



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 ماقمایی ارومیه-دختر و نوار دهچ-ساردوئیه (استان کرمان) واقع شده است. این توده، از سنگ‌های آذرین درونی با ترکیب گرانیت‌وئیدی تشکیل شده و به درون سنگ‌های آتشفسانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده است. سنگ‌های آذرین درونی منطقه‌ی از گرانیت تا گابرو‌دیوریت تغییر می‌کنند اما ترکیبات دیوریت و تونالیت در اکثریت هستند. کانی‌های مهم تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه شامل پلازیوکلاز سدیم، پاتسیم فلدوپار، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز برای سنگ‌های گرانیت تا تونالیت و پلازیوکلاز کلسیک، آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن (کلینوپیروکسن، ارتوبیروکسن) برای سنگ‌های دیوریت تا گابرو‌دیوریت هستند. تورمالین‌زایی ویژگی شاخص رخداد کانی است که در گرانیت‌وئیدها و آپلیت‌های وابسته به آن‌ها به صورت بلورهای منشوری متوسط تا خیلی درشت، بی‌شکل دار، 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 تورمالین‌زائی به عنوان گرهک‌های سرشار از تورمالین احتمالاً نتیجه‌ی جدایش گازی (پنوماتولیتیک) در سیالات غنی از بور-سیلیس در مراحل نهائی تبلور رخ می‌دهد. گاه جانشینی تورمالین از کناره‌ها، شکستگی‌ها و صفحات ضعیف شبکه فلدوپارها (مانند رخ و ماکل) شروع شده و به قسمت‌های دیگر بلورهای یاد شده گسترش یافته است. بررسی‌های سنگنگاری و ژئوشیمیائی 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 آتشفسانی حاشیه‌ی قاره‌ای تشکیل شده است و خاستگاه آن بر اساس بررسی‌های REE، یک گوشه‌ی گارنت دار یا اسپینل دار است.

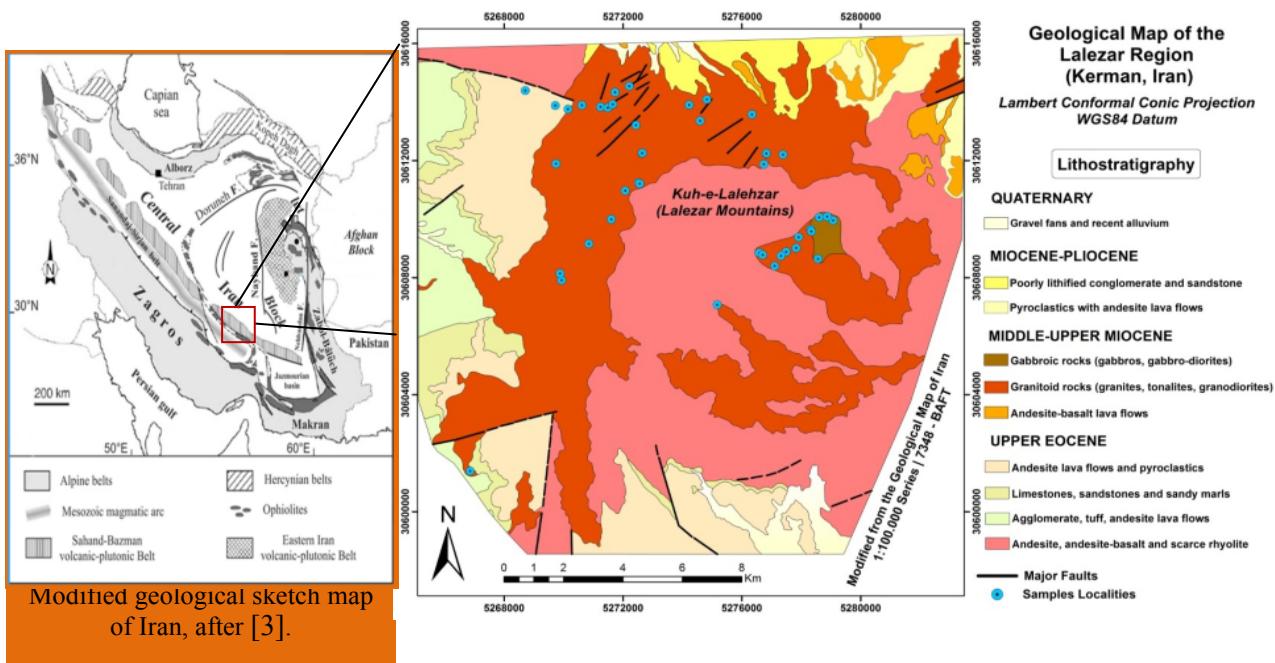
واژه‌های کلیدی: لاله‌زار، کلسیمی‌قلیایی، گرانیت، گابرو‌دیوریت، تورمالین.

کمربند آتشفسانی ارومیه- دختر مهم‌ترین کمربند فلز‌زایی ایران است و روی کمربند کوه‌زایی آلب-هیمالیا قرار گرفته است. بخش جنوب شرقی کمربند آتشفسانی ارومیه- دختر به نام نوار دهچ- ساردوئیه است که بیشترین حجم ماقماییسم کمربند ارومیه- دختر را به خود اختصاص داده است [۱]. این کمربند ماقمایی ایران مرکزی شامل سنگ‌های بیرونی و درونی به سن ائوسن- کواترنری است.

