتوئید بزمان) می‌پردازد.

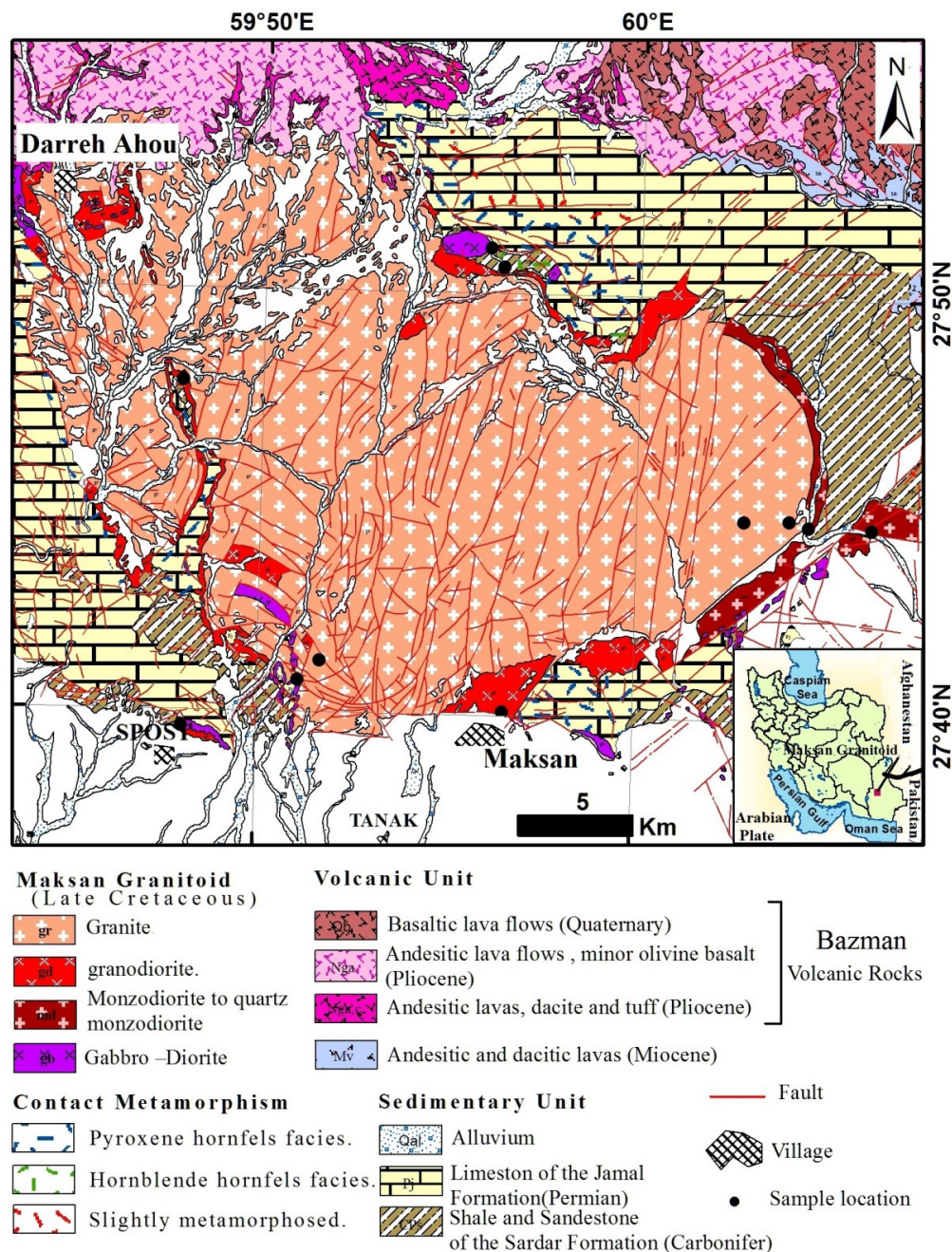
### زمین‌شناسی منطقه

محدوده مورد مطالعه در نزدیکی پیوستگاه چندین زون ساختاری-رسوبی مهم ایران از قبیل حاشیه جنوبی بلوک لوت، پایانه جنوب‌خاوری ایران مرکزی و کمربند آتشفشانی-ارومیه دختر، پایانه شمالی زون مکران و سرانجام مرز باختری زون فلیش شرق ایران قرار گرفته است. گرانیتوئید مکسان یک توده آذرین با کشیدگی شرقی-غربی است که در حدود ۳۰ کیلومتر طول و ۲۰ کیلومتر عرض دارد. قدیمی‌ترین واحد سنگی در منطقه عمدتاً شامل شیل، ماسه‌سنگ و آهک می‌باشد که متعلق به کربنیفر و معادل سازند سردر است (شکل ۱). چگونگی همبری زیرین این واحد به دلیل نبودن برونزدهای از واحدهای سنگی قدیمی‌تر مشخص نیست ولی همبری زیرین آن با واحد سنگی جمال ناپیوسته و پیشرونده است بدین صورت که واحد سنگی سازند جمال بوسیله ماسه‌سنگ کوارتز آرنایت پایه برروی سازند سردر قرار می‌گیرد [۴]. سازند جمال عمدتاً شامل واحد ماسه‌سنگ، کوارتز آرنایت، دولومیت و آهک می‌باشد. این گرانیتوئید سازند سردر و جمال را قطع نموده و باعث ایجاد دگرگونی مجاورتی گردیده است. شار حرارتی برخاسته از نفوذ گرانیتوئید مکسان به درون سازند سردر منجر به پیدایش رخساره‌های دگرگونی مجاورتی از قبیل آندالوزیت، کدریریت هورنفلز گردیده است [۴]. از نظر چینه‌شناسی سن گرانیتوئید مکسان به دلیل قطع کردن سازندهای سردر (کربنیفر) و جمال (پرمین) و پوشیده شدن به وسیله سنگ‌های آتشفشانی بزمان (پلیوسن-کواترنر)، بعد از پرمین و قدیمی‌تر از پلیوسن می‌باشند. یکی از ویژگی‌های جالب گرانیتوئید مکسان منطقه‌بندی آن است بطوریکه از حاشیه به سمت مرکز، ترکیب

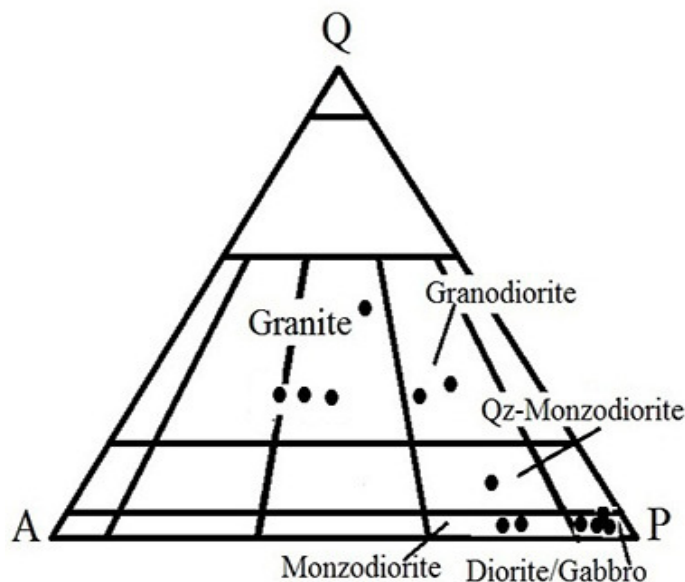
<sup>1</sup>Loss Of Ignition

هورنبلند، بیوتیت، کلینوپیروکسن، اسفن، آپاتیت، زیرکن، مگنتیت و ایلمنیت است. هورنبلند و بیوتیت کانی فرومنیزین غالب در گرانیتوئید مکسان می‌باشد. میزان کانی‌های فرومنیزین (هورنبلند و بیوتیت) از حاشیه (گابرو) به سمت مرکز (گرانیت) کاهش می‌یابد.

گرانودیوریت، کوارتز مونزدیوریت، مونزدیوریت، دیوریت و گابرو نام‌گذاری شده‌اند (شکل ۲). انکلاوها ترکیب سنگ‌شناسی گابرو و دیوریتی از خود نشان می‌دهند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این گرانیتوئید شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپارهای قلیایی بیش‌تر از نوع ارتوکلاز،



شکل ۱. نقشه ساده زمین‌شناسی گرانیتوئید مکسان، اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مکسان با تغییرات توسط نگارندگان.



