



تورمالین‌زایی در توده گرانیتوئیدی رودگز، جنوب بجستان، خراسان رضوی

اشرف ترکیان^{۱*}، سارا شکیب^۱، سیداحمد مظاهری^۲، محمدرضا قاسم پور^۳

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۳- گروه پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد

(دریافت مقاله: ۹۵/۱۰/۲۱، نسخه نهایی: ۹۶/۲/۳)

چکیده: توده‌ی گرانیتوئیدی رودگز در جنوب بجستان واقع شده است، تورمالین در منطقه به دو صورت توده‌ی گرانیتوئیدی رودگز را همراهی می‌کند، به عنوان کانی اصلی در سنگ لوکسولیانیت شرکت دارد، و به صورت رگه‌های کوارتز - تورمالین با سبزی حدود ۳۰ سانتی‌متر. براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و تجزیه‌ی ریزکوالکترونی، تورمالین‌ها از نوع شورلیت - دراویت - فوئیتیت با تمایل به سمت شورلیت بوده و در گروه قلیایی و Vacancy قرار می‌گیرند. در مقایسه با ترکیب ایده‌آل شورلیت - دراویت، بسیاری از نمونه‌های تورمالین، دارای فضاهای خالی در موقعیت قلیایی و مقدار آلومینیم بالاتری هستند. افزایش آلومینیم در موقعیت اکتاهدرال در تورمالین‌های مورد بررسی، بازتابی از ترکیب جانشینی‌های پروتون‌زدایی (تبادل O-OH) و فضاهای خالی در موقعیت قلیایی است و نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی آنهاست. در مقابل وجود منطقه‌بندی، رگه‌ای بودن، مقدار منیزیم بالا در مقایسه با آهن در برخی نمونه‌ها و قرارگیری در گستره‌ی خارجی و دور از بردارهای وابسته به تورمالین‌های ناقص از نظر قلیایی و پروتون‌زدایی، نشان دهنده‌ی خاستگاه گرمایی این تورمالین‌هاست. بنابراین، براساس این نتایج به نظر می‌رسد که تورمالین همراه توده‌ی لوکسولیانیت و رگه‌ها در اثر تقابل شارهای غنی از بور ماگمایی - گرمایی از خاستگاه توده گرانیتوئیدی رودگز با انواع سنگ‌های کوارتز - تورمالین و متاپلیتی - متاسامیتی میزبان تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: لوت، بجستان، رودگز، گرانیتوئید، لوکسولیانیت، کوارتز-تورمالین.

مقدمه

تورمالین مهم‌ترین کانی حاوی بور (B) در سنگ‌های گرانیتی است. رگه‌های تورمالین‌دار با انواع مختلف نهشته‌های ماگمایی - گرمایی، شامل انواع رگه‌های وابسته به سنگ‌های گرانیتوئیدی، گرایزن، جانشینی، اسکارن، برشی پایینی و نهشته‌های پورفیری با کانسارهای اقتصادی برای عناصر W, Mo, Au, Cu و دیگر فلزات پایه، همراه هستند. رگه‌های تورمالین‌دار تحت تاثیر متقابل سیالات ماگمایی - گرمایی غنی از بور با سنگ‌های میزبان تشکیل می‌شوند [۱]. تورمالین به عنوان یک کانی اولیه ماگمایی یا حتی در شرایط انتقال از مرحله انجماد

تاخیری (ماگمایی) تا شبه‌انجمادی آغازی (گرمایی) ایجاد می‌شود [۲]. افزون بر این، گاهی نیز از سیال‌های شبه‌انجمادی گرمایی حاصل از تبلور گرانیت‌ها و به ویژه در همبری خارجی آنها به وجود می‌آیند.

تورمالین یک کانی مفید برای بررسی طیف گسترده‌ای از سیالات کانه‌ساز هستند [۳]. بررسی‌ها نشان دادند که این کانی در گستره‌ی گسترده‌ای از فشار و دمای پایدار و در برابر هوازدگی و دگرسانی مقاوم است. تورمالین دارای ترکیبی متغیر بوده و قادر به تبادل اجزا و مواد فرار با کانی‌ها و شارهای هم‌زیست در اثر تغییر شرایط خارجی خواهد بود. بنابراین با توجه

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۸۱-۳۸۳۸۱۶۰۱، پست الکترونیکی: a-torkian@basu.ac.ir

فاصل جاده‌ی ارتباطی بجنستان به گناباد (شکل ۱) و از نظر موقعیت جغرافیایی در طول‌های شرقی $30^{\circ} 18' 58''$ تا 40° $22' 58''$ و در عرض‌های شمالی $34^{\circ} 20' 29''$ تا 34° و در شمال شرقی دشت مرکزی ایران، شرق کویر نمک و در فاصله‌ی ۲۷۸ کیلومتری جنوب شرقی مشهد قرار گرفته است. بر اساس تقسیم‌بندی [۵]، منطقه یاد شده در مشرق و جنوب شرقی ایران و نیز بنابر تقسیم‌بندی [۶] منطقه‌ی مورد بررسی قسمتی از بلوک لوت محسوب می‌شود. از ویژگی‌های مهم بلوک لوت، ماگماتیسم گسترده آن به ویژه در بخش‌های شمالی است که از ژوراسیک آغاز و در ترشیاری به اوج خود رسیده است، به طوری که ضخامت واحدهای آذرین به خصوص آئوسن، به ۲۰۰۰ متر می‌رسد [۷].