مقدمه

توده‌ی نفوذی مورد بررسی، در جنوب روستای لاله‌زار، از توابع شهرستان بردسیر، در گستره‌ی استان کرمان با طول و عرض جغرافیائی $57^{\circ} ۵۷' \text{ تا } ۴۵^{\circ} ۵۶'$ و $۲۹^{\circ} ۳۰' \text{ تا } ۱۵^{\circ} ۴۵'$ قرار گرفته است. این توده به درون سنگ‌های آتشفسانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده است و از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران، جزء کمربند ماقمایی ارومیه- دختر و نوار دهچ- ساردوئیه محسوب می‌شود (شکل ۱).

*نویسنده مسئول، تلفن: ۹۸۹۱۳۳۵۹۲۸۶۰، نمبر: ۰۳۴۳۳۲۵۷۴۳۵، پست الکترونیکی: Maryam.niktabar@gmail.com



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

گرانوڈیوریت

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 به‌طور بخشی پوئیکلیتیک است.

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

پدیده‌ی تورمالین‌زائی گستره در گرانیتوئیدهای منطقه ایجاد شده است. تورمالین یکی از کانی‌های معمول در رگه‌های گرمابی، پنوماتولیتی، پگماتیت‌های گرانیتی و برخی از گرانیت‌ها به شمار می‌رود. معمولاً تورمالین وقتی تشکیل می‌شود که تورمالین-ماگمایی از مراحل تاخیری سرشار از بور، موجب تبلور تورمالین و یا سایر کانی‌های بور و سیلیکاتی می‌شوند [۱۰]. نوع 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 متابلو شده است [۱۲].



شکل ۲ نفوذ گرانیتوئید لاله‌زار درون سنگ‌های آتشفتانی میزان (الف). نمایی از گرانیتوئید لاله‌زار (ب).

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

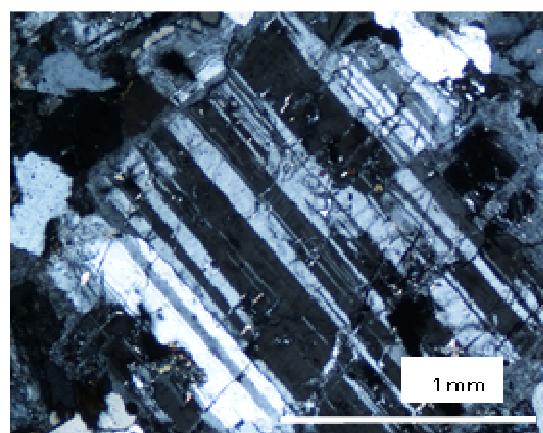
کوارتز بهصورت بی‌شکل با خاموشی موجی و اندازه‌ای حدود ۱ تا ۲ میلی‌متر، تقریباً ۲۰٪ کانی‌ها را در سنگ تشکیل می‌دهد.

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 ادخال‌های پلازیوکلاز، کوارتز و کانی‌های کدر هستند و بهصورت محلی گاه به کلریت، اپیدوت و بیوتیت دگرسان شده‌اند.

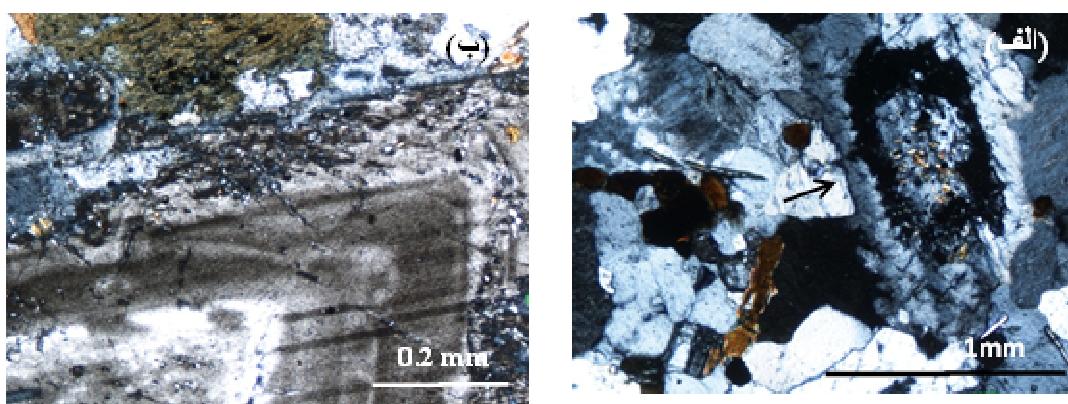
بیوتیت‌ها بهصورت خود شکل تا بی‌شکل و متوسط بلور دیده می‌شوند. گاه بیوتیت‌ها، ثانویه و از دگرسانی آمفیبول‌ها حاصل شده‌اند. بیوتیت همراه با آمفیبول حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد کانی‌ها را تشکیل می‌دهند.

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.