شکل ۲. طبقه‌بندی مدال با استفاده از دیاگرام QAPF [۲۶]

### گرانیت

گرانیت‌ها گسترده‌ترین واحد سنگی گرانیتوئید مکسان به شمار می‌آیند. بافت اصلی در سنگ‌های گرانیتی پورفیری است اما بافت‌های گرانولار و گرانوفیری نیز در نمونه‌ها دیده می‌شود. گرانیت‌های دارای بافت پورفیری، حاوی درشت بلورهای ارتوکلاز به رنگ صورتی بوده که اندازه آن‌ها به ۲ تا ۳ سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۳ الف). کوارتز در حدود ۲۷ تا ۲۹ درصد، ارتوکلاز بین ۳۹ تا ۴۵ درصد، پلاژیوکلاز ۲۲ تا ۲۹ درصد و کانی‌های فرعی بیوتیت و هورنبلند (کمتر از ۳ درصد)، اسفن، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های تیره (کمتر از یک درصد) مشخص می‌شوند (شکل ۴ الف). کانی بیوتیت به صورت بلورهای صفحه‌ای شکل در مقاطع دیده می‌شود و چند رنگی مشخص بیوتیت‌ها به صورت قهوه‌ای کمرنگ تا قهوه‌های تیره (چند رنگی عادی) و ادخال‌های زیرکن و آپاتیت قابل مشاهده است.

### گرانودیوریت

گرانودیوریت‌ها به صورت توده‌های کوچکی در حاشیه جنوبی و غربی گرانیتوئید مکسان مشاهده می‌شوند (شکل ۱ و ۳ ب). اغلب بافت گرانولار دارند. پلاژیوکلاز ۴۱ تا ۴۶ درصد، کوارتز در حدود ۲۰ تا ۲۳ درصد، ارتوکلاز بین ۱۴ تا ۲۶ درصد، بیوتیت ۲ تا ۹ درصد، هورنبلند ۵ تا ۹ درصد، اسفن، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های تیره (کمتر از یک درصد) مشخص می‌شوند (۴ ب). هورنبلند و

بیوتیت کانی فرومنیزین غالب در گرانودیوریت مکسان می‌باشند. بیوتیت‌های اولیه به صورت صفحه‌های نامنظم و با چند رنگی قهوه‌ای کمرنگ تا تیره مشاهده می‌شوند. کانی‌های تیره عمدتاً شامل مگنتیت و ایلمنیت می‌باشد.

### دیوریت (مونزودیوریت)

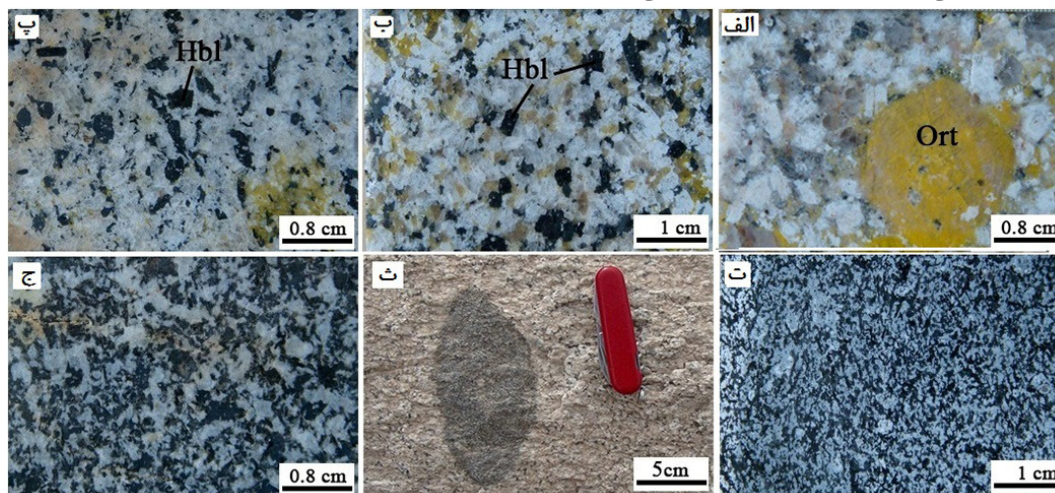
این گروه از سنگ‌ها عمدتاً به صورت نوار باریکی در حاشیه شرقی گرانیتوئید مکسان رخمون دارند (شکل ۱ و ۳ پ). غالباً بافت گرانولار دارند. پلاژیوکلاز ۵۰ تا ۶۶ درصد، ارتوکلاز بین ۱۵ تا ۱۷ درصد، بیوتیت ۱ تا ۱۲ درصد، هورنبلند ۲ تا ۱۸ درصد، کوارتز کمتر از ۵ درصد، اسفن، زیرکن، آپاتیت (کمتر از یک درصد) و کانی‌های تیره (کمتر از دو درصد) مشخص می‌شوند (شکل ۴ پ). کانی‌های تیره غالب مگنتیت و ایلمنیت می‌باشد. بیوتیت‌های اولیه به صورت صفحات بزرگ نامنظم مشاهده می‌شوند.

### گابرو

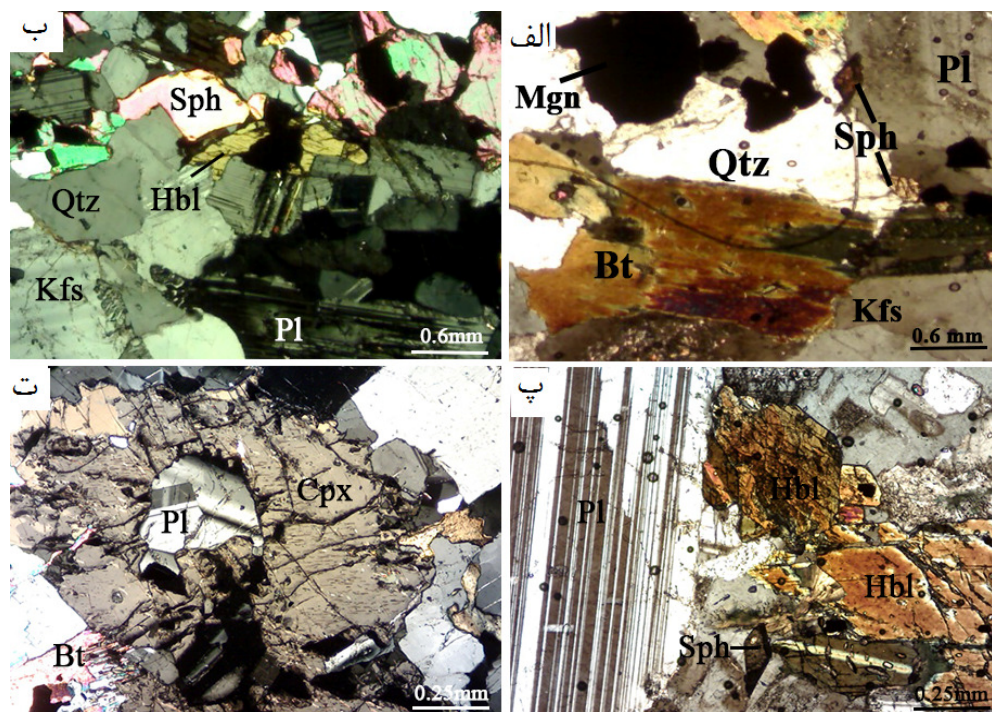
سنگ‌های گابرویی به صورت برونزدهای کوچکی در حاشیه جنوبی گرانیتوئید مکسان مشاهده می‌شوند (شکل ۱ و ۳ ت). بافت‌های گرانولار و پوئی‌کلیتیک دارند. کانی‌های پلاژیوکلاز ۴۷ تا ۶۵ درصد، هورنبلند ۰ تا ۳۰ درصد، کلینوپیروکسن ۶ تا ۱۸ درصد، بیوتیت ۴ تا ۶ درصد، تشکیل‌دهنده اصلی این گروه می‌باشند (شکل ۴ ت). میزان کانی‌های تیره در سنگ‌های گابرویی حداکثر

تا کشیده دیده و در برخی از مقاطع به اکسیدهای آهن و کلریت تجزیه شده است. انکلاوهای از جنس سنگ‌های گابرویی و دیوریتی به شکل بیضوی در داخل سنگ‌های گرانیتی مشاهده می‌شود (شکل ۳ ث و ج).

به ۵ درصد می‌رسد و کانی تیره غالب مگنتیت است. بلورهای پلاژیوکلاز در برخی از مقاطع تحت تاثیر نیروهای تکتونیکی کج شده‌اند. کانی کلینوپیروکسن بطور معمول از ناحیه رخ‌ها و شکستگی‌ها به اکسیدهای آهن تجزیه شده‌اند. کانی بیوتیت از بلورهای صفحه‌ای بی‌شکل



شکل ۳. تصاویر واحدهای سنگی گرانیتوئید مگسان (الف) گرانیت (ب) گرانودیوریت (پ) مونزودیوریت (ت) گابرو (ث و ج) انکلاوهای سنگ‌های دیوریتی داخل سنگ‌های گرانیتی (علائم اختصاری: Ort ارتوکلاز، Hbl هورنبلند). شکل‌های الف، ب، پ، ت و ج مربوط به پلاک‌های تهیه شده از نمونه‌های دستی و شکل ث، رخنمون واحد گرانیتی حاوی انکلاو در محدوده مورد مطالعه است.



