



بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمی گرانیتوئید منطقه‌ی لاله‌زار (بردسیر - استان کرمان)

سیده مریم نیک تبار*، عباس مرادیان، حمید احمدی پور

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان

(دریافت مقاله: ۹۳/۱۰/۱۳، نسخه نهایی: ۹۴/۲/۱۶)

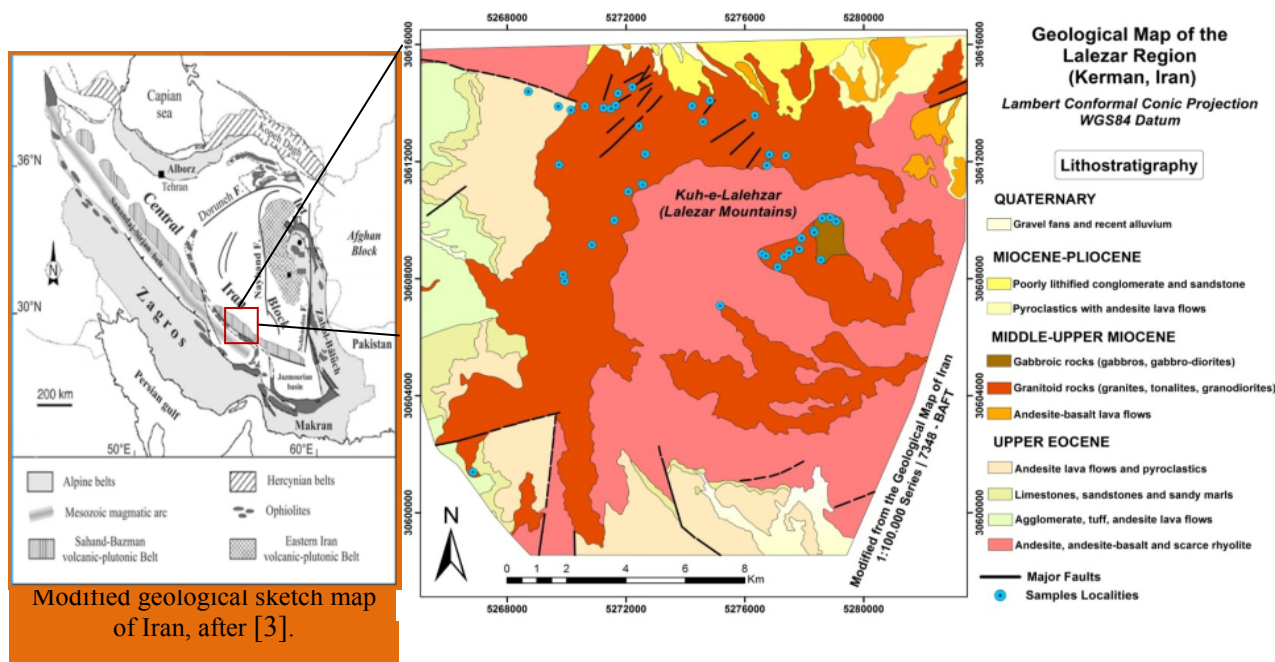
چکیده: مجموعه‌ی گرانیتوئیدی لاله‌زار، در جنوب شرق کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و نوار دهج-ساردوئیه (استان کرمان) واقع شده است. این توده، از سنگ‌های آذرین درونی با ترکیب گرانیتوئیدی تشکیل شده و به درون سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده است. سنگ‌های آذرین درونی منطقه از گرانیت تا گابرو دیوریت تغییر می‌کنند اما ترکیبات دیوریت و تونالیت در اکثریت هستند. کانی‌های مهم تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه شامل پلاژیوکلاز سدیم، پتاسیم فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز برای سنگ‌های گرانیت تا تونالیت و پلاژیوکلاز کلسیک، آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن (کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن) برای سنگ‌های دیوریت تا گابرو دیوریت هستند. تورمالین‌زایی ویژگی شاخص رخداد کانی است که در گرانیتوئیدها و آپلیت‌های وابسته به آن‌ها به صورت بلورهای منشوری متوسط تا خیلی درشت، بی‌شکل تا شکل‌دار، رگه‌ای، انباشت‌های شعاعی، نودولار و سوزنی دیده می‌شوند. تورمالین‌زایی در گرانیتوئیدهای این منطقه در مرحله‌ی گرمایی و پنوماتولیتی تحت تأثیر سیالات غنی از بور در شکستگی‌های این سنگ‌ها صورت گرفته است. در آپلیت‌ها تورمالین‌زایی به عنوان گرهم‌های سرشار از تورمالین احتمالاً نتیجه‌ی جدایش گازی (پنوماتولیتیک) در سیالات غنی از بور-سیلیس در مراحل نهایی تبلور رخ می‌دهد. گاه جانشینی تورمالین از کناره‌ها، شکستگی‌ها و صفحات ضعیف شبکه فلدسپات‌ها (مانند رخ و ماکل) شروع شده و به قسمت‌های دیگر بلورهای یاد شده گسترش یافته است. بررسی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این باتولیت از نوع I و کلسیمی-قلیایی است. از نظر موقعیت زمین‌ساختی، وابسته به نوع قوس بوده و در یک کمان آتشفشانی حاشیه‌ی قاره‌ای تشکیل شده است و خاستگاه آن بر اساس بررسی‌های REE، یک گوشته‌ی گارنت دار یا اسپینل دار است.

واژه‌های کلیدی: لاله‌زار؛ کلسیمی قلیایی؛ گرانیت؛ گابرو دیوریت؛ تورمالین.

مقدمه

کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر مهم‌ترین کمربند فلززایی ایران است و روی کمربند کوهزایی آلپ-همالیا قرار گرفته است. بخش جنوب شرقی کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر به نام نوار دهج-ساردوئیه است که بیشترین حجم ماگماتیسم کمربند ارومیه-دختر را به خود اختصاص داده است [۱]. این کمربند ماگمایی ایران مرکزی شامل سنگ‌های بیرونی و درونی به سن ائوسن-کواترنی است.

توده‌ی نفوذی مورد بررسی، در جنوب روستای لاله‌زار، از توابع شهرستان بردسیر، در گستره‌ی استان کرمان با طول و عرض جغرافیایی $29^{\circ} 30'$ تا $29^{\circ} 15'$ و $45^{\circ} 45'$ تا $47^{\circ} 00'$ قرار گرفته است. این توده به درون سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده است و از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران، جزء کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و نوار دهج-ساردوئیه محسوب می‌شود (شکل ۱).



شکل ۱ بخشی از نقشه‌ی زمین‌شناسی بافت و موقعیت قرارگیری گرانیتوئید لاله زار [۱] با تغییرات.

در این مقاله، به ارائه و بحث درباره سنگ‌نگاری و ژئوشیمی توده‌ی نفوذی لاله‌زار بر اساس پژوهش‌های تازه‌ای که تاکنون روی این گونه سنگ‌ها انجام گرفته است، می‌پردازیم. به منظور بررسی ژئوشیمی، از ۲۸ نمونه سنگ با ترکیب‌های مختلف به روش ICP-MS، تجزیه شیمیایی (در کشور کانادا-کمپانی Acme) انجام گرفته است.

سنگ‌نگاری

توده‌ی گرانیتوئیدی لاله‌زار درون سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی نفوذ کرده است (شکل ۲). از بین انواع سنگ‌های آتشفشانی میزبان، آندزیت‌ها بیشترین گسترش را داشته و در بیشتر مناطق دیده می‌شوند. نزدیک به توده‌ی نفوذی، سنگ‌های آتشفشانی به صورت سنگ‌های تیره، پخته شده و با دگرگونی با درجه‌ی پایین، مشاهده می‌شوند.

گرانودیوریت

این سنگ‌ها از نظر ضریب رنگی، در حد لوکوکرات تا مزوکرات و در بیشتر مناطق دیده می‌شوند. گاهی تحت تاثیر محلول‌های گرمابی، آب‌های سطحی و دگرسانی به رنگ‌های تیره‌تر تبدیل شده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، ارتوکلاز و کوارتز است. بافت در این نوع سنگ‌ها دانه‌ای و در مواردی به طور بخشی پوئیکلیتیک است.

بیشترین فعالیت ماگمایی از نوع آتشفشانی در ائوسن [۲] و از نوع نفوذی در الیگومیوسن- پلیوسن [۴،۳] بوده است. بیشتر سنگ‌های آهکی قلیایی موجود در این کمربند را به قوس قاره-ای و در اثر فروانش وابسته می‌دانند [۸،۷،۶،۵،۳] به نظر [۳] و [۹] بیشتر که اکثر گرانیتوئیدها در این منطقه‌ی کلسیمی-قلیایی، متاآلومینیوس و از نوع I هستند. از آنجا که توده‌های نفوذی موجود در منطقه درون سنگ‌های آتش فشانی مجموعه هزار نفوذ کرده‌اند، آن‌ها را به سن بعد از ائوسن و از نوع جبال بارز (توده‌های گرانیتوئیدی جنوب شرق نوار دهج-ساردوئیه) نسبت داده‌اند [۱].

پدیده‌ی تورمالین‌زائی گسترده در گرانیتوئیدهای منطقه ایجاد شده است. تورمالین یکی از کانی‌های معمول در رگه‌های گرمابی، پنوماتولیتی، پگماتیت‌های گرانیتی و برخی از گرانیت-ها به شمار می‌رود. معمولاً تورمالین وقتی تشکیل می‌شود که گرمابی-ماگمایی از مراحل تاخیری سرشار از بور، موجب تبلور تورمالین و یا سایر کانی‌های بور و سیلیکاتی می‌شوند [۱۰]. انواع غنی از آهن آن شورلیت و از نوع غنی از منیزیم دراویت نامیده می‌شود [۱۱]. ترکیب پیچیده و متنوع تورمالین بیانگر ارتباط مشخص آن با محیطی است که از آن متبلور شده است [۱۲].



شکل ۲ نفوذ گرانیتوئید لاله‌زار درون سنگ‌های آتشفشانی میزبان (الف). نمایی از گرانیتوئید لاله‌زار (ب).

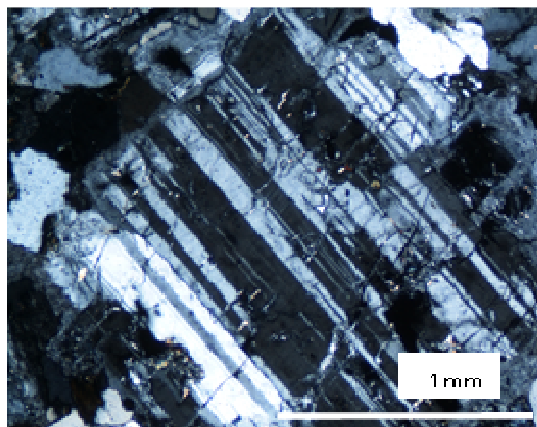
پتاسیم فلدسپار با اندازه‌ی متوسط ۱ تا ۲ میلی متر حدود ۵٪ تا ۱۵٪ سنگ را تشکیل می‌دهند. به‌صورت کانی‌های بی‌شکل ارتوز و بندرت میکروپرتیت و گاه با ماکل کارلسباد دیده می‌شوند. بعضی به‌طور موضعی کائولینیتی شده‌اند. این کانی به‌صورت درشت بلور نیز دیده می‌شود و حاوی اذخال‌هایی از کانی‌های کوارتز، بیوتیت، آمفیبول، آپاتیت و کانی‌های کدر است که بافت موضعی پوئیکلیتیک را ایجاد می‌کنند.