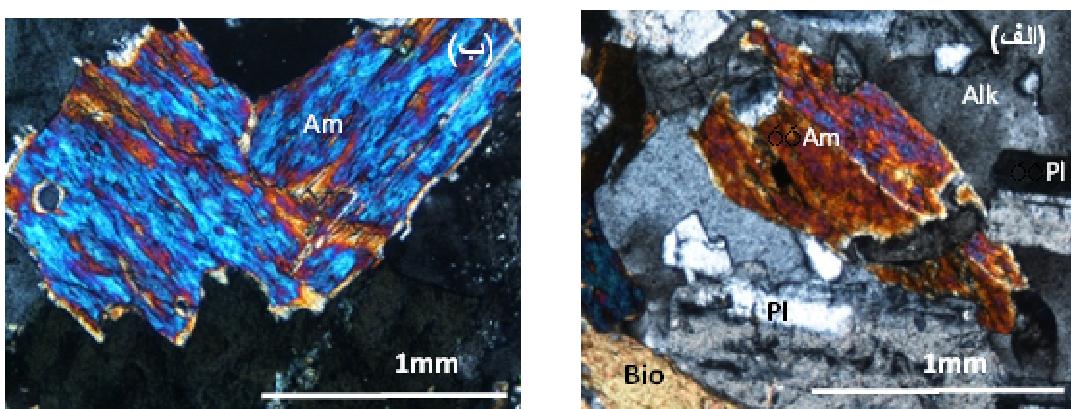
بلورهای پلازیوکلاز با اندازه‌ی تقریبی ۱ تا ۳ میلی‌متر، خودشکل تا نیمه شکل، حدود ۳۵٪ سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. ماکل‌های اصلی در این کانی‌ها، پلی‌سنتتیک، کارلسbad و بندرت پریکلین است. ماکل پریکلین بهعنوان ماکل ثانویه به علت تاثیر استرین‌های موجود در منطقه است (شکل ۳). پلازیوکلازها با توجه به زاویه‌ی خاموشی ۱۵ تا ۲۵ درجه و با استفاده از نمودار میشل لوی، به نظر می‌رسد که ترکیبی در حد الیگوکلاز-آندرین داشته باشند. برخی از این کانی‌ها حاوی ادخال‌هایی از کانی‌های ریز بیوتیت، کانی‌های کدر و بندرت آپاتیت و زیرکن هستند. در برخی پلازیوکلازها، مرکز کانی تبدیل به سریسیت 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 پلازیوکلاز نسبت به سرعت تبلور است، از آنجا که در پلازیوکلاز نسبت Al/Si مرتباً تغییر می‌کند، پلازیوکلاز به راحتی با گدازه واکنش نمی‌کند [۱۳]. در برخی از موارد، دگرسانی در حاشیه یا نزدیک به حاشیه پلازیوکلاز رخ داده است (شکل ۴ ب). امروزه اغلب پژوهشگران مانند [۱۴] به اختلاط ماقمایی متولّ می‌شوند، بنابراین حاشیه تحلیل یافته و واکنشی پلازیوکلاز را می‌توان به اختلاط ماقمایی 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 امکان-پذیر نیست.



شکل ۳ بلور دوتایی پریکلین در پلازیوکلاز.



شکل ۴ دگرسانی در مرکز کانی پلازیوکلاز (الف) و دگرسانی در حاشیه‌ی کانی پلازیوکلاز (ب).



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

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

دیوریت

این ترکیب از نظر حجمی، تقریباً فراوان و در بیشتر مناطق بخصوص قسمت‌های میانی توده یافته می‌شوند. از نظر ریخت‌شناسی تفاوت ظاهری با بقیه‌ی توده ندارند و دارای مرز تدریجی هستند که می‌توانند نشان دهنده‌ی جدایش سنگ‌های

کوارتزا با فراوانی حداکثر ۵ درصد، فضای بین پلازیوکلازها را پرکرده‌اند، 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 پلازیوکلاز و پتاسیم فلدسپار، کلریت حاصل دگرسانی بیوتیت، آمفیبول و اپیدوت حاصل دگرسانی آمفیبول‌ها و پلازیوکلازها دیده می‌شوند. گاه آمفیبول و بیوتیت به اکسید آهن تبدیل شده‌اند، که می‌تواند به علت افزایش فوگاسیته اکسیژن همراه با کاهش فشار جانی 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 توده‌ی گرانوودیوریت مرز تدریجی دارند به‌طوری که در ظاهر توده تفاوت مشخصی مشاهده نمی‌شود. این سنگ‌ها بیشتر شامل کوارتز و پلازیوکلاز سدیم می‌شوند که با بیوتیت و آمفیبول همراهند. بافت سنگ‌ها با این ترکیب در حاشیه‌ی توده به صورت پورفیری (شبیه بافت آتشفسانی) (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 میزان به ارت رسیده باشد و به عبارتی، باقیمانده‌ی بخشی از سنگ‌های آتشفسانی 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 متغیر دانه‌ها، می‌تواند به علت سرد شدن سریع این سنگ‌ها در حاشیه توده باشد.

پلازیوکلازها خود شکل تا نیمه‌شکل بوده و درصد زیادی از سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. اکثر آن‌ها شامل پلی‌سنتتیک و کارلسپیاد است و ماکل ساده در پلازیوکلاز که شاهدی 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 ماکل‌های پلی‌سنتتیک هم‌رشدی بلورهای متعدد در راستاهای بلورها هستند [۱۳].