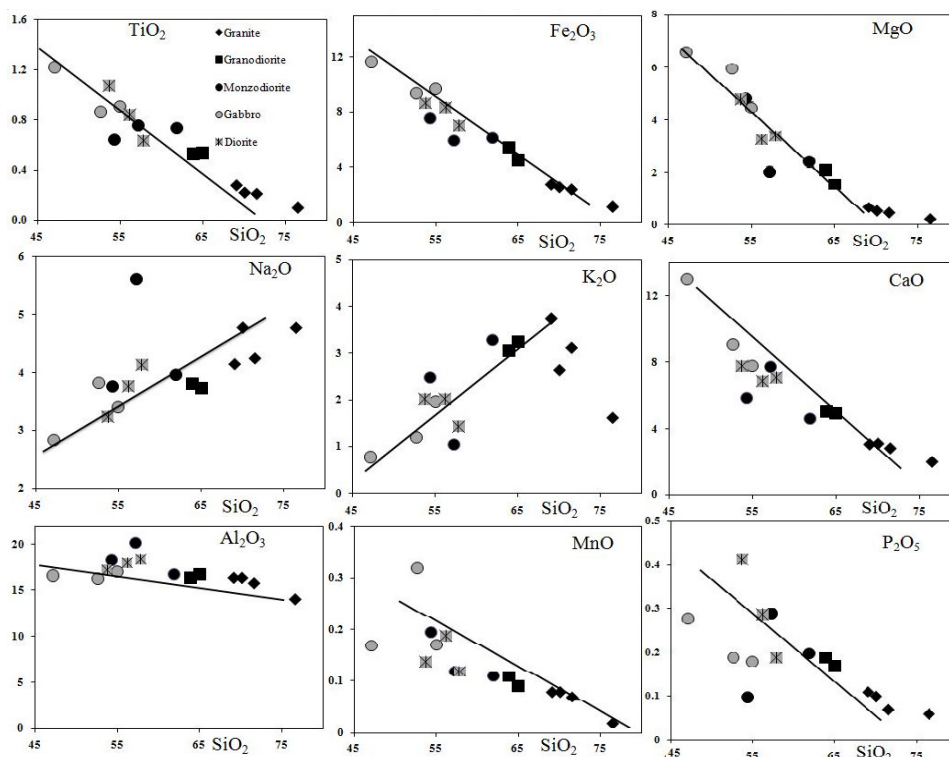
شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از رخنمون‌های مختلف گرانیتوئید مگسان (الف) گرانیت (ب) گرانودیوریت (پ) مونزودیوریت (ت) گابرو. (علائم اختصاری: Kfs فلدسپار پتاسیم، Hbl هورنبلند، Pl پلاژیوکلاز، Qtz کوارتز، Bt بیوتیت، Sph اسفن، Cpx کلینوپیروکسن، Mgn مگنتیت).

## بحث

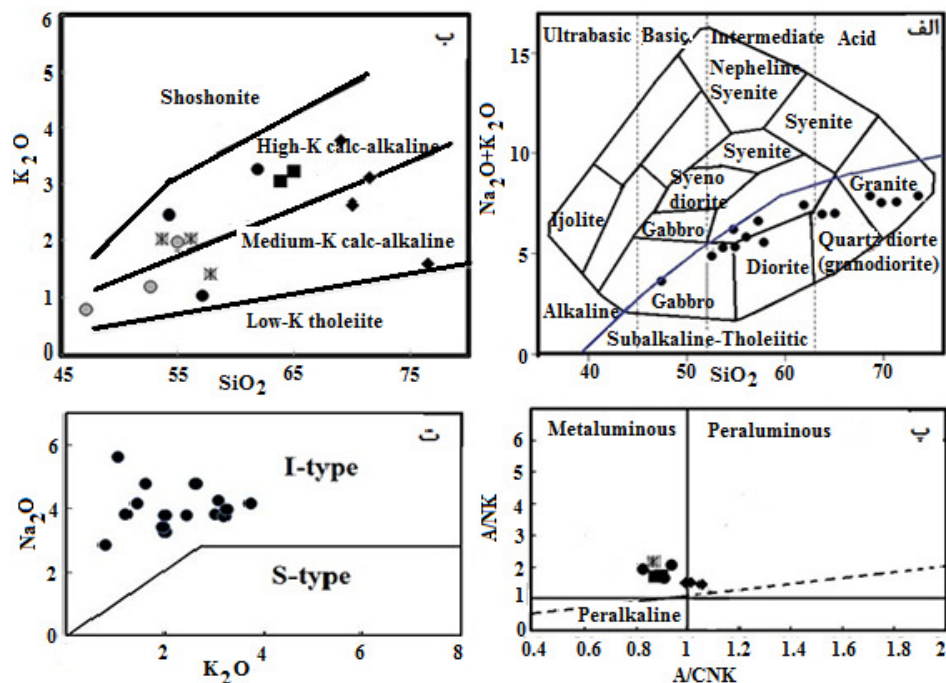
## ژئوشیمی عناصر اصلی

مقدار  $\text{SiO}_2$  توده‌های نفوذی بررسی شده از ۴۸ تا ۶۷ درصد متغیر است (جدول ۱). نمودارهای هارکر عناصر اصلی در برابر اکسید سیلیسیوم نشان می‌دهد که مقادیر اکسیدهای  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$  با افزایش اکسیدسیلیسیوم کاهش می‌یابند (شکل ۵). کاهش میزان اکسیدهای  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$  و  $\text{TiO}_2$  با افزایش سیلیس بیانگر مشارکت این عناصر در ساختار کانی‌های فرومنیزین پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و اکسیدهای آهن و تیتان‌دار در مراحل اولیه تبلور ماگماست. اکسیدهای  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{CaO}$  به خاطر مشارکت در ساختمان پلاژیوکلاز سیر نزولی نشان می‌دهند. تغییرات اکسیدهای  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  روند افزایشی نشان می‌دهند زیرا با پیشرفت تفریق، مقدار آن‌ها در مذاب باقی‌مانده افزایش می‌یابد تا در نهایت وارد ساختمان فلدسپارها می‌گردند. فسفر به صورت عنصر سازگار عمل کرده و در جهت تشکیل آپاتیت مصرف شده و با افزایش درجه تبلور ماگما از میزان  $\text{P}_2\text{O}_5$  کاسته شده است.

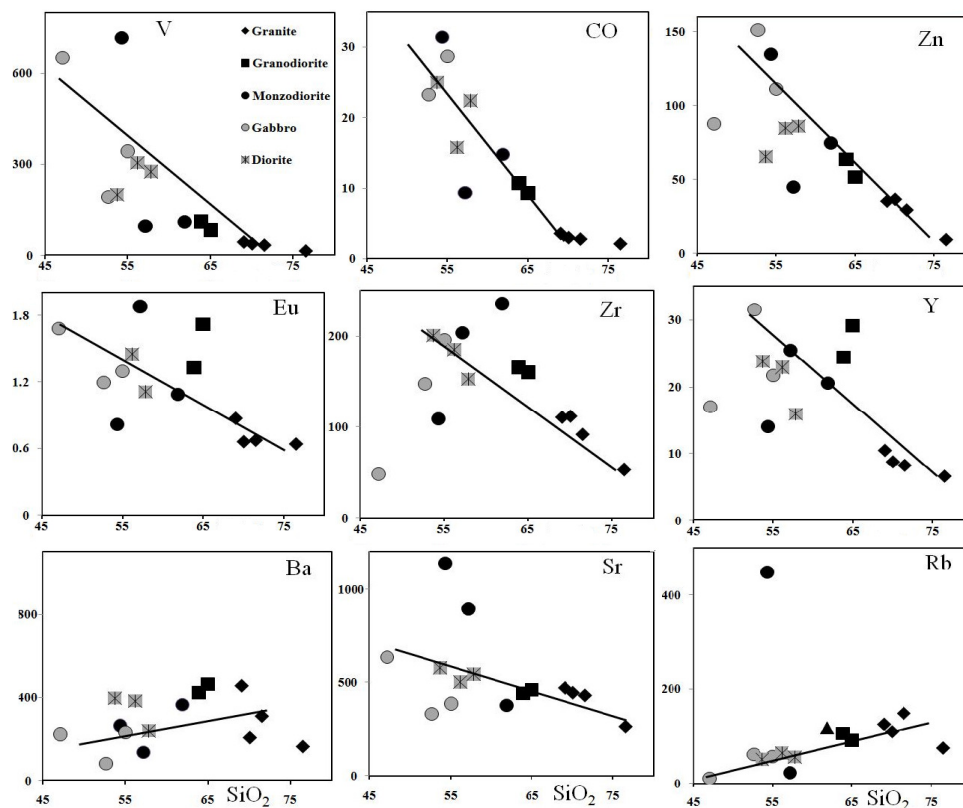
برای نام‌گذاری توده‌های منطقه مورد مطالعه از نمودار [۱۳] استفاده شد (شکل ۶ الف). مقایسه نام‌های حاصل از این نمودار و نام‌های حاصل از مطالعات پتروگرافی (نام‌گذاری مودال) تفاوتی را نشان نمی‌دهد. نمودار تغییرات  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{K}_2\text{O}$  [۲۱] نشان می‌دهد که توده‌ها در قلمرو سنگ‌های کالکوالکالن پتاسیم متوسط تا بالا قرار می‌گیرند (شکل ۶ ب). سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات نسبت مولکولی  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$  [۲۵] در قلمرو متاآلمین تا کمی پرآلمین واقع می‌شوند (۶ پ). شاخص اشباع از آلومینیوم برای گرانیتهای نوع S بیش‌تر از ۱/۱ و برای گرانیتهای نوع I کمتر از ۱/۱ است [۱۰ و ۱۱]. شاخص اشباع از آلومینیوم برای توده‌های مورد مطالعه کمتر از ۱/۱ است بنابراین، با توجه به این معیار، توده‌های مورد مطالعه از نوع I می‌باشند. همچنین در نمودار  $\text{Na}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{K}_2\text{O}$  که مرز گرانیتهای نوع I و S را جدا می‌کند (شکل ۶ ت)، ماهیت I بودن توده‌های منطقه را تایید می‌کند. سنگ‌های گرانیته‌ی مگسان براساس نمودار مثلثی [۱۵] علاوه بر نمایش روند خطی در محدوده کالک آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۷).