کوارتز به‌صورت بی‌شکل با خاموشی موجی و اندازه‌ای حدود ۱ تا ۲ میلی‌متر، تقریباً ۲۰٪ کانی‌ها را در سنگ تشکیل می‌دهد. آمفیبول‌های موجود در گرانودیوریت‌ها از نمونه‌های گرانیتی فراوان‌ترند. با توجه به رنگ سبز تا قهوه‌ای، مقطع عرضی شش وجهی لوزی رخ و با توجه به ویژگی‌های نوری احتمالاً از نوع هورنبلند هستند. بیشتر آن‌ها خود شکل تا نیمه شکل و متوسط بلور، گاه دارای ماکل دوتایی، ضربدری هستند. (شکل ۵). بعضی آمفیبول‌ها دارای اذخال‌های پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های کدر هستند و به‌صورت محلی گاه به کلریت، اپیدوت و بیوتیت دگرسان شده‌اند.

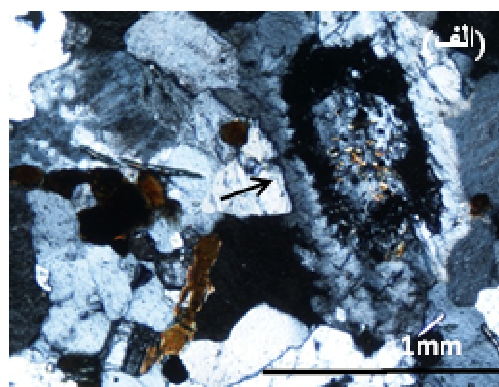
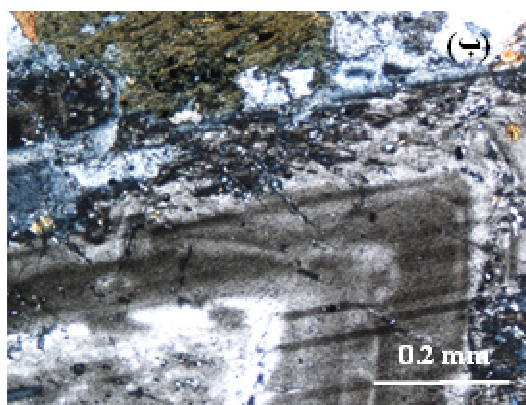
بیوتیت‌ها به‌صورت خود شکل تا بی‌شکل و متوسط بلور دیده می‌شوند. گاه بیوتیت‌ها، ثانویه و از دگرسانی آمفیبول‌ها حاصل شده‌اند. بیوتیت همراه با آمفیبول حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد کانی‌ها را تشکیل می‌دهند.

کانی‌های فرعی مثل زیرکن، اسفن و آپاتیت از درصد بسیار اندکی برخوردارند و عموماً خودشکل هستند. کانی‌های کدر در برخی از نمونه‌های سنگی همراه کانی‌های ثانویه حاصل دگرسانی مشاهده می‌شوند.

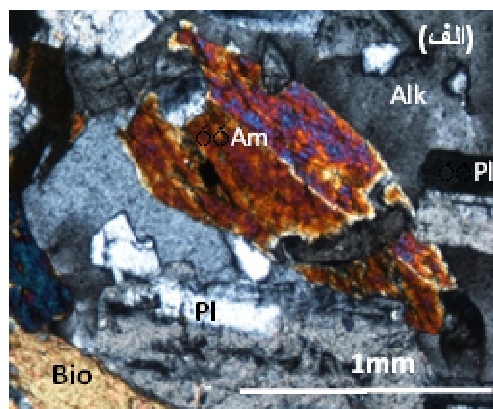
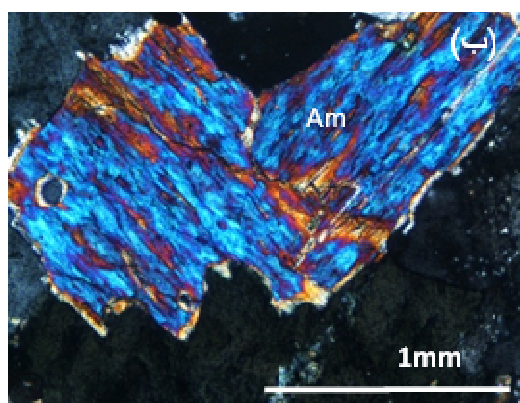
بلورهای پلاژیوکلاز با اندازه‌ی تقریبی ۱ تا ۳ میلیمتر، خودشکل تا نیمه شکل، حدود ۳۵٪ تا ۵۰٪ سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. ماکل‌های اصلی در این کانی‌ها، پلی‌سنتیک، کارلسباد و بندرت پریکلین است. ماکل پریکلین به‌عنوان ماکل ثانویه به علت تاثیر استرین‌های موجود در منطقه است (شکل ۳). پلاژیوکلازها با توجه به زاویه‌ی خاموشی ۱۵ تا ۲۵ درجه و با استفاده از نمودار میشل لوی، به نظر می‌رسد که ترکیبی در حد الیگوکلاز-آندزین داشته باشند. برخی از این کانی‌ها حاوی اذخال‌هایی از کانی‌های ریز بیوتیت، کانی‌های کدر و به‌بندرت آپاتیت و زیرکن هستند. در برخی پلاژیوکلازها، مرکز کانی تبدیل به سیرسیت و اپیدوت شده است ولی در حواشی چنین فرایندی رخ نداده است که این به‌دلیل کلسیک تر بودن مرکز کانی است و منطقه بندی عادی را نشان می‌دهد (شکل ۴. الف). منطقه‌بندی عادی معمولاً نشانگر آهسته‌تر بودن سرعت رسیدن به تعادل در سیستم پلاژیوکلاز نسبت به سرعت تبلور است، از آنجا که در پلاژیوکلاز نسبت Al/Si مرتباً تغییر می‌کند، پلاژیوکلاز به راحتی با گدازه واکنش نمی‌کند [۱۳]. در برخی از موارد، دگرسانی در حاشیه یا نزدیک به حاشیه پلاژیوکلاز رخ داده است (شکل ۴ ب). امروزه اغلب پژوهشگران مانند [۱۴] به اختلاط ماگمایی متوسل می‌شوند، بنابراین حاشیه تحلیل یافته و واکنشی پلاژیوکلاز را می‌توان به اختلاط ماگمایی ربط داد. از طرف دیگر برخی مانند [۱۵] وجود مواد فرار و تغییرات فوگاسیته اکسیژن را در نظر می‌گیرند. با توجه به وجود کانی‌های آبدار (مانند بیوتیت و آمفیبول) و نبود شواهد دیگر اختلاط، وجود تغییرات فوگاسیته اکسیژن را می‌توان محتمل تر دانست. البته جدایش دقیق این عوامل امکان‌پذیر نیست.



شکل ۳ بلور دوتایی پریکلین در پلاژیوکلاز.



شکل ۴ دگرسانی در مرکز کانی پلاژیوکلاز (الف) و دگرسانی در حاشیه کانی پلاژیوکلاز (ب).



شکل ۵ هورنبلند با بلور دوتایی (الف) و با ماکل ضربدر (ب).

دیوریت

این ترکیب از نظر حجمی، تقریباً فراوان و در بیشتر مناطق بخصوص قسمت‌های میانی توده یافت می‌شوند. از نظر ریخت-شناسی تفاوت ظاهری با بقیه توده ندارند و دارای مرز تدریجی هستند که می‌تواند نشان دهنده جدایش سنگ‌های

منطقه‌ی مورد نظر از یک خاستگاه مشترک باشد که حاوی کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و گاه پیروکسن است. بافت شاخص دیوریت‌های منطقه دانه‌ای است.

کوارتزها با فراوانی حداکثر ۵ درصد، فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده‌اند، بی‌شکل‌اند و دارای خاموشی موجی هستند.

کانی‌های زیرکن، اسفن، کدر و به مقدار جزئی آپاتیت به- عنوان کانی‌های فرعی در سنگ یافت می‌شوند. اپیدوت، کلریت و سریسیت کانی‌های دگرسانی هستند که سریسیت حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار، کلریت حاصل دگرسانی بیوتیت، آمفیبول و اپیدوت حاصل دگرسانی آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها دیده می‌شوند. گاه آمفیبول و بیوتیت به اکسید آهن تبدیل شده‌اند، که می‌تواند به علت افزایش فوگاسیته اکسیژن همراه با کاهش فشار جانبی ماگما حین صعود باشد [۱۸].

تونالیت

سنگ‌های منطقه با ترکیب تونالیت، با فراوانی بالا بیشتر در حاشیه‌ی شمال غربی و در غرب توده دیده می‌شوند، و با توده- ی گرانودیوریت مرز تدریجی دارند به‌طوری که در ظاهر توده تفاوت مشخصی مشاهده نمی‌شود. این سنگ‌ها بیشتر شامل کوارتز و پلاژیوکلاز سدیم می‌شوند که با بیوتیت و آمفیبول همراهند. بافت سنگ‌ها با این ترکیب در حاشیه‌ی توده به صورت پورفیری (شبیه بافت آتشفشانی) (شکل ۸، الف)، و در داخل توده به صورت دانه‌ای است (شکل ۸، ب). تونالیت‌های حاشیه‌ای با کوارتز فراوان به ندرت حاوی کلینوپیروکسن هستند که می‌تواند از سنگ میزبان به ارث رسیده باشد و به عبارتی، باقیمانده‌ی بخشی از سنگ‌های آتشفشانی است که در توده نفوذ کرده و هضم شده‌اند (شکل ۸، الف). اندازه‌ی دانه‌ها متغیر و کمتر از ۱ تا ۳ میلی‌متر است. تونالیت‌های حاشیه‌ای با بافت پورفیری و اندازه‌های متفاوت دانه‌ها، می‌تواند به علت سرد شدن سریع این سنگ‌ها در حاشیه توده باشد.

پلاژیوکلازها خود شکل تا نیمه‌شکل بوده و درصد زیادی از سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. اکثر آن‌ها شامل پلی سنتتیک و کارلسباد است و ماکل ساده در پلاژیوکلاز که شاهدهی بر وجود سینوس است، مشاهده می‌شود (شکل ۹). دو کانی همجنس با هم رشد می‌کنند و با توجه به روابط بلورشناسی غالباً یک بخش تصویر آینه‌ای بخش دیگر در عرض یک سطح است. ماکل‌های ساده فقط دو بلور را به هم وصل می‌کنند و ماکل- های پلی‌سنتتیک هم‌رشدی بلورهای متعدد در راستاهای بلورها هستند [۱۳].

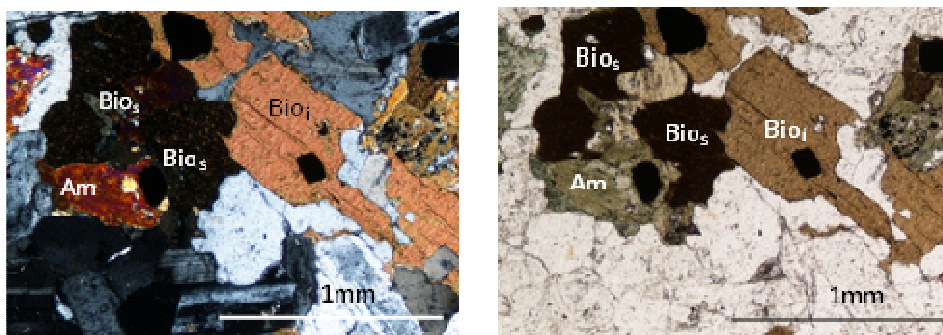
پلاژیوکلاز در این نمونه‌ها به‌صورت ریز دانه تا درشت دیده می‌شود. بیشتر به‌صورت نیمه شکل‌دار و دارای ماکل‌های کارلسباد و پلی سنتتیک هستند. با توجه به زاویه‌ی خاموشی ۲۰ تا ۳۰ درجه، معمولاً ترکیبشان از لابرادور تا آندزین تغییر می‌کند. پدیده‌ی سوسوریتی شدن نیز در پلاژیوکلازها یافت می‌شود. گاه در مرکز بلور و گاه در حاشیه دستخوش دگرسانی شده‌اند. بندرت دارای پدیده منطقه‌بندی هستند. این کانی تا ۵۰ درصد از سنگ را تشکیل می‌دهد.