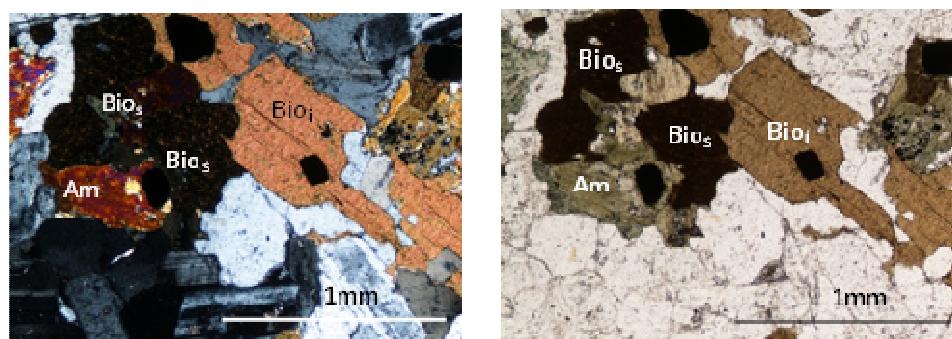
پلازیوکلاز در این نمونه‌ها به صورت ریز دانه تا درشت دیده می‌شود. بیشتر به صورت نیمه شکل‌دار و دارای ماکل‌های کارلسپیاد و پلی‌سنتتیک هستند. با توجه به زاویه‌ی خاموشی ۲۰ تا ۳۰ درجه، معمولاً ترکیبیشان از لابرادور تا آندزین تغییر می‌کند. پدیده‌ی سوسوریتی شدن نیز در پلازیوکلازها یافت می‌شود. گاه در مرکز بلور 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 ارتوکلаз با سطح ابری (دگرسانی رسی) است.

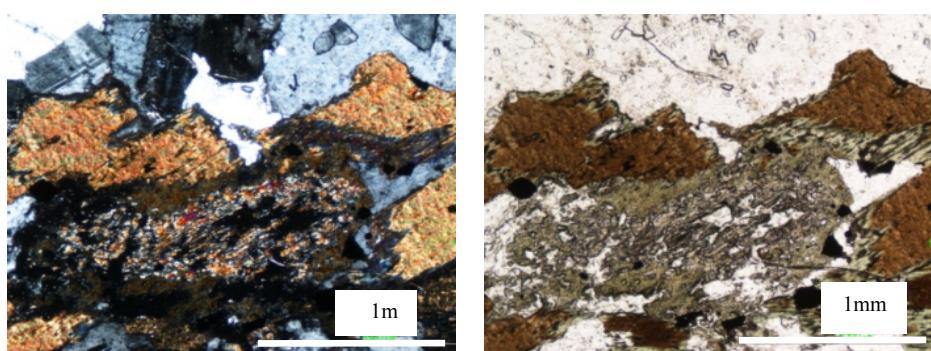
آمفیبول مهم‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها، معمولاً سبز تا قهوه‌ای است. کانی نیمه‌شکل تا بی‌شکل با طول ۲ تا ۴ میلی‌متر و فراوانی حدود ۰٪ تا ۳۰٪ هستند. گاه در آمفیبول‌های موجود ماکل‌های چندتایی و گاه ساده مشاهده می‌شود. آمفیبول‌ها به‌طور موضعی به بیوتیت و کلریت تبدیل شده‌اند. آمفیبول‌ها، در نتیجه‌ی کاهش فشار و مقدار H_2O زیاد، با گذازه 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 شدن؛ بیوتیت‌های اولیه که به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل، متوسط بلور و مستقل از کانی‌های مافیک، که در کنار آن‌ها دیده نمی‌شوند و بیوتیت‌های ثانویه به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل، که از دگرسانی آمفیبول‌ها به وجود آمده و حتی در برخی موارد ادخال‌هایی از آن‌ها را به همراه دارند (شکل ۶). بیوتیت‌ها، قهوه‌ای و قوهای مایل به سبز با اندازه‌ی متوسط ۲ میلی‌متر و با فراوانی حدود ۵٪ تا ۱۰٪ دیده می‌شوند. بعضی بیوتیت‌ها به صورت موضعی کلریتی شده‌اند.

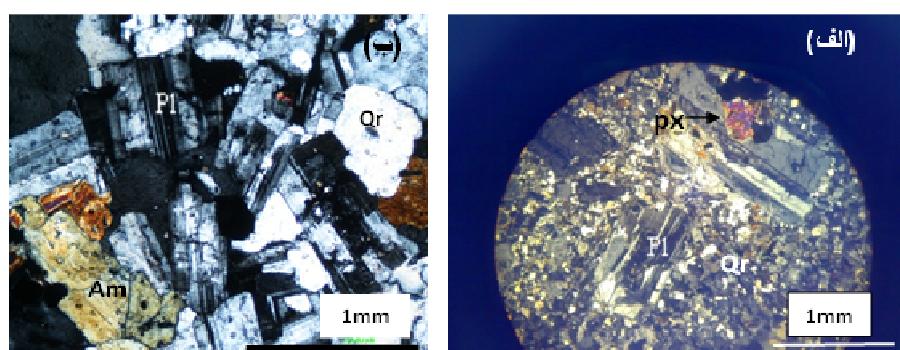
ارتوبیروکسن (هیپرستن) با خاموشی مستقیم و در نور مضاعف با رنگ صورتی تا سبز کم رنگ در این سنگ‌ها به مقدار کم یافت می‌شود. بعضی پیروکسن‌ها با ماهیت و ویژگی‌های نوری کلینوپیروکسن، به آمفیبول تبدیل شده‌اند و آثار کمی از خود بجا گذاشته‌اند (شکل ۷). وجود هر دو پیروکسن به مقدار کم، در این سنگ‌ها به علت جدایش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



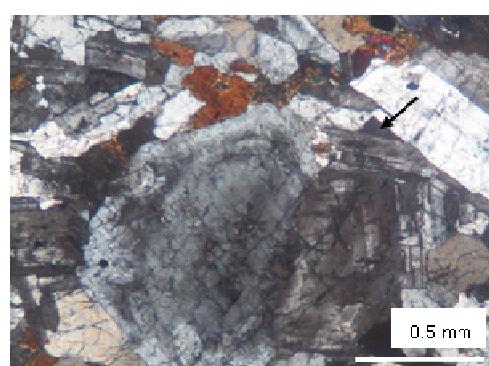
شکل ۶ وجود بیوتیت اولیه (Bio_i) و بیوتیت ثانویه (Bio_s) در گرانیتoid منطقه، (عکس سمت راست در نور PPL و سمت چپ در نور XPL).