شکل ۵. موقعیت نمونه‌های گرانیته‌ی مگسان بر روی نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس. فراوانی عناصر اصلی برحسب درصدوزنی گزارش شده است.



شکل ۶. الف) موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه بر روی نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $[\text{SiO}_2]$  [۱۳]، ب) نمودار تغییرات  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  [۲۱]، ج) نمودار تغییرات  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$  (A/NK) در برابر  $(\text{A}/\text{CNK})$  برای سنگ‌های منطقه [۲۵] ت) موقعیت توده‌های گرانیتوئید مکسان در نمودار اکسید سدیم در مقابل اکسید پتاسیم. مرز جداکننده گرانیتوئیدهای I و S در  $\text{Na}_2\text{O}=3\%$  [۱۰]



شکل ۷. موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی مکسان بر روی نمودار تغییرات عناصر فرعی در برابر سیلیس. فراوانی عناصر کمیاب برحسب ppm گزارش شده است.

## ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی

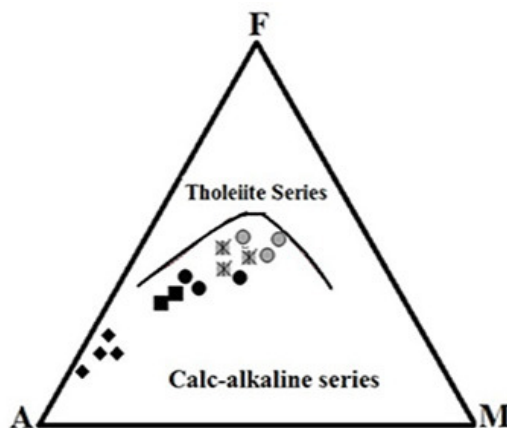
نمودارهای هارکر عناصر فرعی در برابر اکسید سیلیسیوم نشان می‌دهد که با افزایش اکسید سیلیسیوم، مقادیر عناصر انتقالی نظیر V، Co، Zn کاهش می‌یابد (شکل ۸). عناصر Rb و Ba با افزایش سیلیس روند افزایشی نشان می‌دهند ولی Sr، Y و Eu برخلاف آن‌ها کاهش می‌یابند. Rb و Ba به خاطر جانشینی در کانی‌های پتاسیم داری مانند ارتوز در مراحل پایانی تبلور ماگما روند افزایشی دارند. به نظر می‌رسد که غنی‌شدگی ماگمای سنگ‌های مورد بررسی از عناصر پتاسیم و به پیروی از آن روبیدیم و باریوم به سمت گرانودیوریت و گرانیات به دلیل آلودگی بیش‌تر ماگما با مواد پوسته‌ای است. Sr به علت جانشینی با کلسیم و ورود به شبکه پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار، در مراحل نهایی تبلور ماگما کاهش می‌یابد. Y نیز به علت جایگزینی در کانی‌های فرعی آپاتیت، اسفن و هورنبلند روند کاهشی نشان می‌دهد.

در شکل ۹ نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت [۸] بهنجار شده‌اند، نمایش داده شده است. الگو فراوانی عناصر نادر خاکی در دیوریت‌ها، گابروها، گرانودیوریت و گرانیات با یکدیگر موازی بوده و از عناصر LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند که شاخص ماگماهای تشکیل شده در زون فرو رانش می‌باشد [۲۳، ۱۸ و ۲۸]. الگوی پراکندگی عناصر کمیاب که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده است [۲۷]، در کلیه واحدهای سنگی مشابه می‌باشد (شکل ۱۰) و همه آن‌ها، آنومالی منفی مشخصی در عناصر واسطه با

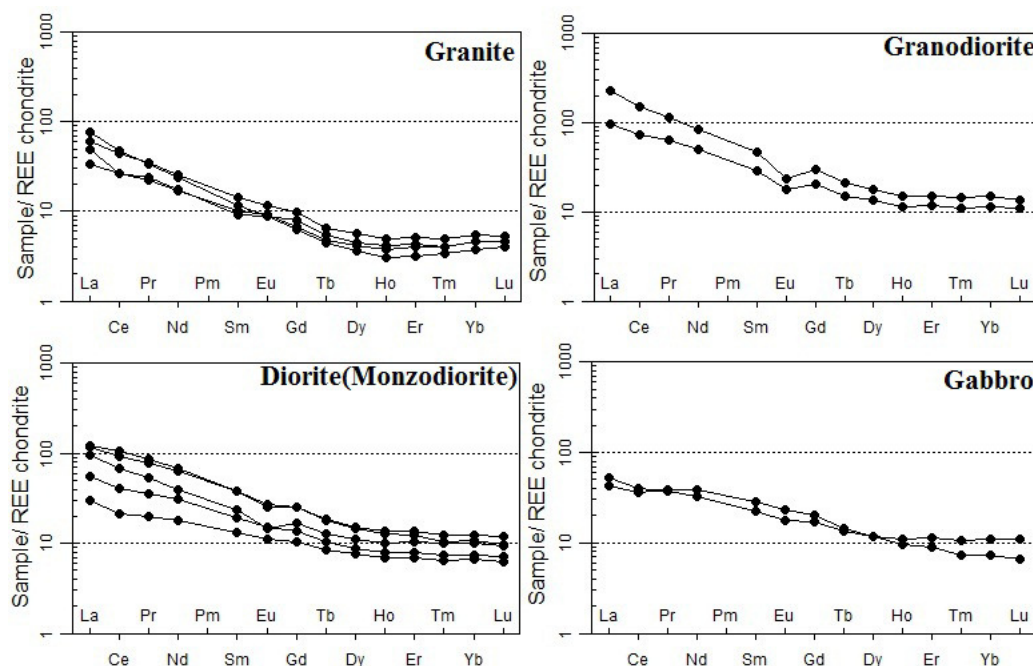
شدت میدان زیاد (HFSE) نظیر Nb و Ti (کمتر) نشان می‌دهند در مقابل عناصر واسطه با شدت میدان کم (LFSE) نظیر Ba و Rb آنومالی مثبت نشان می‌دهند (شکل ۱۰). کاهیدگی Nb از ویژگی‌های شاخص ماگماهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی در زون فرورانش است و افزایش آن اختلاط هر چه بیش‌تر پوسته قاره‌ای را در ماگما آشکار می‌کند [۵، ۲۸ و ۳۰]. اکثر نمونه‌ها تهی‌شدگی از عناصر تیتانیوم، نیوبیوم و فسفر و غنی‌شدگی پتاسیم، روبیدیم، سزیوم و سرب را نشان می‌دهند. بطور کلی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در سنگ‌های مختلف گرانیتوئید مکسان مشابه است و تفاوت موجود در میزان تمرکز این عناصر است. این امر می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها باهم و منشأ مشترک آن‌ها باشد.