پتاسیم فلدسپار حداکثر ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. و عموماً از نوع کانی‌های بی‌شکل ارتوکلاز با سطح ابری (دگرسانی رسی) است.

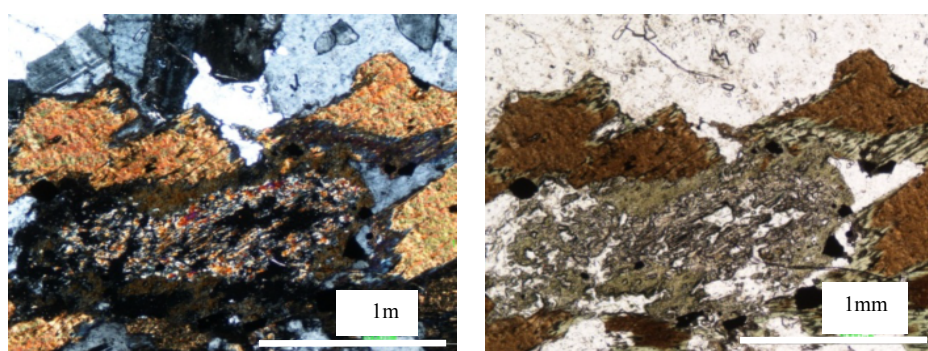
آمفیبول مهم‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها، معمولاً سبز تا قهوه‌ای است. کانی نیمه‌شکل تا بی‌شکل با طول ۲ تا ۴ میلی متر و فراوانی حدود ۲۰٪ تا ۳۰٪ هستند. گاه در آمفیبول‌های موجود ماکل‌های چندتایی و گاه ساده مشاهده می‌شود. آمفیبول‌ها به‌طور موضعی به بیوتیت و کلریت تبدیل شده‌اند. آمفیبول‌ها، در نتیجه‌ی کاهش فشار و مقدار H_2O زیاد، با گدازه واکنش داده و بیوتیت‌های گسترده‌ای در اطراف بلور ایجاد می‌کند. به طوری که این بیوتیت‌ها فقط در اطراف آمفیبول‌ها بوده و آن‌ها را در بر می‌گیرند [۱۶].

دو نوع بیوتیت تشخیص داده شدند؛ بیوتیت‌های اولیه که به‌صورت خودشکل تا نیمه‌شکل، متوسط بلور و مستقل از کانی‌های مافیک، که در کنار آن‌ها دیده نمی‌شوند و بیوتیت- های ثانویه به‌صورت بی‌شکل تا نیمه شکل، که از دگرسانی آمفیبول‌ها به‌وجود آمده و حتی در برخی موارد اداخل‌هایی از آن‌ها را به همراه دارند (شکل ۶). بیوتیت‌ها، قهوه‌ای و قهوه‌ای مایل به سبز با اندازه‌ی متوسط ۲ میلی‌متر و با فراوانی حدود ۵٪ تا ۱۰٪ دیده می‌شوند. بعضی بیوتیت‌ها به‌صورت موضعی کلریتی شده‌اند.

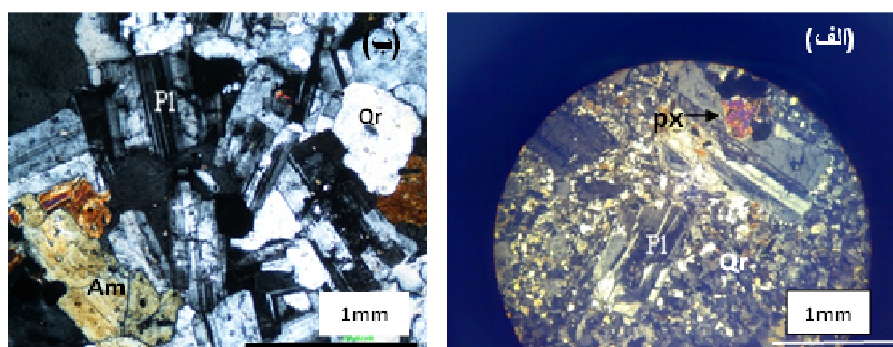
ارتوپیروکسن (هیپرستن) با خاموشی مستقیم و در نور مضاعف با رنگ صورتی تا سبز کم رنگ در این سنگ‌ها به مقدار کم یافت می‌شود. بعضی پیروکسن‌ها با ماهیت و ویژگی- های نوری کلینوپیروکسن، به آمفیبول تبدیل شده‌اند و آثار کمی از خود بجا گذاشته‌اند (شکل ۷). وجود هر دو پیروکسن به مقدار کم، در این سنگ‌ها به علت جدایش دیوریت از دیوریت گابرو منطقه‌ی حاوی هر دو پیروکسن فراوان است. وجود ارتوپیروکسن (هیپرستن) در سنگ‌های منطقه تاکیدی بر ماهیت کلسیمی - قلیایی آن‌ها دارد [۱۷].



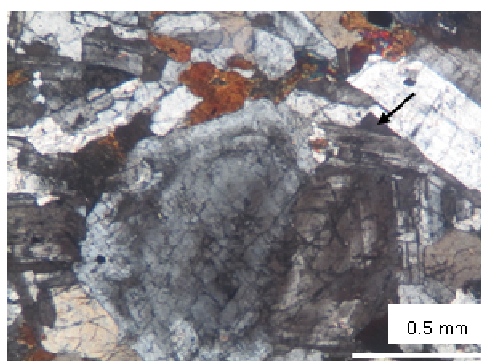
شکل ۶ وجود بیوتیت اولیه (Bio_i) و بیوتیت ثانویه (Bio_s) در گرانیتوئید منطقه، (عکس سمت راست در نور PPL و سمت چپ در نور XPL).



شکل ۷ کانی پیروکسن در مرکز تصویر که در پیرامون به آمفیبول و سپس به بیوتیت تبدیل شده است. شکل سمت راست (ppl) و سمت چپ (xpl).



شکل ۸ تونالیت در مرکز (الف) و حاشیه توده (ب).



شکل ۹ بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی که به وسیله سینوس به هم وصل شده‌اند.

و به‌طور جزئی به کلریت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند.

عدم مشاهده یا کمبود بافت گرانوفیری و فراوانی کانی‌های آبدار، نشانگر تبلور در شرایط آبدار است.

گرانیت

این ترکیب بیشتر در قسمت شرق و شمال شرقی منطقه دیده می‌شود. از نظر ضریب رنگینی در حد هلولوکرات تا مزوکرات است. کانی‌های صورتی رنگ ارتوکلاز به روشنی دیده می‌شوند. سطح هوازدگی شبیه به دیگر سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه، خاکستری تیره است. مرز بین این سنگ‌ها با توده‌های مجاورشان تدریجی است. بافت غالب در این سنگ‌ها گرانوپورفیری تا دانه‌ای است. بافت ریزدانه‌ای نیز به‌صورت محلی دیده می‌شود. کانی‌های مهم آن، کوارتز، پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت و به مقدار کمتر آمفیبول است.

بیشتر پلاژیوکلازها، خودشکل تا نیمه شکل‌دار با اندازه‌ی حدود ۱ تا ۳ میلی متر دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها براساس زاویه‌ی خاموشی ۱۵ تا ۲۰ درجه، می‌توانند دارای ترکیبی در حد آلیت-الیگوکلاز باشند. ماکل‌های مهم در این کانی، شامل پلی‌سنتتیک و کارلسباد - آلیت است. منطقه‌بندی نوسانی در بعضی از پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود. این کانی حدود ۳۰٪ تا ۳۵٪ حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. بعضی از پلاژیوکلازها، دارای بخش‌های تحلیل‌یافته بوده و گاهی در مرکز به سربسیت دگرسان شده‌اند.

پتاسیم فلدسپار با اندازه‌های ۲ تا ۴ میلی‌متر دیده می‌شود. بیشتر از نوع ارتوکلاز با سطح ابری و به ندرت میکروکلین با ماکل مشبک، فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده‌اند و در بعضی نمونه‌ها به‌صورت موضعی، بافت پوئی کیلیتیک را به‌وجود آورده و بیوتیت، آمفیبول و حتی پلاژیوکلاز را به‌صورت ادخال درون خود جای داده‌اند (شکل ۱۰).

[۱۹] معتقد است که ماکل‌های ساده ممکن است به‌وسیله

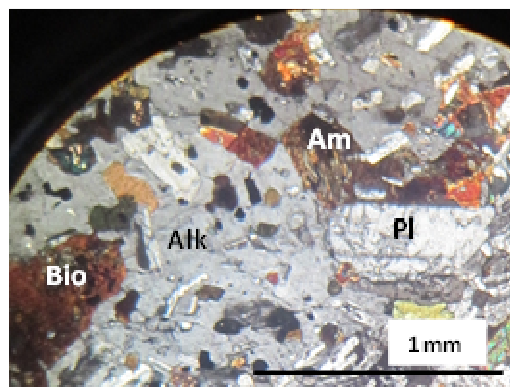
سینوس یا شناور شدن دو بلور همراه هم در ماگما و وصل شدن آن‌ها در یک جهت ماکلی گسترش یابند. این نظریه بر اساس این بنا شده است که سطح ترکیب (۰۱۰) برای ارتباط آلیت و کارلسباد یک سطح بلوری اصلی در فلدسپات‌هاست، بنابراین یک سطح اتصال احتمالی به شمار می‌رود. اما به عقیده‌ی [۲۰] ممکن است الگوهای منطقه‌بندی مستقل، حاصل برش مایل در بلورهای با منطقه بندی ساده یا ماکل‌های حاصل از منطقه‌بندی اپی تاکسیال یک بلور روی بلور دیگر باشند که گاه منطقه‌بندی این کانی‌ها دیده می‌شوند.

در برخی از پلاژیوکلازها ادخال‌هایی از انواع کانی‌ها وجود دارند. گاه در حاشیه‌های بافت شبه غربالی (Sieve-Like texture) که همان بافت واکنشی است، ایجاد شده است. زاویه خاموشی پلاژیوکلازها ۱۹ تا ۲۸ درجه است، و با توجه به نمودار میشل لوی ترکیب آن‌ها در حد الیگوکلاز-آندزین قرار می‌گیرد.

دانه‌های کوارتز از فراوانی نسبتاً زیادی برخوردارند و بیشتر بی شکل بوده و دارای اندازه‌هایی کمتر از ۱ تا ۲ میلی مترند. اندازه‌ی دانه‌های کوارتز در توانالیت‌های حاشیه‌ای و داخلی توده، متفاوت است که نتیجه تفاوت در سرعت سرد شدن است (شکل ۸).

فلدسپارهای پتاسیم بیشتر ریز بلور و بی‌شکل بوده و کمتر حالت پرتیتی از خود نشان می‌دهند.