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 پلازیوکلاز با منطقه‌بندی که به وسیله سینوس بهم 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 هلوکرات تا مزوکرات است. کانی‌های صورتی رنگ ارتوکلاز به روشنی دیده می‌شوند. سطح هوازدگی شبیه به دیگر سنگ‌های گرانیت‌وئید منطقه، خاکستری تیره است. مرز بین این سنگ‌ها با توده‌های مجاورشان تدریجی است. بافت غالب در این سنگ‌ها گرانوپورفیری تا دانه‌ای است. بافت ریزدانه ای نیز به صورت محلی دیده می‌شود. کانی‌های مهم آن، کوارتز، پتاسیم فلدسپار، پلازیوکلاز، بیوتیت و به مقدار کمتر آمفیبیول است. بیشتر پلازیوکلازها، خودشکل تا نیمه شکل‌دار با اندازه‌ی حدود ۱ تا ۳ میلی متر دیده می‌شوند. پلازیوکلازها براساس زاویه‌ی خاموشی ۱۵ تا ۲۰ درجه، می‌توانند دارای ترکیبی در حد آلبیت-آلیگوکلاز باشند. ماکل‌های مهم در این کانی، شامل پلی‌سنتیک و کارلسپاد - آلبیت است. منطقه‌بندی نوسانی در بعضی از پلازیوکلازها مشاهده می‌شود. این کانی حدود ۳۰٪ تا ۳۵٪ حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. بعضی از پلازیوکلازها، دارای بخش‌های تحلیل یافته بوده و گاهی در مرکز به سریست 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 مشبك، فضای بین پلازیوکلازها را پر کرده‌اند و در بعضی نمونه‌ها به صورت موضعی، بافت پوئی کیلیتیک را به وجود آورده و بیوتیت، آمفیبیول و حتی پلازیوکلاز را به صورت ادخال درون خود جای داده‌اند (شکل ۱۰).

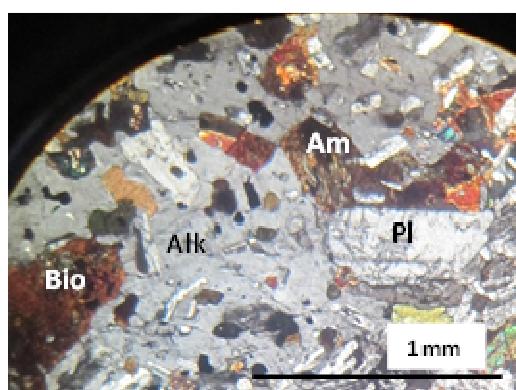
[۱۹] معتقد است که ماکل‌های ساده ممکن است به وسیله سینوس یا شناور شدن دو بلور همراه هم در ماقما و وصل شدن آن‌ها در یک جهت ماکلی گسترش یابند. این نظریه بر اساس این بنا شده است که سطح ترکیب (۰۱۰) برای ارتباط آلبیت و کارلسپاد یک سطح بلوری اصلی در فلدسپات‌هاست، بنابراین یک سطح اتصال احتمالی به شمار می‌رود.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

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

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

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

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



شکل ۱۰ بافت پوئیکلیتیک در گرانیت منطقه‌ی لاله‌زار. کانی‌های ریز پلازیوکلاز، آمفیبیول و بیوتیت به صورت ادخال درون فلدسپار قلیایی قرار دارند.

به عبارتی، پس از کاهش فشار آب، بافت‌های پرتیتی در فلدسپارها و ریزدانه‌ای بین کوارتز و فلدسپار قلیایی ایجاد می‌شود (گرانیت هیپرسولووس) (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 پلازیوکلاز، کانی‌های تیره پیروکسن و آمفیبول است که گاه دگرسان شده‌اند. این گابروها احتمالاً پیش قراول جایگزینی گرانیت لاله‌زار هستند.

پلازیوکلاز به صورت نیمه شکل دار تا بی‌شکل عموماً دارای ماکل‌هایی از کارلسپاد و پلی سنتیک هستند، و معمولاً دارای ترکیبی در حد لابرادور تا آندزین با زاویه‌ی خاموشی ۲۰ تا ۳۵ درجه هستند. پدیده سریسیتی شدن نیز در پلازیوکلازها یافت می‌شود. بندرت پلازیوکلازی 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 در برگیرنده‌ی کانی‌های کدر هستند.

پیروکسن نیز از مهم‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها و به اندازه‌ای در حدود ۱ تا ۲ میلیمتر است. کلینوپیروکسن با خاموشی مایل و در نور مضاعف به رنگ سبز تا ارغوانی و ارتوپیروکسن 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.