## خاستگاه و محیط تکتونیکی

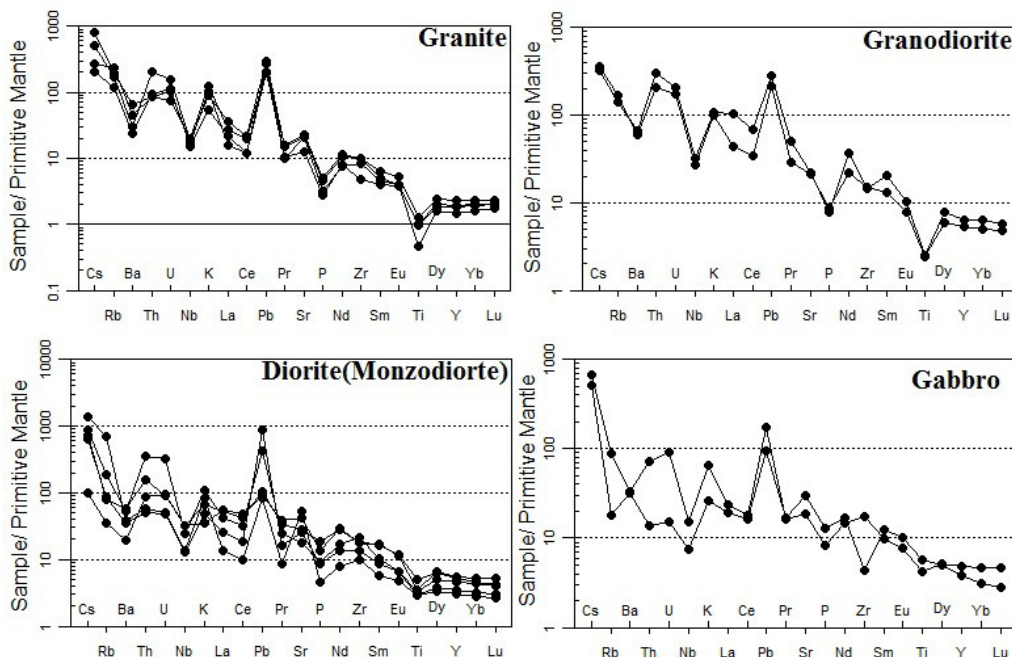
براساس رده‌بندی [۹] گرانیتوئید مکسان با داشتن ویژگی‌های زیر در گروه گرانیات‌های I قرار می‌گیرد. سنگ‌شناسی این گرانیتوئید از گرانیات تا گابرو متغیر است. علاوه بر هورنبلند، بیوتیت نیز از فراوانی قابل توجهی برخوردار بوده و بوسیله اسفن و مگنتیت نیز همراهی می‌شود. از نظر درجه اشباعیت آلومین، نمونه‌های مورد مطالعه متآلومین تا کمی پراآلومین بوده است. تغییرات عناصر اصلی و کمیاب آن از روند گرانیات‌های نوع I پیروی می‌کند. به عنوان مثال تغییرات  $P_2O_5$  در مقابل  $SiO_2$  یک روند کاهنده را نشان می‌دهد که خاص گرانیتوئیدهای نوع I می‌باشد [۱۰].



شکل ۸. نمونه‌های واحدهای سنگی گرانیتوئید مکسان در نمودار AFM که بیانگر ترکیب کالک آلکالن آن‌هاست [۱۰].



شکل ۹. نمودار بهنجار شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندريت در توده‌های نفوذی منطقه بررسی شده [۱۱].



شکل ۱۰. نمودار بهنجار شده برخی عناصر فرعی و نادر خاکی توده‌های نفوذی منطقه بررسی شده نسبت به گوشته [۲۸].

نسبت بالای  $Nb/La$  و  $Ti/Zr$  را برای ماگمای مشتق شده از گوشته لیتوسفری پیشنهاد داده‌اند (به ترتیب ۴ و ۱۰۰) و این در حالی است که میانگین این نسبت در سنگ‌های گرانیتوئید مکسان به ترتیب ۰/۶۹ و ۵۱/۶۴ است، بنابراین با منشأ گوشته‌ای محض مغایرت دارد.

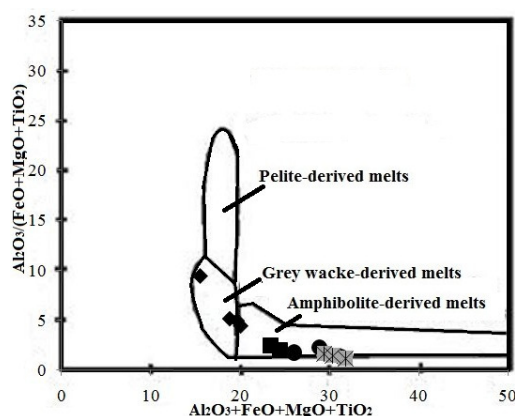
به عقیده [۱۷]، میزان  $SiO_2$  بالا،  $Mg \#$  کمتر از ۶۰ درصد و میزان پایین عناصر انتقالی  $Co$ ،  $Cr$ ،  $Ni$  و  $V$  حاکی از آن است که ماگمای سازنده این گونه از سنگ‌ها مستقیماً از گوشته منشأ نمی‌گیرند و این وضعیت در سنگ‌های گرانیتوئید مکسان مشاهده می‌شود (جدول ۱ و شکل ۸). همچنین برخی از پژوهشگران [۱۴، ۲۲ و ۲۹]

در مرحله بعد با نفوذ این مذاب‌ها، ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها اتفاق افتاده است. حاصل این عملکرد تشکیل مذاب‌های با ترکیب سنگ‌شناختی گرانیتوئیدی تیپ I است. در پایان مذاب‌های با ترکیب اسیدی‌تر شامل رگه‌های آپلیتی بوده و حاوی مواد فرار و ناسازگار است که به صورت دایک‌های توده را قطع نموده است.

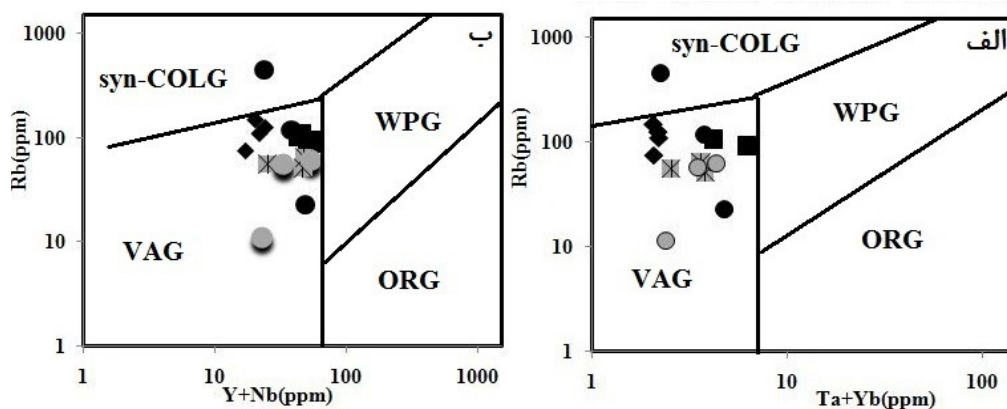
نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار [۲۰]، در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VGA) قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). همچنین در نمودار لگاریتمی Th/Yb در برابر La/Yb [۱۲]، در داخل و نزدیک قلمرو حاشیه فعال قاره‌ای واقع شده است (شکل ۱۳). بدین ترتیب به نظر می‌رسد که گرانیتوئید مکسان در طی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک لوت تشکیل شده است.

براساس نمودار [۱۹]، سنگ مادر گرانیتوئیدهای مکسان در محدوده گری‌وک و آمفیبولیت قرار می‌گیرد (شکل ۱۱). گرانودیوریت‌ها، کوارتز مونزودیوریت و مونزودیوریت‌ها در محدوده مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی مواد پوسته‌ای با ترکیب آمفیبولیتی و گرانیت‌ها حاصل ذوب بخشی مواد پوسته‌ای با ترکیب گری‌وک حاصل شده‌اند. مجاورت سنگ‌های رسوبی سازند سردر و جمال با گرانیت‌ها این ایده را تایید می‌کند.

شاید بتوان چنین تعبیر کرد که ماگمای بازالتی حاصل از ذوب گوشته در مراحل اولیه موجب تشکیل مذاب‌های با ترکیب بازیک در گوشته گردیده است که منشاء گابروهای منطقه را تشکیل می‌دهند. ماگمای بازالتی در صعود به بالا در پوسته متوقف می‌شود و دچار تبلور بخشی می‌گردد که منجر به تشکیل دیوریت (مونزودیوریت) گردیده است



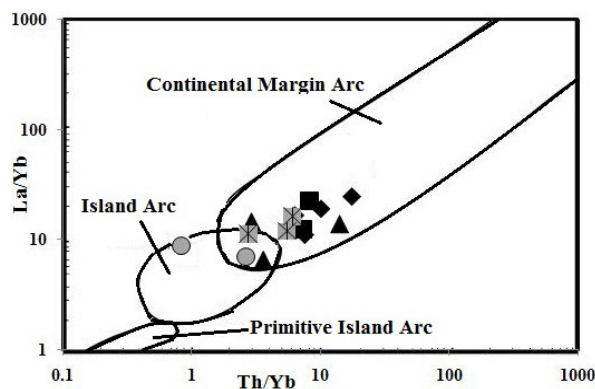
شکل ۱۱. موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید مکسان بر روی نمودار تفکیک کننده منشاء سنگ‌ها [۲۹]. سنگ‌های گرانیتی در محدوده گری‌وک و سنگ‌های گرانودیوریت، کوارتز مونزودیوریت و مونزودیوریت در محدوده آمفیبولیت قرار می‌گیرند.