آمفیبول‌ها در نمونه‌های سنگی حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد را تشکیل می‌دهند، و دارای بلوری دوتایی و نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هستند. برخی آمفیبول‌ها دارای حواشی انحلالی هستند و گاه به کلریت، اپیدوت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند. بیوتیت‌ها نیز در کنار آمفیبول‌ها حدود ۱۰ تا ۲۰٪ وجود دارند.



شکل ۱۰ بافت پوئیکلیتیک در گرانیت منطقه‌ی لاله‌زار. کانی‌های ریزپلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت به‌صورت ادخال درون فلدسپار قلیایی قرار دارند.

به عبارتی، پس از کاهش فشار آب، بافت‌های پرتیتی در فلدسپارها و ریز دانه‌ای بین کوارتز و فلدسپار قلیایی ایجاد می‌شود (گرانیت هیپرسولوس) (شکل ۱۱).

دیوریت گابرو

این ترکیب سنگی کمترین حجم را بین سنگ‌های منطقه دارد. در غرب منطقه و نزدیک به روستای چهرن، توده‌ای با ظاهری تیره‌تر مشاهده می‌شود که حاوی کانی‌های مهم پلاژیوکلاز، کانی‌های تیره پیروکسن و آمفیبول است که گاه دگرسان شده‌اند. این گابروها احتمالاً پیش قراول جایگزینی گرانیت لاله‌زار هستند.

پلاژیوکلاز به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل عموماً دارای ماکلهایی از کارلسباد و پلی سنتتیک هستند، و معمولاً دارای ترکیبی در حد لابرادر تا آندزین با زاویه‌ی خاموشی ۲۰ تا ۳۵ درجه هستند. پدیده سریشیتی شدن نیز در پلاژیوکلازها یافت می‌شود. بندرت پلاژیوکلازی دارای پدیده منطقه‌بندی است. این کانی به اندازه‌ای در حدود ۱ تا ۳ میلیمتر تقریباً ۶۰٪ از سنگ را تشکیل می‌دهد.

آمفیبول مهم‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار با اندازه‌ی ۲ تا ۳ میلی متر و گاه دارای ماکل ساده هستند. آمفیبول‌ها به صورت موضعی به بیوتیت تبدیل شده‌اند و در بعضی به صورت پوئیکلیتیک دربرگیرنده‌ی کانی‌های کدر هستند.

پیروکسن نیز از مهم‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها و به اندازه‌ای در حدود ۱ تا ۲ میلیمتر است. کلینوپروکسن با خاموشی مایل و در نور مضاعف به رنگ سبز تا ارغوانی و ارتوپروکسن از نوع هیپرستن با خاموشی مستقیم و به رنگ صورتی تا سبز ملایم در این سنگ‌ها یافت می‌شود (شکل ۱۲). برخی پیروکسن‌ها اورالیتی شده و به آمفیبول تبدیل شده‌اند. پیروکسن همراه با آمفیبول با فراوانی حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد دیده می‌شود.

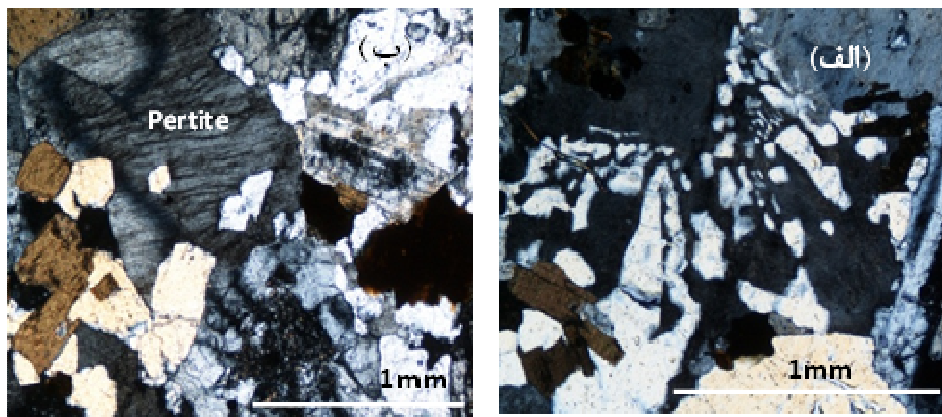
بیوتیت به صورت صفحه‌ای، بی‌شکل و با فراوانی حدود ۵٪ دیده می‌شود. کانی‌های زیرکن، اسفن و کدر به عنوان کانی‌های فرعی در سنگ یافت می‌شوند. پدیده‌ی سوسوریتی (کانی‌های سریشیت، اپیدوت، اورالیت) مشاهده می‌شود. بافت شاخص گابروهای منطقه، دانه‌ای تا ساب افیتیک است.

در بعضی از بلورها، ردی از کارلسباد به خوبی دیده می‌شود. این کانی‌ها حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. بلورهای فلدسپار قلیایی گاهی بافت ریزدانه‌ای و پرتیتی نشان می‌دهند.

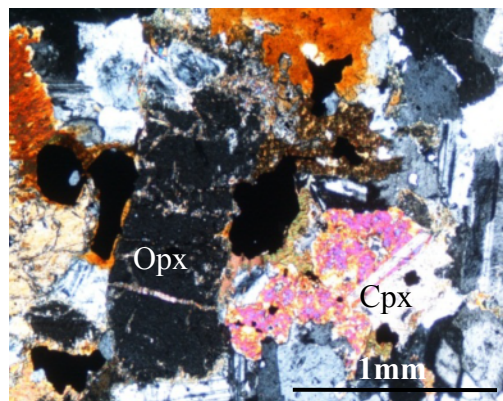
دانه‌های کوارتز با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی این نمونه‌ها را تشکیل می‌دهند و بیشتر بی‌شکل بوده و حواشی آن‌ها تا حدودی نامنظم است.

در این نمونه‌های سنگی، بیوتیت و آمفیبول جزء کانی‌های تیره هستند. بیوتیت‌ها نسبت به آمفیبول‌ها از فراوانی بیشتری برخوردارند و به صورت نیمه شکل‌دار و متوسط بلورند. گاه بافت پوئی کیلیتیک از خود نشان می‌دهند. از طرفی، بیوتیت‌ها و آمفیبول‌ها به مقدار کمی به کلریت، کلسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند.

کانی‌های فرومنیزین آن‌ها نسبت به گرانودیوریت‌ها کم‌تر و ریز بلورترند. زیرکن، اسفن، آپاتیت به عنوان کانی‌های فرعی و سریشیت، کانی‌های رسی، اپیدوت، کلریت، بیوتیت ثانویه و اکسیدهای آهن به صورت فراورده‌های دگرسان در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. بافت‌های گرانوفیری و پرتیت در این سنگ‌ها وجود دارند (شکل ۱۱). اغلب گرانیت‌ها حاوی بلورهای کوارتز و دو فلدسپات هستند که به طور جداگانه رشد کرده‌اند و این، نتیجه‌ی رشد آرام تقریباً تعادلی در فشار آب بسیار بالاست، یعنی بالابودن فشار آب مانع به وجود آمدن محلول جامد در فلدسپات‌های قلیایی می‌شود. ولی گرانیت‌هایی در نزدیک سطح زمین جایگزین شده و سریع‌تر و در فشار آب پایین‌تر متبلور می‌شوند، بنابراین در فلدسپات‌های قلیایی آن‌ها نوعی محلول جامد پدید می‌آید و در نتیجه کوارتز و یک فلدسپات متبلور می‌شود. اگر مواد فرار از صحنه‌ی عمل خارج شوند، منحنی‌های لیکیدوس/ سولیدوس بالا می‌روند و عمل سرد شدن به طور نسبتاً سریعی صورت می‌گیرد. در چنین شرایطی، بلورها به طور جداگانه و مستقل گسترش نمی‌یابند بلکه رشد همزمان کوارتز و فلدسپات قلیایی موجب پدید آمدن هم‌رشدی ریزدانه‌ای می‌شود. غالباً هم‌رشدی‌های ریزدانه‌ای بر روی فتوکریست‌هایی که از قبل وجود داشته‌اند و حاصل سرد شدن آرام و یا تبلور پیش از اوتکتیک هستند، تشکیل می‌شوند. این هم‌رشدی، به صورت ذرات شعاعی یا شاخه‌شاخه‌ی کوارتز در یک تک بلور فلدسپات است [۱۳].



شکل ۱۱ بافت گرانوفیر (الف) و پرتیت (ب) در گرانیت منطقه.



شکل ۱۲ کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در گابرو دیوریت منطقه.

تورمالین‌زایی

در گرانیتوئیدها، آپلیت‌ها و رگه‌های پنوماتولیتی منطقه لاله‌زار جنوب بردسیر مراحل مختلف تورمالینی شدن در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی قابل بررسی است. این کانی‌ها به اندازه‌های متوسط تا خیلی درشت، بی‌شکل تا شکل‌دار دیده می‌شوند. تورمالین‌زایی در آپلیت‌ها اغلب منجر به تشکیل نودول‌های سرشار از تورمالین (cocards) شده است. احتمالاً در اثر تفریق گازی (پنوماتولیتی) در سیالات سیلیسی سرشار از بور در مراحل نهایی تبلور، تورمالین‌زایی به صورت زایش گره‌های سرشار از تورمالین رخ داده است. رگه‌های کوارتز-تورمالین از جمله پدیده‌های زمین‌شناسی دیگری است که در سنگ‌های منطقه به فراوانی یافت می‌شوند (شکل ۱۳).

از نمونه‌های سنگ‌های منطقه، می‌توان به توانالیت‌هایی اشاره کرد که در آن‌ها کانی تورمالین به صورت درهم رشدی با فلدسپات‌ها پیدا می‌شود که عمل تورمالینی شدن مسبب آن بوده است. عامل اصلی این تورمالین‌زایی تأثیر بخارهای داغ غنی از بور روی سنگ‌های داغ در مرحله‌ی پنوماتولیتی بوده است که سبب تبدیل کانی‌های سیلیکات آلومینیم نظیر

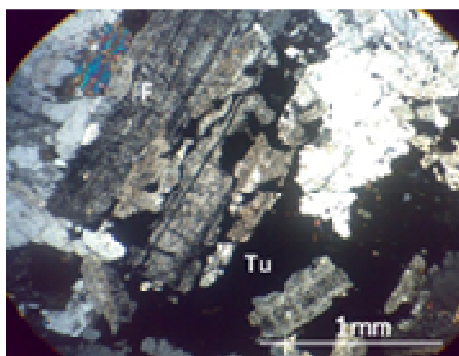
فلدسپات‌ها به تورمالین شده است [۲۱] این فرآیند از کناره‌ها، شکستگی‌ها و نقاط ضعف شبکه فلدسپات‌ها (مانند سطوح رخ و ماکل) شروع شده و به قسمت‌های دیگر بلورهای یاد شده گسترش یافته است (شکل ۱۴). تورمالین به عنوان یک کانی پایانی در مراحل حدواسط از شرایط پایانی خط انجماد (گرمابی-ماگمایی)، معمولاً روی کانی فلدسپار و یا به شکل درون شبکه‌ای با کوارتز و فلدسپار یا رگچه‌های بسیار ریز و دانه‌ای، متبلور می‌شود [۲۳، ۲۲].

دوشکستگی و برجستگی نسبت مستقیم با آهن دارند [۲۴]، تورمالین‌های موجود در سنگ‌های منطقه غالباً دارای رنگ‌های تداخلی تا نظام سوم را نشان می‌دهند و در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند که می‌توان گفت نزدیک به قطب شورلیت (Schorl) یا سرشار از آهن به شمار می‌آیند.