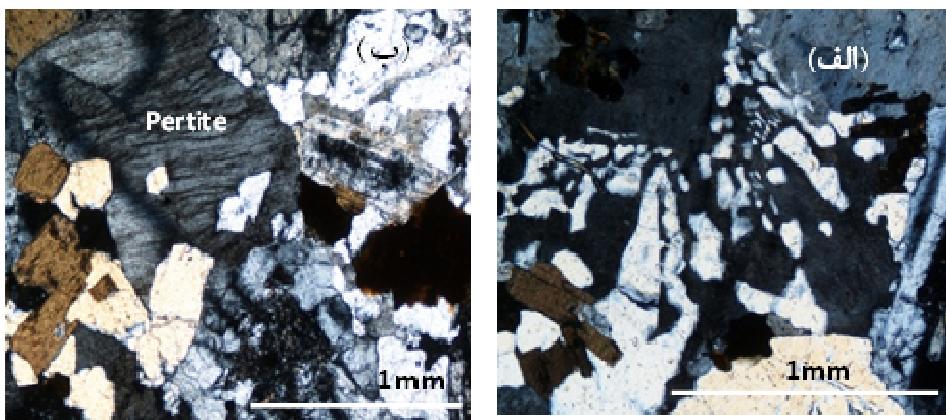
بیوتیت به صورت صفحه‌ای، بی‌شکل و با فراوانی حدود ۵٪ دیده می‌شود. کانی‌های زیرکن، اسفن و کدر به عنوان کانی‌های فرعی در سنگ یافت می‌شوند. پدیده سوسوریتی (کانی‌های سریسیت، اپیدوت، اورالیت) مشاهده می‌شود. بافت شاخص گابروهای منطقه، دانه‌ای تا ساب افیتیک است.

در بعضی از بلورها، ردي از کارلسپاد 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.

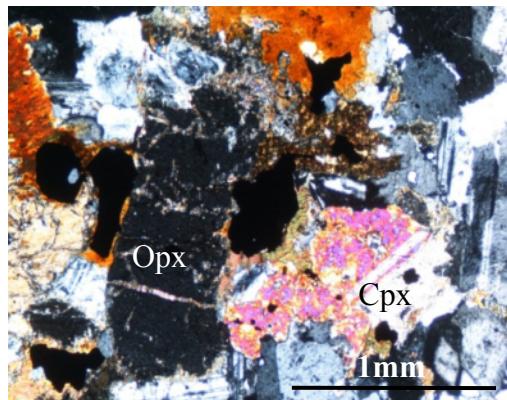
دانه‌های کوارتز با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی این نمونه‌ها را تشکیل می‌دهند و بیشتر بی‌شکل بوده و حواشی آن‌ها تا حدودی نامنظم است.

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

کانی‌های فرومیزین آن‌ها نسبت به گرانوپیوریت‌ها کم‌تر و ریز بلورترند. زیرکن، اسفن، آپاتیت به عنوان کانی‌های فرعی و سریسیت، کانی‌های رسی، اپیدوت، کلریت، بیوتیت ثانویه و اکسیدهای آهن به صورت فراورده‌های دگرسان در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. بافت‌های گرانوپیوری و پریت 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 بوجود 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 ریزدانه ای می‌شود. غالباً همرشدی‌های ریزدانه‌ای بر روی فنوکریست‌هایی 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 شاخه شاخه‌ی 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 گابرو‌دیوریت منطقه.

فلدسبات‌ها به تورمالین شده است [۲۱] این فرآیند از کناره‌ها، شکستگی‌ها و نقاط ضعف شبکه فلدسبات‌ها (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 حدوداً از شرایط پایانی خط انجاماد (گرمابی-ماگمایی)، معمولاً روی کانی فلدسپار و یا به شکل درون شبکه‌ای با کوارتز و فلدسپار یا رگچه‌های بسیار ریز و دانه‌ای، متبلور می‌شود [۲۲، ۲۳].

دوشکستگی و بر جستگی 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).

تورمالین‌زائی
در گرانیت‌وئیدها، آپلیت‌ها و رگه‌های پنوماتولیتی منطقه لاله‌زار جنوب برده‌سیر مراحل مختلف تورمالینی شدن در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی قابل بررسی است. این کانی‌ها به اندازه‌های متوسط تا خیلی درشت، بی‌شکل تا شکل دار دیده می‌شوند. تورمالین‌زائی در آپلیت‌ها اغلب منجر به تشکیل نودول‌های سرشار از تورمالین (cocards) شده است. احتمالاً در اثر تغیریق گازی (پنوماتولیتی) در سیالات سیلیسی سرشار از بور در مراحل نهایی تبلور، تورمالین‌زائی به صورت زایش گرهک‌های 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 تونالیت‌هایی اشاره کرد که در آن‌ها کانی تورمالین به صورت درهم رشدی با فلدسبات‌ها پیدا می‌شود که عمل تورمالینی شدن مسبب آن بوده است. عامل اصلی این تورمالین‌زائی تأثیر بخارهای داغ غنی از بور روی سنگ‌های داغ در مرحله‌ی پنوماتولیتی بوده است که سبب تبدیل کانی‌های سیلیکات آلومینیم نظیر



شکل ۱۳ رگه‌های کوارتز-تورمالین.



شکل ۱۴ تورمالین‌زائی در نقاط ضعف شبکه‌ی فلدسپات.

دراویت باشند.