شکل ۱۲. موقعیت نفوذی‌های گرانیتوئید مکسان بر روی نمودار جدا کننده گرانیتوئیدها براساس [۲۲] با استفاده از عناصر الف- Rb (Ta+Yb) (ب)  $Rb/(Y+Nb)$  = VAG = گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی، WPG = گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای، ORG = گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی، syn-COLG = گرانیتوئیدهای همزمان با تصادم قاره‌ها.

جدول ۱. نتایج آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی گرانیتوئید مکسان.

| Samples                        | ۷       | ۸      | ۱۶۰    | ۴۸     | ۳۱۶          | ۱۳     | ۳۲۰                           | ۱۱۱     | ۵۰      | ۲۴     | ۱۳۰     | ۱۲     | ۳۴۰    |
|--------------------------------|---------|--------|--------|--------|--------------|--------|-------------------------------|---------|---------|--------|---------|--------|--------|
| Rock type                      | Granite |        |        |        | Granodiorite |        | Qz Monzodiorite- Monzodiorite |         | Diorite |        | Gabbro  |        |        |
| SiO <sub>2</sub>               | ۷۱/۵۲   | ۶۹/۰۷  | ۷۰/۰۶  | ۷۶/۵   | ۶۳/۸۸        | ۶۵/۰۱  | ۶۱/۹۱                         | ۵۷/۱۹   | ۵۴/۳۴   | ۵۳/۷۲  | ۵۷/۸۴   | ۵۴/۹۸  | ۴۷/۱۵  |
| TiO <sub>2</sub>               | ۰/۳۱    | ۰/۲۸   | ۰/۲۲   | ۰/۱    | ۰/۵۳         | ۰/۵۴   | ۰/۷۳                          | ۰/۷۶    | ۰/۶۴    | ۱/۰۷   | ۰/۶۳    | ۰/۹۱   | ۱/۲۲   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۱۵/۷۷   | ۱۶/۳۷  | ۱۶/۳۶  | ۱۳/۹۹  | ۱۶/۳۹        | ۱۶/۷۴  | ۱۶/۷۷                         | ۱۳/۲۰   | ۱۸/۲۸   | ۱۷/۲۸  | ۱۸/۳۹   | ۱۷/۰۱  | ۱۶/۶۱  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۲/۳۸    | ۲/۷۴   | ۲/۵۵   | ۱/۱۵   | ۵/۴۰         | ۴/۵۱   | ۶/۱۴                          | ۵/۹۷    | ۷/۵۹    | ۸/۶۵   | ۷/۰۲    | ۹/۶۹   | ۱۱/۶۵  |
| MnO                            | ۰/۰۷    | ۰/۰۸   | ۰/۰۸   | ۰/۰۲   | ۰/۱۱         | ۰/۰۹   | ۰/۱۱                          | ۰/۱۲    | ۰/۱۹    | ۰/۱۴   | ۰/۱۲    | ۰/۱۷   | ۰/۱۷   |
| MgO                            | ۰/۴۷    | ۰/۶۸   | ۰/۵۴   | ۰/۳۳   | ۲/۰۷         | ۱/۵۵   | ۲/۴۱                          | ۲/۰۳    | ۴/۸     | ۴/۷۸   | ۳/۳۸    | ۴/۴۶   | ۶/۵۹   |
| CaO                            | ۲/۸۴    | ۰/۸۳   | ۳/۱۳   | ۲/۰۱   | ۵/۰۶         | ۴/۹۵   | ۴/۶۱                          | ۷/۷۱    | ۵/۸۵    | ۷/۷۶   | ۷/۰۶    | ۷/۷۷   | ۱۲/۹۹  |
| Na <sub>2</sub> O              | ۴/۲۴    | ۴/۱۴   | ۴/۷۷   | ۴/۷۶   | ۳/۸۱         | ۳/۷۳   | ۳/۹۶                          | ۵/۶۱    | ۳/۷۶    | ۳/۲۴   | ۴/۱۴    | ۳/۴۰   | ۲/۸۴   |
| K <sub>2</sub> O               | ۳/۱۲    | ۳/۷۵   | ۲/۶۴   | ۱/۶۱   | ۳/۰۶         | ۳/۲۴   | ۳/۲۸                          | ۱/۰۴    | ۲/۴۶    | ۲/۰۱   | ۱/۴۳    | ۱/۹۷   | ۰/۷۸   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | ۰/۰۷    | ۰/۱۱   | ۰/۱    | ۰/۰۶   | ۰/۱۹         | ۰/۱۷   | ۰/۱۱                          | ۰/۲۹    | ۰/۱     | ۰/۴۱   | ۱/۹۰    | ۰/۱۸   | ۰/۲۸   |
| LOI                            | ۰/۳     | ۰/۴۳   | ۰/۴۳   | ۰/۳۲   | ۰/۳۶         | ۰/۳۱   | ۰/۶۵                          | ۰/۴۶    | ۲/۳۹    | ۱/۶۷   | ۰/۸۲    | ۰/۱۴   | ۰/۸۱   |
| Total                          | ۱۰۰/۹۹  | ۱۰۰/۷۳ | ۱۰۰/۸۷ | ۱۰۰/۷۶ | ۱۰۰/۸۶       | ۱۰۰/۸۵ | ۱۰۰/۷۷                        | ۱۰۰/۱۳۱ | ۱۰۰/۴۱  | ۱۰۰/۷۴ | ۱۰۰/۱۰۱ | ۱۰۰/۶۸ | ۱۰۰/۱۰ |
| Li                             | ۵۰/۵۳   | ۳۴/۴۶  | ۵۹/۲۲  | ۱۰/۴۲  | ۳۷/۱۷        | ۲۶/۹۷  | ۲۷/۴۵                         | ۳۲/۱۴   | ۱۳۸/۲   | ۳۲/۶۲  | ۱۵۰/۷   | ۱۷/۴۶  | ۱۷/۸۹  |
| Be                             | ۲/۱۸    | ۲/۰۱   | ۲/۵۵   | ۲/۴۸   | ۲/۲۷         | ۱/۸۹   | ۱/۶۸                          | ۲/۵۴    | ۴/۳۸    | ۱/۸۷   | ۱/۳۴    | ۱/۴۳   | ۰/۵۵   |
| Sc                             | ۲/۳۳    | ۲/۹۷   | ۲/۹۹   | ۲/۸۲   | ۹/۵۵         | ۶/۲۴   | ۱۰/۲۵                         | ۹/۴۹    | ۲۵/۲۵   | ۲۱/۹۸  | ۱/۴۵    | ۳/۶۷   | ۳۵/۹۷  |
| V                              | ۳۳/۰۹   | ۴۲/۱۹  | ۳۷/۳۳  | ۱۴/۱۱  | ۱۱۱/۴        | ۸۳/۲۵  | ۱۰۹/۵                         | ۹۵/۸۷   | ۷۱۵/۲   | ۱۹۹/۹  | ۲۷۴/۹   | ۳۴۳/۱  | ۶۵۰/۱  |
| Cr                             | ۴/۰۶    | ۵/۷۱   | ۴/۸۱   | ۵/۴۴   | ۵۵/۲۲        | ۶/۷۴   | ۱۲/۲۸                         | ۸/۷۹    | ۶۱/۳۶   | ۷۸/۳   | ۲۴/۳۸   | ۳/۰۱   | ۱۹/۲   |
| Co                             | ۲/۷۷    | ۳/۵۵   | ۲/۹۷   | ۲/۱    | ۱۰/۶۸        | ۹/۲۹   | ۱۴/۷۷                         | ۹/۳۸    | ۳۱/۴۱   | ۲۴/۹۴  | ۲۲/۳۷   | ۲۸/۷۱  | ۳۹/۱۶  |
| Ni                             | ۱/۷۷    | ۱/۹    | ۱/۹۹   | ۲/۲۱   | ۷            | ۴/۴۴   | ۸/۷۴                          | ۴/۱۷    | ۲۳/۳۵   | ۲۴/۱۸  | ۱۵/۱۴   | ۲۰/۶۵  | ۲۲/۷۴  |
| Cu                             | ۷/۳۳    | ۶/۱۳   | ۸/۱۹   | ۱۳/۷۷  | ۱۱/۸۱        | ۳۵/۵۹  | ۱۲۰/۳                         | ۹/۴۸    | ۱۱۵/۷   | ۵۹/۱۵  | ۵/۱۷۷   | ۳۱۸/۵  | ۱۴/۵۲  |
| Zn                             | ۲۹/۳۷   | ۳۵/۴۳  | ۳۶/۶۷  | ۹/۲۸   | ۶۳/۲۷        | ۵۱/۵۵  | ۷۴/۸۱                         | ۴۴/۹۳   | ۱۳۴/۸   | ۶۵/۴۵  | ۸۶/۰۲   | ۱۱۱/۴  | ۸۷/۸۴  |
| Ga                             | ۴۰/۳۵   | ۵۰/۳۷  | ۳۲/۱۸  | ۳۱/۹۹  | ۴۹/۲۷        | ۴۷/۶۹  | ۴۰/۸۸                         | ۲۹/۷    | ۵۰/۷۱   | ۴۴/۵۷  | ۳۸/۲۴   | ۳۵/۵۸  | ۳۵/۴۴  |
| Rb                             | ۱۴۸/۱   | ۱۲۵    | ۱۰۹/۱  | ۷۴/۳   | ۱۰۵/۴        | ۹۰/۶۱  | ۱۱۷/۶                         | ۲۲/۷۸   | ۴۴۷/۴   | ۵۰/۶۵  | ۵۵/۸۹   | ۵۶/۷۹  | ۱۱/۳۱  |
| Sr                             | ۴۳۱/۲   | ۴۷۰/۵  | ۴۴۵/۴  | ۲۶۷/۲  | ۴۴۴/۷        | ۴۶۱/۹  | ۳۸۰/۳                         | ۸۹۴/۴   | ۱۱۳۷    | ۵۵۸/۵  | ۵۴۴/۴   | ۳۸۸/۲  | ۶۳۳/۵  |
| Y                              | ۸/۱۹    | ۱۰/۴۴  | ۸/۷۲   | ۶/۵۵   | ۲۴/۴۹        | ۲۹/۱۵  | ۲۰/۵۴                         | ۲۵/۴۵   | ۱۳/۹۹   | ۲۳/۸   | ۱۵/۹۲   | ۲۱/۷۵  | ۱۷/۰۸  |