در حاشیه‌ی شرقی و شمال شرقی توده‌ی مورد نظر، تورمالین‌ها به صورت شعاعی یا خورشیدی (luxullianite) درون گرانیتوئید دیده می‌شوند (شکل ۱۵، الف).



شکل ۱۳ رگه‌های کوارتز-تورمالین.



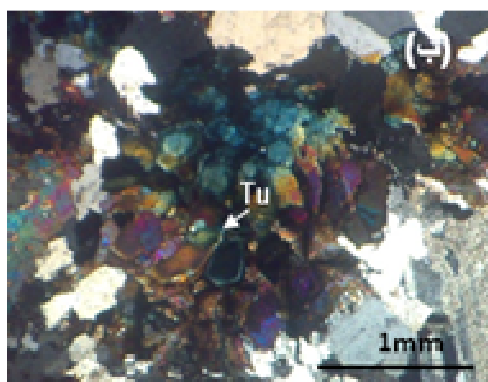
شکل ۱۴ تورمالین‌زائی در نقاط ضعف شبکه‌ی فلدسپات.

دراویت باشند.

ژئوشیمی

به‌منظور تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌ی نفوذی منطقه‌ی مورد نظر، از نتایج تجزیه شیمیائی ۲۸ نمونه از توده‌ی نفوذی (تجزیه‌ی شیمیایی ICP-MS. کمپانی Acme-کانادا) استفاده شده است (جدول ۱).

منطقه‌بندی نسبتاً ضعیفی در تورمالین‌های خورشیدی دیده می‌شود که می‌تواند به خاستگاه گرمابی این تورمالین‌ها وابسته باشد (شکل ۱۵ ب) و بیانگر تغییرات تعادل سیال-بلور ناشی از تغییرات دما، فشار و ترکیب سیال، و یا شرایط رشد غیر تعادلی تورمالین باشد که در سیستم‌های شیمیائی باز تشکیل شده‌اند. [۲۲]. در این مورد احتمال دارد Mg بالاتری نسبت به انواع ماگمایی داشته و از نوع محلول جامد شورل-



شکل ۱۵ کانی‌های شعاعی تورمالین (الف)، کانی تورمالین با پدیده‌ی منطقه بندی (ب).

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیائی از توده‌ی گرانیتوئید لاله‌زار (تجزیه شیمیائی ICP-MS. کمپانی Acme-کانادا). ترکیبات عناصر اصلی (wt%)، عناصر نادر و خاکی نادر (ppm).

شماره نمونه	3-In-4	3-In-11	6-In-8	8-In-8	14-In-17	18-In-29	23-In-13	23-In-14	2-In-12	22-In-14	23-In-9	5-In-1	5-In-7	12-In-12
نام سنگ	تونا لیت	تونا لیت	تونا لیت	تونا لیت	تونا لیت	تونا لیت	تونا لیت	تونا لیت	تونا لیت	تونا لیت	تونا لیت	تونا لیت	دیوریت	دیوریت
SiO ₂	۶۲٫۵۸	۶۲٫۸۴	۶۲٫۶۲	۶۵٫۶۲	۶۵٫۴۴	۶۲٫۴۷	۶۳٫۹	۶۲٫۷۲	۶۱٫۳۴	۶۱٫۶	۶۲٫۶۴	۶۱٫۵۹	۶۱٫۰۳	۵۹٫۴۶
Al ₂ O ₃	۱۵٫۹۸	۱۶٫۰۲	۱۶٫۳۱	۱۵٫۲۸	۱۵٫۸۷	۱۶٫۰۶	۱۶٫۵۳	۱۵٫۹۸	۱۶٫۳۴	۱۶٫۹۸	۱۶٫۱۱	۱۶٫۴۶	۱۶٫۹۲	۱۶٫۷۶
Fe ₂ O ₃	۶٫۲۱	۶٫۰۳	۵٫۸۵	۴٫۰۶	۴٫۴۵	۵٫۱۶	۵٫۶۴	۵٫۶۱	۶٫۴۴	۶٫۰۲	۵٫۹۵	۶٫۳۱	۶٫۳۳	۷٫۰۶
MgO	۲٫۵۷	۲٫۶۳	۲٫۵۱	۱٫۹۹	۲٫۰۴	۲٫۲۲	۲٫۷۲	۲٫۳۲	۲٫۴۴	۲٫۷۸	۲٫۷۲	۲٫۸	۲٫۹۳	۳٫۳۴
CaO	۵٫۲۸	۵٫۱۴	۵٫۳۴	۴٫۰۵	۵٫۱۹	۴٫۸۹	۵٫۳۵	۵٫۰۹	۵٫۶۱	۵٫۷۹	۵٫۰۸	۵٫۷۱	۶٫۱۵	۶٫۲۸
Na ₂ O	۳	۲٫۹۸	۳٫۱۶	۳٫۳۵	۳٫۴۳	۳٫۱۴	۳٫۰۳	۳٫۱۳	۳٫۰۲	۳٫۳	۲٫۹۸	۳٫۰۴	۳٫۱	۳٫۰۵
K ₂ O	۲٫۴۵	۲٫۴۶	۲٫۷۱	۳٫۴۱	۱٫۹۹	۲٫۷	۳٫۰۱	۲٫۹۲	۲٫۴۳	۱٫۷۹	۲٫۸۴	۲٫۲۲	۱٫۸۱	۲٫۲۶
TiO ₂	۰٫۶۳	۰٫۶۲	۰٫۶۱	۰٫۴۶	۰٫۴۴	۰٫۵۱	۰٫۵۵	۰٫۵۷	۰٫۶۴	۰٫۴۸	۰٫۵۸	۰٫۶۱	۰٫۶	۰٫۷۲
P ₂ O ₅	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۵
MnO	۰٫۱۱	۰٫۱	۰٫۱۱	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۵
Ni	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Sc	۱۶	۱۵	۱۵	۱۰	۱۱	۱۳	۱۴	۱۳	۱۸	۱۳	۱۵	۱۸	۱۵	۲۰
LOI	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۵	۱٫۵	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۷	۱٫۱	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۶
Sum	۹۹٫۸۲	۹۹٫۸۲	۹۹٫۸۲	۹۹٫۸۴	۹۹٫۸۱	۹۹٫۸۳	۹۹٫۸۱	۹۹٫۸۲	۹۹٫۸۲	۹۹٫۸۲	۹۹٫۸۲	۹۹٫۸۳	۹۹٫۸۳	۹۹٫۸۳
Ba	۳۴۲	۳۴۷	۳۱۵	۳۷۲	۴۹۱	۳۴۴	۳۹۷	۳۷۴	۳۲۷	۳۰۴	۳۷۷	۲۸۴	۳۲۵	۳۰۷
Be	۳	<۱	۱	۱	۱	۲	۱	<۱	۱	۲	<۱	۱	۱	۱
Co	۱۴٫۸	۱۴٫۱	۱۲٫۸	۸٫۸	۴٫۸	۱۴٫۱	۱۳٫۲	۱۴٫۱	۱۵٫۷	۱۴٫۸	۱۵٫۶	۱۴٫۳	۱۷٫۶	۱۹٫۳
Cs	۷	۶	۹٫۴	۴٫۶	۱٫۷	۹٫۵	۶٫۷	۷٫۳	۸٫۱	۷	۵٫۵	۵٫۴	۷٫۱	۶٫۱
Ga	۱۵٫۴	۱۶٫۶	۱۴٫۱	۱۳٫۵	۱۴٫۳	۱۵٫۸	۱۵٫۳	۱۴٫۶	۱۵٫۴	۱۶٫۱	۱۵٫۴	۱۴٫۸	۱۷٫۱	۱۴٫۳
Hf	۳٫۸	۳٫۹	۴٫۵	۴٫۲	۳٫۷	۴٫۱	۴٫۹	۴٫۹	۴٫۴	۲٫۱	۵	۳٫۲	۲٫۸	۳٫۵
Nb	۶٫۲	۵٫۳	۴٫۷	۵٫۲	۳٫۹	۴٫۸	۴٫۷	۵	۴٫۴	۳	۴٫۵	۴٫۵	۴٫۳	۳٫۵
Rb	۱۰۰٫۶	۱۱۴٫۸	۱۰۰٫۹	۱۱۷٫۵	۳۵	۱۱۲٫۶	۱۲۹٫۵	۱۲۹٫۱	۱۰۴٫۵	۵۷٫۴	۱۱۷٫۶	۹۰٫۴	۷۲٫۷	۸۷٫۶
Sn	۱	۲	۱	۲	<۱	۱	۲	۲	۲	۱	<۱	۲	۱	۲
Sr	۲۷۱٫۵	۲۸۷٫۱	۳۰۲٫۸	۲۵۲٫۸	۳۸۷٫۹	۳۱۹٫۱	۳۱۴٫۱	۳۲۰٫۷	۳۰۸٫۷	۴۱۲٫۷	۲۹۴٫۷	۲۸۸	۳۶۸٫۴	۲۹۸٫۲
Ta	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳
Th	۶٫۶	۷٫۴	۹٫۹	۱۴٫۷	۵٫۸	۱۰٫۲	۹٫۹	۱۲٫۹	۶٫۹	۳٫۷	۸٫۶	۱۰٫۱	۵٫۴	۵٫۷
U	۱٫۷	۲٫۳	۲٫۲	۳٫۳	۰٫۸	۲٫۷	۲٫۴	۳٫۱	۱٫۷	۰٫۸	۲٫۱	۱٫۸	۱٫۲	۱٫۳
V	۱۴۶	۱۳۲	۱۱۶	۸۲	۹۳	۱۰۹	۱۱۷	۱۱۸	۱۵۱	۱۲۶	۱۲۱	۱۴۳	۱۴۷	۱۶۰
W	۱٫۳	۲	۳٫۳	۱٫۶	۰٫۷	۲	۰٫۹	۰٫۹	۲٫۸	۲٫۱	۱٫۲	۴٫۱	۳٫۳	۰٫۷
Zr	۱۳۰	۱۴۵٫۵	۱۰۰٫۷۲	۱۵۸	۱۱۸٫۹	۱۲۴٫۵	۱۶۷٫۶	۱۷۵٫۲	۱۴۴٫۲	۸۲٫۶	۱۶۷٫۷	۱۰۰٫۲۵	۹۰٫۱	۱۲۰٫۷
Y	۱۸٫۶	۱۹٫۴	۲۲٫۹	۱۹٫۴	۱۳٫۲	۱۶٫۵	۲۱٫۳	۱۸٫۲	۲۲٫۹	۱۵٫۳	۲۱٫۴	۱۸	۱۶٫۵	۲۰٫۳
La	۱۴٫۳	۱۳٫۴	۱۶٫۴	۱۹٫۵	۶٫۸	۱۷٫۲	۱۴٫۸	۱۷	۱۴٫۵	۱۱٫۷	۱۵٫۳	۱۶	۱۱٫۹	۱۳
Ce	۲۷٫۷	۲۸	۳۴٫۱	۳۹٫۵	۱۳٫۶	۳۳٫۹	۳۲٫۷	۳۵	۳۲٫۳	۲۱٫۹	۳۲٫۶	۳۰٫۱	۲۴٫۴	۲۶٫۳
Pr	۳٫۵۵	۳٫۴۳	۴٫۲۷	۴٫۷۲	۱٫۷۱	۳٫۹۹	۴٫۰۲	۴٫۲۷	۳٫۸	۲٫۸۱	۲٫۹۳	۳٫۶	۳٫۰۸	۳٫۵۲
Nd	۱۴	۱۴٫۹	۱۶٫۸	۱۹٫۱	۷٫۶	۱۴٫۷	۱۶٫۴	۱۶٫۲	۱۵٫۵	۱۱٫۴	۱۵٫۴	۱۴٫۴	۱۳٫۶	۱۴٫۳
Sm	۳٫۰۸	۳٫۱۶	۳٫۶	۳٫۴۷	۱٫۸۷	۳٫۲۲	۳٫۸۲	۳٫۳۹	۳٫۵۱	۲٫۴۷	۳٫۳۹	۳٫۰۸	۲٫۸۱	۳٫۲
Eu	۰٫۷۷	۰٫۷۲	۰٫۸۱	۰٫۶۹	۰٫۶۵	۰٫۷۷	۰٫۷۹	۰٫۷۷	۰٫۸۳	۰٫۷۶	۰٫۷۸	۰٫۷۲	۰٫۸۷	۰٫۷۴
Gd	۳٫۶۵	۳٫۲۷	۳٫۹۹	۳٫۶۴	۲٫۱۶	۳٫۲۱	۳٫۷۲	۳٫۲۸	۳٫۹۶	۲٫۶۷	۳٫۶۶	۳٫۲۸	۲٫۹۶	۳٫۷۳
Tb	۰٫۵۵	۰٫۵۴	۰٫۶۲	۰٫۵۳	۰٫۳۴	۰٫۵۱	۰٫۶	۰٫۵۲	۰٫۶۴	۰٫۴۵	۰٫۶	۰٫۵۲	۰٫۴۶	۰٫۵۶
Dy	۳٫۷۱	۳٫۴۳	۴٫۰۵	۳٫۵۲	۲٫۲۴	۳٫۲۲	۴٫۰۶	۳٫۱۲	۳٫۶۳	۲٫۶۵	۳٫۷۳	۳٫۲۵	۲٫۸۵	۳٫۹۲
Ho	۰٫۷	۰٫۶۷	۰٫۷۷	۰٫۷۲	۰٫۴۸	۰٫۷	۰٫۸۵	۰٫۶۸	۰٫۸۶	۰٫۵۴	۰٫۸۱	۰٫۷	۰٫۶۳	۰٫۷۹
Er	۲٫۱۳	۲٫۰۶	۲٫۴۲	۲٫۱۲	۱٫۳۹	۲٫۰۳	۲٫۳۹	۲	۲٫۵۲	۱٫۷۲	۲٫۳۴	۲٫۰۵	۱٫۸۶	۲٫۱۹
Tm	۰٫۳۳	۰٫۲۹	۰٫۳۵	۰٫۳۳	۰٫۲۳	۰٫۳۴	۰٫۳۵	۰٫۲۹	۰٫۳۹	۰٫۲۶	۰٫۳۴	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۳۳
Yb	۲٫۱۷	۲٫۰۴	۲٫۴۴	۲٫۳۲	۱٫۹۶	۲٫۴۴	۲٫۰۱	۲٫۴۴	۲٫۴۷	۱٫۷۹	۲٫۲۳	۲٫۰۴	۱٫۷۱	۲٫۰۵
Lu	۰٫۳۳	۰٫۳۳	۰٫۳۶	۰٫۳۳	۰٫۲۶	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۳۳	۰٫۳۷	۰٫۲۸	۰٫۳۲	۰٫۳۱	۰٫۳	۰٫۳۶
Mo	۱٫۶	۰٫۸	۰٫۶	۰٫۹	۰٫۵	۱٫۷	۱	۰٫۴	۱٫۲	۰٫۷	۰٫۸	۱٫۴	۰٫۷	۰٫۹
Cu	۹۱٫۹	۶۶٫۳	۶۴٫۶	۵۳٫۵	۲۰٫۵	۹۴٫۵	۷۰	۳۵٫۵	۴۵٫۳	۵۷٫۱	۵۷٫۸	۷۱٫۴	۷۰٫۴	۶۲
Pb	۴٫۹	۳٫۱	۷٫۲	۶٫۹	۹٫۳	۷٫۴	۶٫۲	۶٫۶	۲	۶	۱۰٫۲	۱۱٫۳	۷	۵٫۲
Zn	۴۱	۳۵	۳۴	۱۰	۷۲	۲۹	۳۲	۳۱	۳۶	۴۱	۲۹	۶۶	۳۸	۳۱
Ni	۷٫۶	۹٫۸	۹٫۷	۶٫۹	۸٫۴	۱۱٫۵	۸٫۸	۱۰٫۳	۸٫۸	۸٫۳	۱۳٫۵	۷٫۴	۸٫۲	۱۱٫۷
As	۲٫۷	۳٫۴	۳٫۲	۸٫۴	۷٫۳	۳٫۷	۳	۲٫۵	۲٫۱	۴٫۴	۷٫۳	۲٫۷	۱٫۶	۳
Au	۱٫۱	۰٫۷	۰٫۸	<۰٫۵	۰٫۷	۰٫۵	۴٫۸	<۰٫۵	<۰٫۵	۱٫۴	۱٫۶	۰٫۶	۰٫۹	۱٫۳