ژئوشیمی

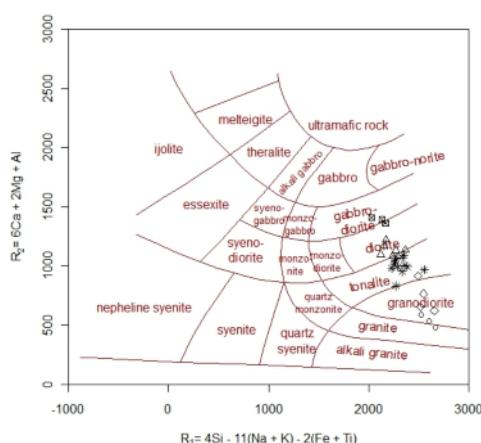
به منظور تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌ی نفوذی منطقه‌ی مورد نظر، از نتایج تجزیه شیمیایی ICP-MS نمونه از توده‌ی نفوذی (تجزیه شیمیایی Acme-Canada) استفاده شده است (جدول ۱).

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 ماقمایی داشته و از نوع محلول جامد سورل-

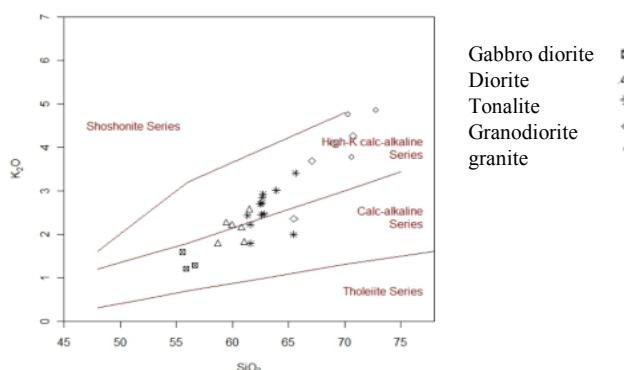


شکل ۱۵ کانی‌های شعاعی تورمالین (الف)، کانی تورمالین با پدیده‌ی منطقه‌بندی (ب).

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 ماقماهای کلسیمی- قلیایی قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای سازگار است. بیهنجاری منفی عناصری مانند P, Ti و Nb در نمودار عنکبوتی همراه با یک غنی شدگی مشخص از عناصر LILE، از ویژگی‌های مهم سنگ‌های ماقمایی وابسته به قوس هستند که در اثر عملکرد سیالات ناشی از فرونش ب وجود می‌آیند [۳۱]. شیب نمونه‌ها از سمت LREE به سمت HREE نشان از جدایش ماقماست. همچنین غنی شدگی از عناصر ناسازگار سبک و الگوی تهی تا مسطح عناصرخاکی نادر سنگین، نشانه‌های خاستگاه گوشتهای این ماقما هستند که احتمالاً این ماقما از یک گوشته‌ی گارنت‌دار یا اسپینل‌دار سرچشمه گرفته است [۳۲] (شکل ۲۰). الگوی REE به صورت کم و بیش موازی نمونه‌ها، دلیل بر خویشاوندی ماقمایی این توده‌ها از نظر خاستگاه دارد. بیهنجاری منفی Eu می‌تواند به علت تبلور بخشی پلازیک‌کلаз کلسیک در اوایل جدایش ماقمایی [۳۳] یا تغییرات فوگاسیته اکسیژن از تولید مذاب تا تبلور بخشی باشد [۲۱] (شکل ۲۱).



شکل ۱۶ نمودار طبقه‌بندی سنگ‌ها به پیشنهاد [۲۵].

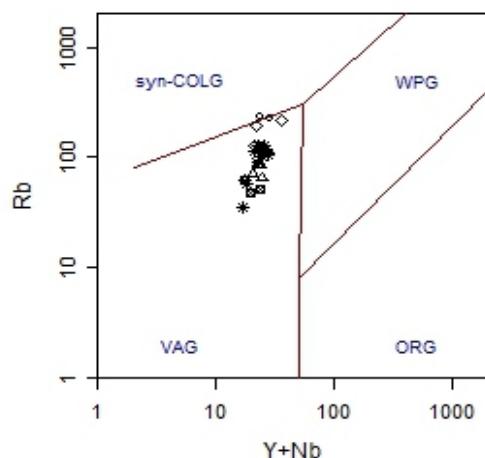
شکل ۱۷ نمودار K_2O در برابر SiO_2 از [۲۶].

بنابر نمودار [۲۵]، نمونه سنگ‌های آنالیز شده در گستره‌های گابرو‌دیوریت تا گرانیت با اکثریت دیوریت و تونالیت (شکل ۱۶) و بنابر نمودار [۲۶] نمونه‌های مورد نظر در سری کلسیمی- قلیایی تا پتانسیم بالا قرار می‌گیرند، همچنین وجود سنگ‌ها نیز این ویژگی را تائید می‌کنند (شکل ۱۷).