| Zr                             | ۹۱/۶    | ۱۱۰/۴  | ۱۱۱/۶  | ۵۳/۲   | ۱۶۵/۹        | ۱۶۰/۴  | ۲۳۵/۵                         | ۲۰۲/۶   | ۱۰۸/۹   | ۲۰۰/۴  | ۱۵۲/۹   | ۱۹۵/۷  | ۴۹/۷   |
| Nb                             | ۱۲/۱۵   | ۱۳/۸۱  | ۱۳/۲   | ۱۰/۶۲  | ۱۹/۱۸        | ۲۳     | ۱۷/۶۵                         | ۲۳/۱۶   | ۹/۸۹    | ۲۲/۷۷  | ۹/۰۶    | ۱۰/۸۴  | ۵/۲۹   |
| Ag                             | ۰/۰۱    | ۰/۰۴   | ۰/۱    | ۰/۱۸   | ۰/۱۱         | ۰/۰۴   | ۰/۱۷                          | ۰/۱۱    | ۰/۰۹    | ۰/۱۷   | ۰/۰۴    | ۰/۱۴   | ۰/۱۱   |
| Cd                             | ۰/۰۳    | ۰/۰۲   | ۰/۰۳   | ۰/۰۶   | ۰/۰۷         | ۰/۰۳   | ۰/۱۲                          | ۰/۰۶    | ۰/۰۳    | ۰/۱    | ۰/۰۶    | ۰/۱    | ۰/۱۳   |
| Sn                             | ۰/۷۲    | ۱/۱۲   | ۰/۹۹   | ۰/۷۸   | ۲/۴۱         | ۱/۹۳   | ۱/۹۵                          | ۲/۳۴    | ۲/۷۶    | ۲/۱۳   | ۱/۲۶    | ۱/۹۱   | ۴۶/۱   |
| Sb                             | ۰/۱۶    | ۰/۱۲   | ۰/۱۲   | ۰/۱۲   | ۰/۳۱         | ۰/۳۶   | ۰/۸۶                          | ۰/۱۸    | ۰/۱۲    | ۰/۶۷   | ۰/۵۳    | ۰/۹۴   | ۰/۱۴   |
| Cs                             | ۲/۱۵    | ۶/۲۷   | ۴/۰۹   | ۱/۶۴   | ۲/۸۴         | ۲/۵۶   | ۶/۷۸                          | ۰/۸     | ۱۰/۸۴   | ۵/۶۵   | ۵۰/۷    | ۵/۲۴   | ۴      |
| Ba                             | ۳۱۰/۲   | ۴۵۵/۴  | ۲۰۸/۴  | ۱۶۵/۷  | ۴۲۳/۵        | ۴۶۵/۴  | ۳۶۶/۱                         | ۱۳۷/۸   | ۲۶۵/۲   | ۳۹۶/۸  | ۲۴۰/۵   | ۲۳۲/۳  | ۲۲۴/۱  |
| La                             | ۱۰/۵۹   | ۱۸/۷۷  | ۲۴/۱۲  | ۱۵۰/۹  | ۳۰/۲۷        | ۱۳/۷۱  | ۲۹/۵۱                         | ۳۷/۶۱   | ۹/۱۹    | ۳۶/۲۱  | ۱۷/۲۱   | ۱۶/۴۱  | ۱۳/۴۱  |
| Ce                             | ۲/۱۲    | ۳۵/۴۱  | ۳۸/۸۶  | ۲۱/۱۵  | ۶۰/۱۶        | ۱۲۲/۴  | ۵۵/۷۳                         | ۸۴/۸۸   | ۱۷/۱۶   | ۷۵/۶۶  | ۳۳/۱۲   | ۳۱/۹۴  | ۲۹/۲۳  |
| Pr                             | ۲/۶۹    | ۴/۲۶   | ۴/۱۲   | ۲/۹۴   | ۷/۸۵         | ۱۳/۹۶  | ۶/۶                           | ۱۰/۵۹   | ۲/۴۳    | ۹/۴۳   | ۴/۳۹    | ۴/۵    | ۴/۲۳   |
| Nd                             | ۱۰/۲۲   | ۱۵/۵   | ۱۴/۴۳  | ۱۰/۵۲  | ۲۹/۷۴        | ۵۰/۰۲  | ۲۳/۵۷                         | ۴۰/۴۶   | ۱۰/۷۵   | ۳۷/۷۱  | ۱۸/۷۴   | ۱۹/۷۱  | ۲۳/۰۱  |
| Sm                             | ۲       | ۲/۷۸   | ۲/۲۷   | ۱/۸۱   | ۵/۷۲         | ۹/۰۵   | ۴/۵۵                          | ۷/۵۱    | ۲/۶     | ۷/۳۶   | ۳/۸     | ۴/۴    | ۵/۵۱   |
| Eu                             | ۰/۶۸    | ۰/۸۷   | ۰/۶۶   | ۰/۶۴   | ۱/۳۳         | ۱/۷۲   | ۱/۰۹                          | ۱/۸۸    | ۰/۸۲    | ۲/۰۱   | ۱/۱۱    | ۱/۳۰   | ۱/۶۸   |
| Gd                             | ۱/۷۶    | ۲/۵۳   | ۲/۰۹   | ۱/۶۱   | ۵/۳۸         | ۷/۸۷   | ۴/۳۷                          | ۶/۶۲    | ۲/۶۵    | ۶/۶    | ۳/۵۸    | ۴/۴۱   | ۵/۲۳   |
| Tb                             | ۰/۲۳    | ۰/۳۱   | ۰/۲۶   | ۰/۲۱   | ۰/۷۲         | ۱      | ۰/۶                           | ۸۸/۰    | ۰/۴     | ۰/۸۴   | ۰/۴۹    | ۰/۶۳   | ۰/۶۸   |
| Dy                             | ۱/۳۶    | ۱/۸    | ۱/۴۶   | ۱/۱۷   | ۴/۳          | ۵/۶۸   | ۳/۶۴                          | ۴/۸۶    | ۲/۴۳    | ۴/۶۷   | ۲/۸۴    | ۳/۷۶   | ۳/۷۳   |
| Ho                             | ۰/۲۷    | ۰/۳۵   | ۰/۳    | ۰/۲۲   | ۰/۸۳         | ۱/۰۷   | ۰/۷۳                          | ۰/۹۷    | ۰/۵     | ۰/۹۱   | ۰/۵۶    | ۰/۷۹   | ۰/۶۸   |
| Er                             | ۰/۸۴    | ۱/۰۹   | ۰/۹۲   | ۰/۶۷   | ۲/۴۸         | ۳/۲    | ۲/۱۷                          | ۲/۸۳    | ۱/۴۶    | ۲/۵۵   | ۱/۶۷    | ۲/۴۱   | ۱/۸۷   |
| Tm                             | ۰/۱۳    | ۰/۱۶   | ۰/۱۳   | ۰/۱۱   | ۳۶           | ۰/۴۷   | ۰/۳۲                          | ۰/۴     | ۰/۲۱    | ۰/۳۴   | ۰/۲۴    | ۰/۲۵   | ۰/۲۴   |
| Yb                             | ۰/۹۶    | ۱/۱۳   | ۰/۹۸   | ۰/۷۹   | ۲/۴۲         | ۳/۱۳   | ۲/۱۲                          | ۲/۵۸    | ۱/۳۹    | ۲/۲۴   | ۱/۵۴    | ۲/۳۳   | ۱/۵۱   |
| Lu                             | ۰/۱۵    | ۰/۱۷   | ۰/۱۵   | ۰/۱۳   | ۰/۳۶         | ۰/۴۳   | ۰/۳                           | ۰/۳۹    | ۰/۲     | ۰/۳۱   | ۰/۲۳    | ۰/۳۵   | ۰/۲۱   |
| Hf                             | ۰/۷۸    | ۰/۴۷   | ۰/۶۴   | ۱/۷۴   | ۰/۶۱         | ۰/۷۵   | ۰/۵۵                          | ۰/۹۶    | ۰/۴۷    | ۱/۲۴   | ۰/۴۸    | ۱/۱۵   | ۱/۷۳   |
| Ta                             | ۱/۱۱    | ۰/۶۱   | ۱/۳۳   | ۱/۲۹   | ۱/۸          | ۳/۰۸   | ۱/۶۹                          | ۲/۲     | ۰/۸۸    | ۱/۵۷   | ۱/۰۲    | ۱/۱۸   | ۰/۹۲   |
| Pb                             | ۱۴/۳۸   | ۱۴/۰۲  | ۲۰/۵۵  | ۱۹/۳۲  | ۱۵/۱۴        | ۱۹/۶۵  | ۳۰/۵۷                         | ۶/۵۹    | ۵/۸۵    | ۷/۴    | ۶۲/۴۱   | ۱۲/۳۱  | ۶/۸۱   |
| Th                             | ۷/۲     | ۷/۱۳   | ۱۷/۰۸  | ۷/۹۵   | ۱۷/۶۶        | ۲۵/۶۹  | ۲۹/۹۶                         | ۷/۴۸    | ۵       | ۱۳/۴۸  | ۴/۲۴    | ۶/۱۷   | ۱/۱۷   |
| U                              | ۲/۱۹    | ۱/۵۵   | ۳/۱۹   | ۲/۳۴   | ۳/۷۱         | ۴/۳۲   | ۶/۸۱                          | ۲/۰۱    | ۱/۰۷    | ۱/۹۲   | ۱       | ۱/۹۲   | ۰/۳۲   |
| Eu/Eu*                         | ۱/۱     | ۱      | ۰/۹۳   | ۱/۱۵   | ۰/۷۴         | ۰/۶۲   | ۰/۷۵                          | ۰/۸۲    | ۰/۹۵    | ۰/۸۸   | ۰/۹۲    | ۰/۹    | ۰/۹۶   |
| A/CNK                          | ۱/۰۲    | ۰/۹۹   | ۱      | ۱/۰۶   | ۰/۸۷         | ۰/۹    | ۰/۹۱                          | ۰/۸۳    | ۰/۹۴    | ۰/۸    | ۰/۸۷    | ۰/۷۸   | ۰/۵۷   |
| Mg#                            | ۲۸/۱۲   | ۳۲/۹۶  | ۲۹/۵۵  | ۲۸/۳۷  | ۴۳/۱۶        | ۴۰/۵   | ۴۳/۷۴                         | ۴۰/۲۴   | ۵۵/۶۱   | ۵۲/۲۶  | ۴۸/۸۱   | ۴۷/۶۹  | ۵۲/۸۴  |