ادامه جدول ۱

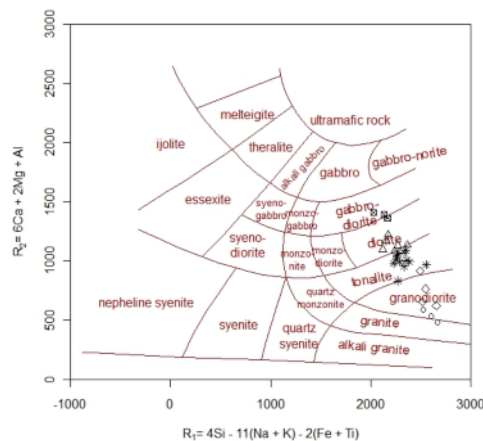
نام سنگ	14-ln-1	18-ln-23	18-ln-26	23-ln-6	7-ln-2	8-ln-9	21-ln-16	23-ln-2	7-ln-7	22-ln-3	6-ln-2	6-ln-3	17-ln-4	20-ln-11
دیوریت	دیوریت	دیوریت	دیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت
SiO ₂	۵۸٫۶۸	۶۰٫۸۲	۵۹٫۹۳	۶۱٫۴۹	۶۸٫۹۶	۶۷٫۰۷	۶۵٫۴۷	۷۰٫۷۴	۷۲٫۷۸	۷۰٫۶	۷۰٫۲۹	۵۵٫۵۲	۵۵٫۸۸	۵۶٫۶۳
Al ₂ O ₃	۱۶٫۸۹	۱۶٫۷۸	۱۶٫۹۶	۱۶٫۵۴	۱۴٫۵	۱۵٫۲	۱۵٫۹	۱۴٫۱	۱۳٫۵۳	۱۳٫۸۷	۱۴٫۰۵	۱۸٫۱۳	۱۸٫۰۶	۱۸٫۱۸
Fe ₂ O ₃	۷٫۲۸	۶٫۶۴	۷٫۱	۵٫۹۷	۳٫۵۷	۴٫۲۶	۴٫۶۲	۳٫۳۳	۲٫۲۵	۲٫۹۷	۳٫۱	۷٫۵۸	۷٫۷۴	۷٫۶۶
MgO	۳٫۴۴	۳٫۰۴	۲٫۹۸	۲٫۹۱	۱٫۲۶	۱٫۶۲	۲٫۰۷	۱٫۱	۰٫۵۱	۰٫۹۴	۱٫۰۷	۴٫۲۳	۴٫۱۷	۳٫۷۴
CaO	۶٫۷۱	۶٫۰۸	۵٫۷۶	۵٫۷۵	۲٫۸۹	۳٫۶۱	۴٫۷۱	۲٫۷	۱٫۸	۲٫۰۱	۲٫۳۹	۷٫۸۹	۷٫۷۷	۷٫۶۷
Na ₂ O	۳٫۱۵	۳٫۰۹	۳٫۲۸	۳٫۰۹	۲٫۸۸	۲٫۶۵	۳٫۳۶	۲٫۷۲	۲٫۷۷	۳٫۱۸	۲٫۷	۳٫۰۷	۳٫۰۹	۳٫۰۸
K ₂ O	۱٫۷۸	۲٫۱۵	۲٫۲	۲٫۵۶	۴٫۰۹	۳٫۶۹	۲٫۳۶	۴٫۲۷	۴٫۸۶	۳٫۷۸	۴٫۷۶	۱٫۵۹	۱٫۲	۱٫۲۹
TiO ₂	۰٫۷۵	۰٫۶۶	۰٫۶۳	۰٫۵۸	۰٫۳۵	۰٫۴۳	۰٫۴۱	۰٫۳۴	۰٫۳۳	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۶۸	۰٫۷۳	۰٫۶۸
P ₂ O ₅	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۱	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱۶	۰٫۱۳	۰٫۱۳
MnO	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۴
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	<۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۳
Ni	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	۲۴	<۲۰	<۲۰
Sc	۲۰	۱۹	۱۶	۱۶	۷	۹	۱۱	۸	۴	۶	۷	۲۰	۲۳	۲۳
LOI	۰٫۹	۰٫۳	۰٫۷	۰٫۷	۱٫۲	۱٫۲	۰٫۷	۰٫۴	۱	۲	۱	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۶
Sum	۹۹٫۸۳	۹۹٫۸۲	۹۹٫۸۱	۹۹٫۸۲	۹۹٫۸۴	۹۹٫۸۳	۹۹٫۸۴	۹۹٫۸۲	۹۹٫۸۵	۹۹٫۸۲	۹۹٫۸۴	۹۹٫۸۱	۹۹٫۸۴	۹۹٫۸۲
Ba	۲۶۷	۳۰۶	۲۹۵	۳۰۷	۴۴۹	۳۷۴	۴۷۰	۵۰۵	۵۷۱	۴۶۷	۲۷۳	۲۰۶	۲۳۶	۲۳۶
Be	<۱	<۱	۱	<۱	<۱	<۱	<۱	۳	۲	<۱	۱	۲	۲	۱
Co	۱۷٫۶	۱۶٫۹	۱۲٫۶	۱۶٫۴	۹٫۴	۷	۹٫۱	۶٫۲	۲٫۵	۲٫۹	۵٫۵	۲۱٫۳	۱۶٫۷	۲۰٫۷
Cs	۴٫۱	۸٫۵	۵٫۱	۱۱٫۱	۹٫۵	۶٫۷	۳٫۱	۱۵٫۳	۱۱٫۴	۲٫۴	۱۰٫۷	۷٫۵	۳	۴٫۲
Ga	۱۵	۱۵٫۵	۱۵٫۲	۱۵٫۳	۱۳٫۳	۱۲	۱۳٫۳	۱۲٫۸	۱۱٫۷	۱۲٫۱	۱۲٫۳	۱۷٫۱	۱۶٫۶	۱۶٫۸
Hf	۳٫۷	۳٫۷	۳٫۶	۴٫۲	۴٫۱	۵٫۲	۳٫۲	۵٫۸	۵٫۵	۴٫۸	۵٫۶	۲٫۸	۲٫۵	۲٫۴
Nb	۳٫۷	۳٫۷	۳٫۸	۴٫۳	۵٫۲	۴	۴	۵٫۶	۵٫۳	۴٫۸	۵٫۴	۳٫۳	۳٫۵	۲٫۷
Rb	۶۵٫۱	۸۴٫۹	۸۷٫۲	۱۱۳٫۲	۱۹۳٫۱	۱۲۹٫۶	۶۲٫۹	۲۱۴٫۳	۲۳۵٫۹	۱۱۸٫۲	۲۲۵٫۹	۶۲	۵۱٫۹	۴۷٫۶
Sn	۱	<۱	<۱	۲	<۱	<۱	<۱	۱	۲	<۱	۱	<۱	<۱	<۱
Sr	۳۲۴٫۷	۳۲۱٫۷	۳۴۶٫۷	۳۲۱٫۹	۲۰۴	۲۳۸٫۷	۳۱۸٫۵	۱۸۶٫۱	۱۴۰	۲۲۹٫۲	۱۶۳٫۲	۴۸۳٫۲	۴۲۲٫۷	۴۱۶٫۳
Ta	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲
Th	۵٫۵	۷٫۵	۵٫۵	۱۲٫۴	۲۲٫۲	۱۴٫۵	۵٫۵	۲۰٫۴	۲۲٫۶	۱۰٫۲	۱۶٫۵	۵	۴٫۱	۳٫۵
U	۰٫۸	۱٫۴	۱٫۴	۳	۵٫۶	۳٫۴	۱٫۲	۵٫۵	۵٫۴	۲٫۵	۴	۱٫۱	۰٫۹	۰٫۸
V	۱۶۳	۱۶۲	۱۴۵	۱۳۹	۵۸	۷۱	۷۹	۵۲	۲۴	۴۳	۴۶	۱۷۷	۱۸۹	۲۰۱
W	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۵	۱٫۳	۰٫۷	۱٫۴	۱٫۲	۱٫۴	۲٫۸	۱٫۳	۱	۱	۰٫۶	۱٫۱
Zr	۱۰۰٫۵۳	۱۲۳٫۵	۱۱۷٫۲	۱۴۷٫۲	۱۳۴٫۲	۱۷۵٫۸	۱۰۰٫۹۴	۱۸۲٫۷	۱۶۵٫۷	۱۵۷٫۹	۱۸۲٫۴	۱۰۰٫۸۷	۸۵٫۴	۷۹٫۸
Y	۲۰٫۸	۲۰٫۱	۱۹	۲۲٫۵	۱۶٫۹	۱۷٫۳	۱۳٫۷	۳۰٫۲	۱۸٫۵	۲۱٫۶	۲۳٫۷	۱۴٫۵	۲۰	۱۶٫۷
La	۱۲٫۴	۱۴٫۲	۱۳٫۶	۱۸٫۱	۱۹	۱۲٫۶	۱۵٫۴	۳۱٫۹	۸٫۵	۱۸٫۱	۲۴٫۲	۱۳٫۵	۱۱٫۵	۱۰٫۶
Ce	۲۶٫۹	۲۹٫۳	۲۶٫۵	۳۶٫۱	۳۳٫۷	۲۵٫۴	۳۰٫۴	۶۳	۱۴٫۹	۳۷٫۱	۴۷٫۷	۲۹٫۱	۲۶	۲۱٫۷
Pr	۳٫۳۹	۳٫۶۱	۳٫۳۸	۴٫۳۴	۳٫۹۶	۳	۳٫۳۶	۷٫۵۹	۲٫۰۶	۴٫۵۲	۵٫۷	۳٫۴۴	۳٫۳۸	۲٫۷۶
Nd	۱۴٫۳	۱۵٫۱	۱۴٫۹	۱۵٫۸	۱۴٫۸	۱۲٫۶	۱۳٫۲	۲۷٫۷	۸٫۱	۱۶٫۶	۲۳٫۱	۱۴٫۱	۱۴٫۳	۱۱٫۶
Sm	۳٫۴۵	۳٫۲۳	۲٫۹۲	۳٫۶۹	۲٫۹۸	۲٫۵۷	۲٫۶۱	۵٫۱۴	۲٫۴۳	۳٫۷۹	۴٫۱۶	۲٫۹۶	۳٫۱۸	۲٫۵
Eu	۰٫۸۷	۰٫۸	۰٫۸۵	۰٫۸۲	۰٫۵۳	۰٫۶۹	۰٫۶۲	۰٫۶۱	۰٫۵	۰٫۵۷	۰٫۶۲	۰٫۹۱	۰٫۸۵	۰٫۸۴