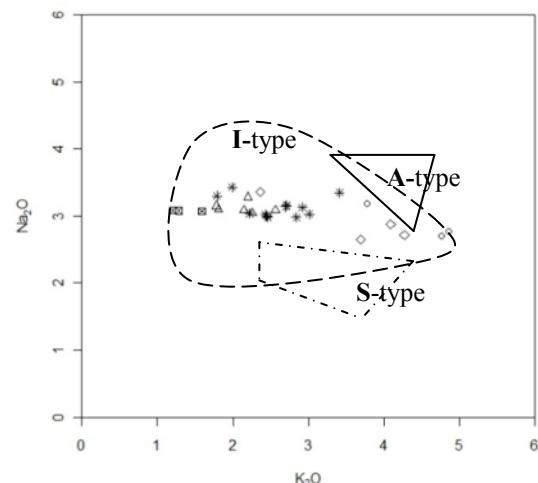
تمایز نوع گرانیت‌وئیدها، بنابر شیمی آن‌ها و برپایه‌ی نمودارهای Na_2O-K_2O [۲۷]، نشان می‌دهد که گرانیت‌وئیدهای مورد نظر از نوع I هستند (شکل ۱۸). البته شواهد صحرائی و سنگنگاری [۱۸] مانند وجود آمفیبول، اسفن، آپاتیت، فلدسپار صورتی، فلدسپارهای عمده‌ای ساب سالووس و نبود کانی‌های مانند موسکویت، گارنت، کردیریت و مشخصات صحرائی مانند قرار گرفتن در رژیم زمین‌ساختی کوهزائی (کمربند ماقمایی ارومیه-دخت)، همراه بودن با سنگ-

های گابروئی تاکیدی بر این ادعای است.

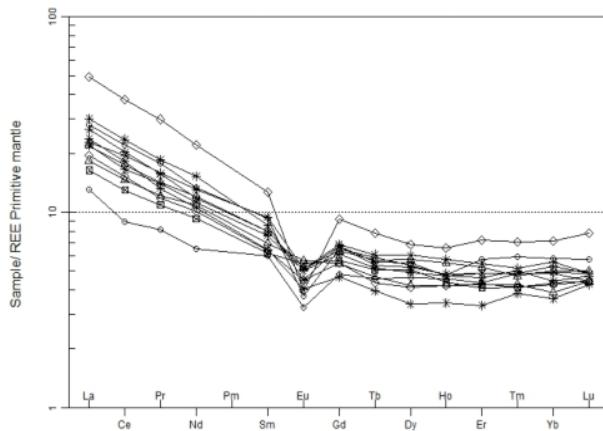
به‌منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی، بنابر نمودار [۲۸]، نمونه‌های مورد بررسی از نوع گرانیت‌های کمربند آتشفشانی هستند (شکل ۱۹).



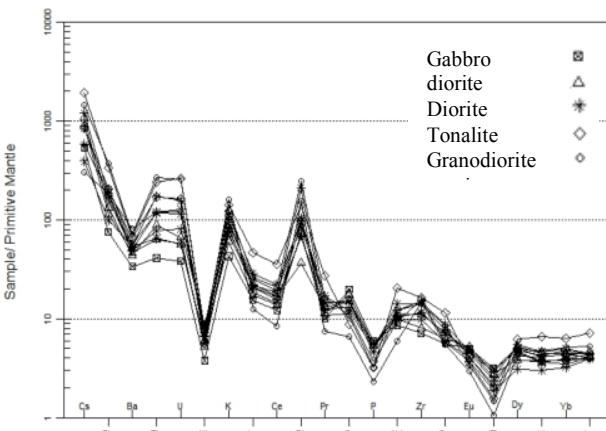
شکل ۱۹ تعیین محیط زمین ساختی گرانیت‌وئید منطقه [۲۸].



شکل ۱۸ تعیین نوع گرانیت‌وئیدهای منطقه [۲۷].



شکل ۲۱ نمودار عنصر خاکی نادر نمونه‌های منطقه.



شکل ۲۰ نمودار عنکبوتی واپسیه به نمونه‌های منطقه.

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 ماقمایی 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 به طوری که سبب ایجاد ساختارهای مختلف از جمله رگه‌ها و رگچه‌های غنی از تورمالین، تورمالین‌های شعاعی، گرهک‌های سرشار از تورمالین (intergrowth) و بافت‌های درهم رشدی (cocards) شوند، یکی تأثیر بخارهای داغ غنی از بور روی سنگ‌های داغ

برداشت

توده‌ی گرانیت‌وئیدی لاهزار بخشی از توابع شهرستان بردسیر است. این توده به درون سنگ‌های آتش‌فشاری-رسوبی اثرسنج نفوذ کرده است و از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ساختاری، جزء کمربند ماقمایی ارومیه-دختر، محسوب می‌شود. سنگ‌های مورد بررسی در گستره گابرو‌دیوریت تا گرانیت با ترکیب اکثریت دیوریت، تونالیت و گرانو‌دیوریت قرار می‌گیرند. کانی‌های عمده شامل پلازیوکلاز سدیک، پتاسیم فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز برای سنگ‌های گرانیت تا تونالیت و پلازیوکلاز کلسیک، آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن (کلینوپیروکسن، ارتوبیروکسن (هیپرسن)) برای سنگ‌های دیوریت تا گابرو‌دیوریت 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 کانی-های سیلیکات آلومنینیم نظیر فلدسپات‌ها به تورمالین شده است و دیگری تغییرات تعادل سیال-بلور که احتمالاً در مرحله‌ی گرمابی، 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 a trapped, 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] Mohajjal 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 (بردسیرکرمان، جنوب شرق)", (۱۳۹۰) پترولوزی.
- [9] Dargahi S., "Post-collisional Miocene magmatism in the Sarcheshmeh-Shahrebabak region NW of Kerman: Isotopic study, petrogenetic analysis and geodynamic pattern of granitoid intrusives and the role of adakitic magmatism in development of copper mineralization", 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.
- southwest 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.