شکل ۱۳. موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید مکسان بر روی نمودار تغییرات  $La/Yb$  در برابر  $Th/Yb$  [۱۹]. اغلب نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند.

### نتیجه‌گیری

براساس بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی، گرانیتوئید مکسان ترکیب گابرو تا گرانیت دارد. حضور ارتوکلاز صورتی، هورنبلند، بیوتیت به رنگ قهوه‌ای روشن تا تیره، مگنتیت، اسفن اولیه، ادخال‌های زیرکن و آپاتیت درون بلورهای بیوتیت و نبود کانی‌های با خاستگاه دگرگونی نظیر گارنت و سیلیکات‌های آلومین نیز موید ویژگی‌های نوع I برای گرانیتوئید مکسان است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی نیز بیانگر وابستگی این سنگ‌ها به نوع I است. دامنه وسیع اکسید سیلیسیوم نمونه‌ها (۴۷-۷۶)،  $A/CNK$  پایین،  $Na_2O > K_2O$ ، غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و بی‌هنجاری منفی Nb و Ti وابستگی آن‌ها را به کمان ماگمایی وابسته به فروانش تایید می‌کند. نمودارهای جدا کننده محیط‌های زمین‌ساختی نیز جایگاه گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG) و زون فروانش را برای آن تایید می‌کند. به نظر می‌رسد که گرانیتوئید مکسان در طی فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک لوت تشکیل شده است.

### سپاسگزاری

از همکاری بی‌دریغ کارکنان بخش علوم زمین دانشگاه آکیتا ژاپن برای انجام آنالیزهای XRF و ICP-MS تقدیر و تشکر می‌شود.

### منابع

- [۲] جمشیدی، م (۱۳۹۰) تشکیل اسکارن و کانی‌زایی مس گربودار، جنوب شرق آتشفشان بزمن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- [۳] قدسی، م. ر (۱۳۸۴) اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک برگه کرمانچی (شمال غرب ایران‌شهر)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی تهران.
- [۴] وحدتی دانشمند، ف.، جرجندی، م (۱۳۸۴) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مکسان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [5] Asran, M., Ezzat, M (2012) The pan- African calck- alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern desert, Egypt: Geology, Geochemistry and petrogenesis, Journal of Biology and Earth Sciences, 2 : 1-16.
- [6] Barbarian, B (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46:605-626.
- [7] Berberian, F (1981) Petrogenesis of the Iranian Plutons: A study of the Natanz and Bazman intrusive Complexes, Ph.D. Thesis, Cambridge University.
- [8] Boynton, W.V (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In Rare Earth Element Geochemistry, P.Henderson (ed.), Developments in Geochemistry 2, Elsevier, Amsterdam, 16: 63-114.
- [9] Chappell, B.W., White, A.J. R (1974) Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8:173-174.
- [10] Chappell, B.W., White, A.J.R (1992) I- and S- type granites in the Lachlan Fold Belt, Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Science, 83:1-26.
- [11] Chappell, B.W., White, A.J.R (2001) Two contrasting granite type: 25 years later, Australian Journal of Earth Science, 48: 489-499.
- [۱] افتخارزاد، ج (۱۳۶۹) نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ هامون جازموریان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Longman Science and Technical, London, 352p.
- [24] Saadat, S., Stern, C.R (2011) Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran. *Lithos*, 125: 607-619.
- [25] Shand, S.J (1943) *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification and Their Relation to Ore Deposits*, John Wiley and Sons, New York, 444p.
- [26] Streckeisen, A (1976) To each plutonic rock its proper name, *Earth-Science Reviews*, 12: 1-33.
- [27] Sun, S.S., 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 London, 42: 313-345.
- [28] Wilson, M (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*, Harper Collins Academic, 466p.
- [29] Woodhead, J.D., Johnson, R.W (1993) Isotopic and trace element profiles across the New Britain island arc, Papua New Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113:479-491.
- [30] Zhang, H., Zhang, L., Harris, N., Jin, L., Honglin, Y (2006) U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement, *Contributions to mineralogy and petrology*, 152: 75-88.
- [12] Condie, K.C (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance, *Lithos*, 23:1-18.
- [13] Cox, K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J (1979) *The Interpretation of Igneous Rocks*, George Allen and Unwin, London, 450p.
- [14] Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A. Bradshaw, T., Rogers, N (1995) Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range, *Journal of Geophysical Research*, 100:10271-10286.
- [15] Irvine, T.N, Baragar, W.R.A (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- [16] Kaygusuz, A., Siebel, W., Sen C., Satir, M (2008) Petrochemistry and petrology of i-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton , Eastern Pontides, NE Turkey. *International Journal of Sciences*, 97:739-764.
- [17] Küster, 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.
- [18] Ma, L., Jiang, S., Hou, M., Dai, B., Jiang, Y., Yang, T., Zhao, K., Wie, P., Zhu, Z., Xu, B (2014) Geochemistry of earlycretaceous calc-alkalin lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China craton, *Gondwana research*, 25: 859-872.
- [19] Magna, T., Janoušek, V., Kohút, M., Oberli, F., Wiechert, U (2010) Fingerprinting sources of orogenic plutonic rocks from Variscan belt with lithium isotopes and possible link to subduction-related origin of some A-type granites. *Chemical Geology*, 274: 94-107.
- [20] Pearce, J.A., Harris, N.B.A., Tindle, A.E (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- [21] Rickwood, P.C (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22: 247-263.
- [22] Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J., Ormerod, D.S (1995) Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 100: 10287-10301.
- [23] Rollinson, H.R (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*,