Gd	۳٫۷۷	۳٫۴۴	۳٫۴۴	۳٫۹۸	۲٫۹۴	۲٫۹۹	۲٫۵۳	۵٫۰۱	۲٫۶۲	۳٫۵۳	۴٫۱۶	۳٫۰۳	۳٫۶۵	۳٫۰۸
Tb	۰٫۵۸	۰٫۵۶	۰٫۵۴	۰٫۶۱	۰٫۴۲	۰٫۴۳	۰٫۳۹	۰٫۷۷	۰٫۴۵	۰٫۵۸	۰٫۶۱	۰٫۴۴	۰٫۵۸	۰٫۵
Dy	۳٫۶	۳٫۸۶	۳٫۲۳	۳٫۷۳	۲٫۵۸	۲٫۷۹	۲٫۲۸	۴٫۵۹	۳٫۱۱	۳٫۵۸	۴٫۱۵	۲٫۶۸	۳٫۶۸	۳٫۴۱
Ho	۰٫۷۸	۰٫۸۲	۰٫۷۹	۰٫۸۵	۰٫۵۴	۰٫۶۳	۰٫۵۱	۰٫۹۸	۰٫۶۸	۰٫۷۱	۰٫۸۵	۰٫۵۷	۰٫۸۴	۰٫۶۵
Er	۲٫۲۲	۲٫۲۸	۲٫۲	۲٫۴۴	۱٫۹۸	۱٫۸۹	۱٫۴۶	۳٫۱۵	۱٫۹	۲٫۵۱	۲٫۵۹	۱٫۵۸	۲٫۲۸	۱٫۷۹
Tm	۰٫۳۳	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۳۷	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۴۸	۰٫۳۳	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۲۶	۰٫۳۷	۰٫۲۸
Yb	۲٫۴۲	۲٫۲۱	۲٫۰۳	۲٫۳۱	۱٫۸۷	۱٫۸۷	۱٫۵۹	۳٫۱۳	۲٫۱۴	۲٫۵۶	۲٫۷۲	۱٫۶۵	۲٫۰۸	۱٫۹۱
Lu	۰٫۳۳	۰٫۳۴	۰٫۳	۰٫۳۶	۰٫۳۱	۰٫۳	۰٫۲۹	۰٫۵۳	۰٫۳	۰٫۳۹	۰٫۴۵	۰٫۲۶	۰٫۳۶	۰٫۳
Mo	۰٫۸	۱٫۴	۰٫۴	۰٫۷	۱٫۵	۱٫۶	۱٫۳	۰٫۵	۰٫۷	۱٫۲	۲٫۱	۱٫۲	۰٫۴	۱
Cu	۷۸٫۴	۵۷٫۸	۲۲۰٫۹	۵۹٫۹	۸۰٫۷	۵٫۴	۶۹٫۸	۲۳٫۸	۲۱	۳۲٫۴	۱۳	۳۶٫۲	۴٫۶	۳۹٫۴
Pb	۲٫۵	۲٫۶	۳	۷	۱۰٫۵	۴٫۹	۱۵	۱۰٫۱	۱۱	۱۷٫۴	۱۰٫۳	۴٫۵	۴٫۲	۵٫۲
Zn	۱۹	۴۰	۲۲	۲۹	۲۰	۱۵	۴۷	۲۲	۱۴	۳۶	۱۷	۳۸	۳۲	۳۳
Ni	۹٫۸	۷٫۷	۸٫۸	۱۱٫۲	۸٫۵	۸٫۷	۷	۵٫۱	۳٫۷	۳٫۷	۵٫۶	۱۶٫۵	۱۳٫۴	۷٫۸
As	۵	۳٫۳	۲٫۳	۲٫۱	۲۴٫۸	۳٫۸	۴٫۹	۳٫۱	۴٫۳	۲۱٫۱	۲٫۵	۲٫۶	۲٫۳	۱٫۹
Au	<۰٫۵	<۰٫۵	۴٫۳	۰٫۶	۰٫۹	<۰٫۵	۷٫۵	۰٫۷	<۰٫۵	۲٫۷	۰٫۶	۱٫۳	<۰٫۵	۲٫۵

برای بررسی تغییرات و الگوهای عناصر کمیاب و نادر خاکی توده‌ی نفوذی مورد نظر، از نمودارهای عنکبوتی [۳۰، ۲۹] استفاده شدند. نمودار این نمونه‌ها با الگوی ماگماهای کلسیمی-قلیایی قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای سازگار است. بهنجاری منفی عناصری مانند Nb, P و Ti در نمودار عنکبوتی همراه با یک غنی‌شدگی مشخص از عناصر LILE، از ویژگی‌های مهم سنگ‌های ماگمایی وابسته به قوس هستند که در اثر عملکرد سیالات ناشی از فروانش به وجود می‌آیند [۳۱]. شیب نمونه‌ها از سمت LREE به سمت HREE نشان از جدایش ماگماست. همچنین غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار سبک و الگوی تهی تا سطح عناصر خاکی نادر سنگین، نشانه‌های خاستگاه گوشته‌ای این ماگما هستند که احتمالاً این ماگما از یک گوشته‌ی گارنت‌دار یا اسپینل‌دار سرچشمه گرفته است [۳۲] (شکل ۲۰). الگوی REE به صورت کم و بیش موازی نمونه‌ها، دلیل بر خویشاوندی ماگمایی این توده‌ها از نظر خاستگاه دارد. بهنجاری منفی Eu می‌تواند به علت تبلور بخشی پلاژیوکلاز کلسیک در اوایل جدایش ماگمایی [۳۳] یا تغییرات فوگاسیته اکسیژن از تولید مذاب تا تبلور بخشی باشد [۳۴] (شکل ۲۱).

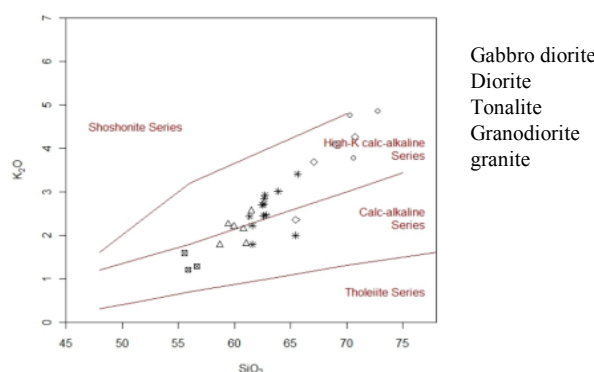
بنابر نمودار [۲۵]، نمونه سنگ‌های آنالیز شده در گستره-های گابرو دیوریت تا گرانیت با اکثریت دیوریت و تونالیت (شکل ۱۶) و بنابر نمودار [۲۶] نمونه‌های مورد نظر در سری کلسیمی-قلیایی تا پتاسیم بالا قرار می‌گیرند، همچنین وجود کانی‌های پتاسیم دار مانند فلدسپار قلیایی و بیوتیت در این سنگ‌ها نیز این ویژگی را تأیید می‌کنند (شکل ۱۷).

تمایز نوع گرانیتوئیدها، بنابر شیمی آن‌ها و برپایه‌ی نمودارهای Na₂O-K₂O [۲۷]، نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای مورد نظر از نوع I هستند (شکل ۱۸). البته شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری [۱۸] مانند وجود آمفیبول، اسفن، آپاتیت، فلدسپار صورتی، فلدسپارهای عمدتاً ساب سالووس و نبود کانی‌هایی مانند موسکویت، گارنت، کلدیریت و مشخصات صحرایی مانند قرار گرفتن در رژیم زمین‌ساختی کوهزائی (کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر)، همراه بودن با سنگ-های گابروئی تأکیدی بر این ادعاست.

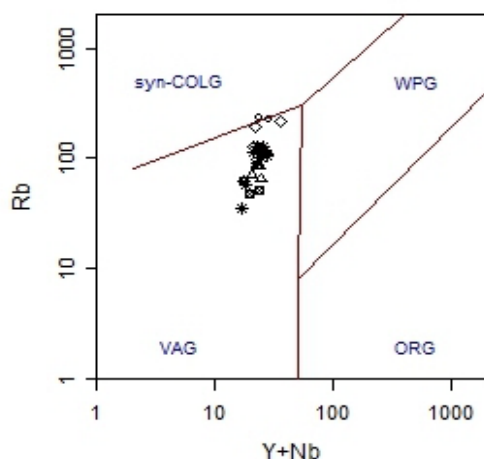
به‌منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی، بنابر نمودار [۲۸]، نمونه‌های مورد بررسی از نوع گرانیت‌های کمر بند آتشفشانی هستند (شکل ۱۹).



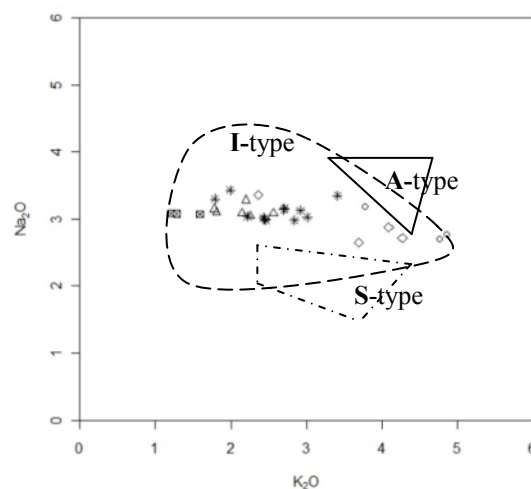
شکل ۱۶ نمودار طبقه بندی سنگ‌ها به پیشنهاد [۲۵].



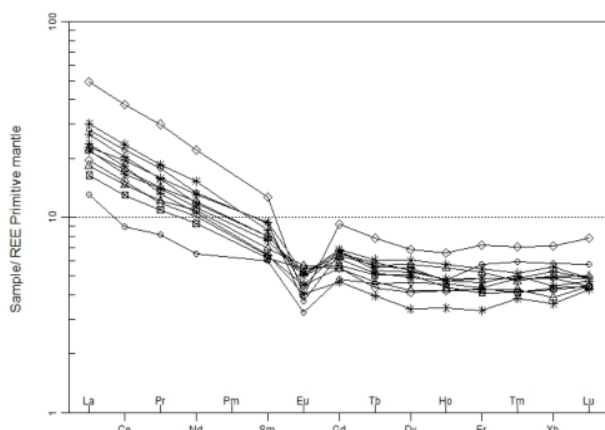
شکل ۱۷ نمودار K₂O در برابر SiO₂ از [۲۶].



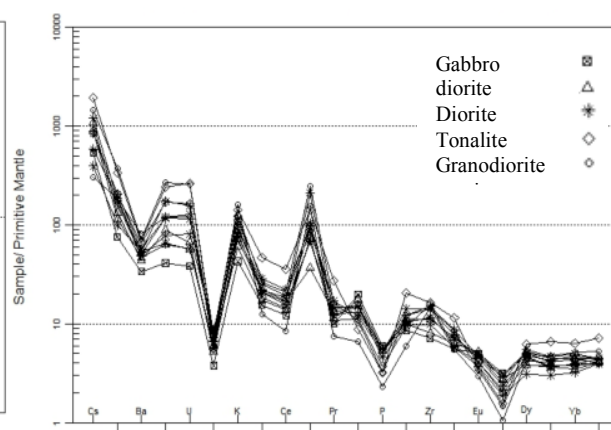
شکل ۱۹ تعیین محیط زمین ساختی گرانیتوئید منطقه [۲۸].



شکل ۱۸ تعیین نوع گرانیتوئیدهای منطقه [۲۷].



شکل ۲۱ نمودار عناصر خاکی نادر نمونه‌های منطقه.



شکل ۲۰ نمودار عنکبوتی وابسته به نمونه‌های منطقه.

برداشت

کلسیمی-قلیایی و با توجه به شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمی جزء گرانیت‌های نوع I هستند. همچنین سنگ‌های مورد نظر بنابر نمودار جایگاه زمین ساختی، در محیط قوس ماگمایی درون قاره‌ای قرار می‌گیرند که منظور همان کمربند ارومیه-دختر است.

فرآیند تورمالین‌زایی در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی از نظر گسترش و تنوع بسیار جالب توجه است به‌طوری که سبب ایجاد ساختارهای مختلف از جمله رگه‌ها و رگچه‌های غنی از تورمالین، تورمالین‌های شعاعی، گرگه‌های سرشار از تورمالین (cocards) و بافت‌های درهم رشدی (intergrowth) تورمالین-فلدسپار شده است. دو عامل تورمالین‌زایی دیده می‌شوند، یکی تأثیر بخارهای داغ غنی از بور روی سنگ‌های داغ

توده‌ی گرانیتوئیدی لاله‌زار بخشی از توابع شهرستان بردسیر است. این توده به‌درون سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده است و از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ساختاری، جزء کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، محسوب می‌شود. سنگ‌های مورد بررسی در گستره گابرو دیوریت تا گرانیت با ترکیب اکثریت دیوریت، تونالیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند. کانی‌های عمده شامل پلاژیوکلاز سدیک، پتاسیم فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز برای سنگ‌های گرانیت تا تونالیت و پلاژیوکلاز کلسیک، آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن (کلینوپیکروکسن، ارتوپیکروکسن (هیپرستن)) برای سنگ‌های دیوریت تا گابرو دیوریت هستند. این سنگ‌ها در سری

- [10] Morgan G. B., London VI. D., "Alteration of amphibolitic wallrocks around the Tanco rareelement pegmatite, Bernic Lake, Manitoba", *American Mineralogist* 72 (1987) 1097-1121.
- [11] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longman (1992).
- [12] Jiang S. Y., Palmer M. R., Li Y. H., Xue C. J., "Chemical compositions of tourmaline in the Yindongzi-Tongmugou Pb-Zn deposits, Qinling, China", *Implications for hydrothermal ore-forming processes: Mineralium Deposita* 30 (1995) 225-234.
- [13] Shelley D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman & Hall, London, (1993) 445.
- [14] Nixon G.T., Pearce T.H., "Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: the record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers", *Iztaccihuatl volcano, Mexico. Am. Min.*, 72 (1987) 1144-62.
- [15] Loomis T. P., "Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase", *Contrib. Min. Pet.*, 81 (1982) 219-29.
- [16] Hogan J.P., Gilbert M. C., "The A-type Mount Scott granite sheet: Importance of crustal magma traps", *Journal of Geology Research* 100, B8 (1995) 15779-15792.
- [17] Kuno H., "Differentiation of basaltic magma. In Hess, H. H. et Poldervaart", A., edit, *Basalts*, 2 (1968) 628-688. InterScience pull. New York.
- [18] Kleemann G.J., Twist D., "The compositionally-zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld complex: Evidence bearing on the nature of A-type magmatism", *Journal of Petrology* 30 (1989) 1383-1414.
- [19] Vance J A., "Polysynthetic twinning in plagioclase", *Am. Min* 46 (1961) 1097-119.
- [20] Dowty E., "Synneusis reconsidered", *Contrib. Min. Pet.* 74 (1980) 75-84.
- [21] Bramal A., Harwood H. F. , "Tourmalization in the dartmoor granite", *Min. Magazine*, 20 (1925) P.319.
- [22] London D., Manning D.A.C., "Chemical Variation and Significance of tourmaline from

در مرحله‌ی پنوماتولیتی که باعث تبدیل شدن بخشی از کانی‌های سیلیکات آلومینیم نظیر فلدسپات‌ها به تورمالین شده است و دیگری تغییرات تعادل سیال-بلور که احتمالاً در مرحله‌ی گرمایی، تورمالین‌های دارای پدیده منطقه‌بندی را به وجود آورده‌اند.

مراجع

- [1] Dimitrijevic Md., "Geology of Kerman region", G.S. A. Rep. Yu/52 (1973) 334.
- [2] Stöcklin J., "Northern Iran: Alborz Mountains", Geological Society, London, Special Publications 4 (1) (1974) 213-234.
- [3] Berberian M., King G. C., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Science* 18 (1981) 210-265.
- [4] Berberian M., "The southern Caspian: A Compressional depression floored by atrapped, modified oceanic crust", *Canadian Journal of Earth Science* 20 (1983) 163-183.
- [5] Forster H., Feselfeldt K., Kursten M., "Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian volcanic belt", *Geology Congress Montreal* 2 (1972) 198-210.
- [6] Mohajjel M., Fergusson Cl., Sahandi MR., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran," *Journal of Asian Earth Sciences* 21 (4) (2003) 397-412.
- [7] Shahabpour J., "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", *Journal of Asian Earth Sciences* 24 (4) (2005) 405-417.
- [۸] فاتحی چنار ح، احمدی پور ح، مرادیان ع، "ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی دره زارچوئیه (بردسیرکerman، جنوب شرق)"، (۱۳۹۰) پترولوژی.
- [9] Dargahi S., "Post-collisional Miocene magmatism in the Sarcheshmeh-Shahrehabak region NW of Kerman: Isotopic study, petrogenetic analysis and geodynamic pattern of granitoid intrusives and the role of adakitc magmatism in development of copper minralization", Unpublished Ph. D. thesis, Shahid Bahonar University of Kerman (2007) 310.

- [29] Sun S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for Mantel composition and processes. In: Saunders A. D., and Norry M. J., (eds), *Magmatism in ocea basins*", Geological Society, London - Special Publications 42 (1989) 313-345.
- [30] Boynton WV., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (ed) *Rare earth element geochemistry*", Elsevier, Amsterdam (1984) 63-114.
- [31] Rollinson H. R., "Using geochemical data: evalution, Presentation", interpretation: Longman, UK, (1993) 352.
- [32] Lin P. N., Stern R. J., Bloomer S. H., "Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc: 2. Large ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs", *J Geophys Res* 94 (1989) 497-514. InterScience pull. New York.
- [33] Henderson P., "Rare earth element geochemistry", Elsevier, Amsterdam (1984).
- [34] Teppern J.H., Nelson B.K., Bergantz G.W., Irving A.J., "Petrology of the Chilliwack batholith, north Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 113 (1993) 333-351.
- swest England", *Economic Geology* 90 (1995) 495-519.
- [23] Sinclair W.D., Richardson J.M., "Quartztourmaline orbicules in the seagull batholith, Yukon Territory", *The Canadian Mineralogist* 30 (1992) 923-935.
- [۲۴] ملائی ح., "کانی شناسی نوری", انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی مشهد (۱۳۸۵).
- [25] De La Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M., "A Classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses- its relationship and current nomenclature", *Chemical Geology* 29 (1980) 183-210.
- [26] Peccerillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey", *Contributions to mineralogy and petrology* 58 (1) (1976) 63-81.
- [27] White A. J. R., Chappell B. W., "Granitoid types and their distribution in the Lachland fold belt, southern Australia", *The Geological Society of America* 154 (1983) 21-34.
- [28] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology* 25 (1984) 956-983.