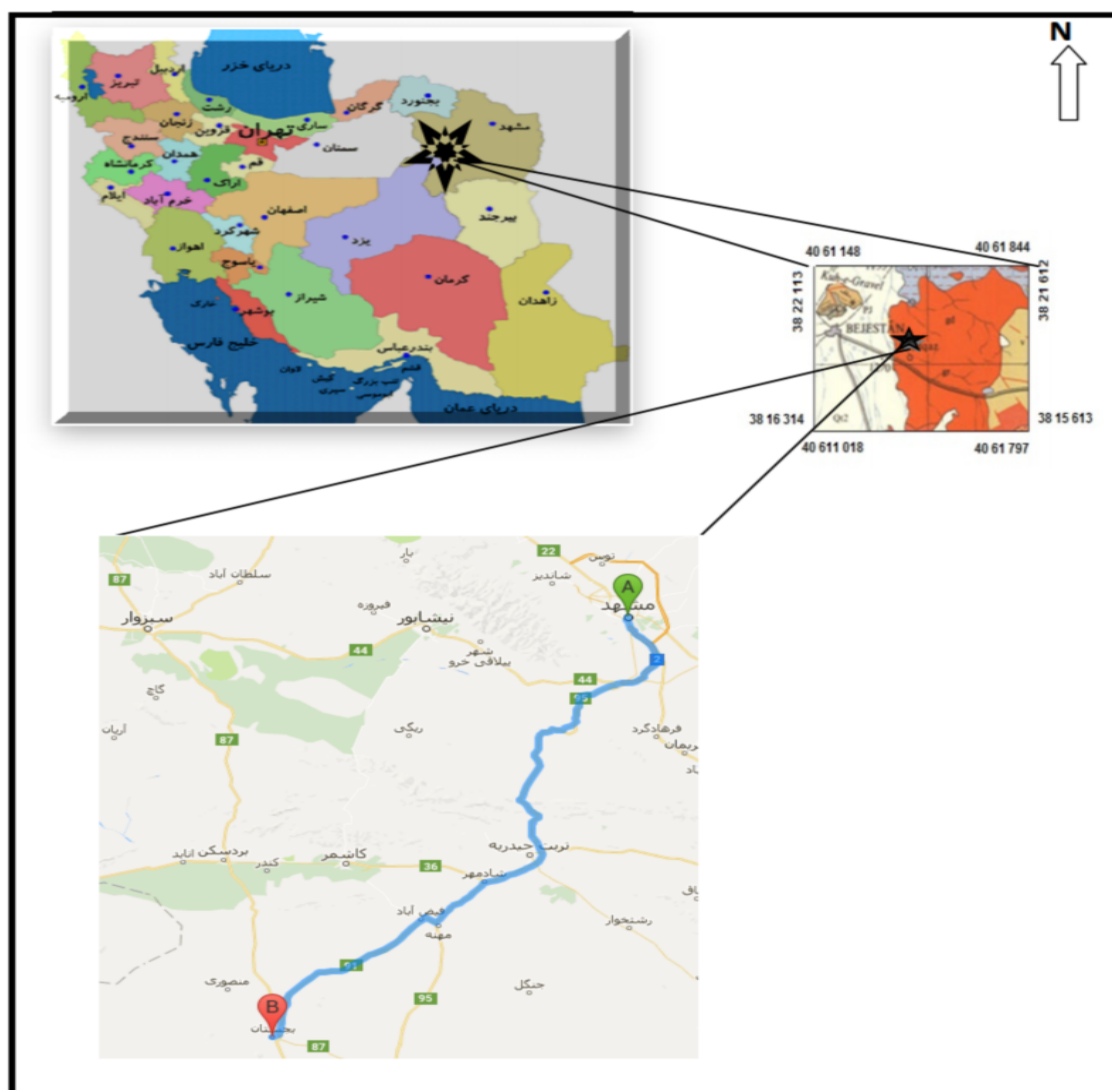
به ویژگی‌های یاد شده تورمالین می‌تواند ماهیت شیمیایی‌اش را در اثر تغییرات شرایط در طول رشد، ثبت کند. به همین دلیل این کانی برای دنبال کردن گسترش ترکیبی سنگ‌های آذرین و دگرگونی ارزشمند بوده و می‌تواند در بسیاری از نمونه‌ها، به عنوان نمایشگر نشت شاره به کار رود [۴].

در این مقاله با استفاده از نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی، بررسی‌های میکروسکوپی و آنالیزهای ریزپردازشی الکترونی تورمالین، ترکیب، خاستگاه و چگونگی تشکیل کانی تورمالین در توده‌ی گرانیتوئیدی و رگه‌های کوارتز تورمالین منطقه‌ی رودگز معرفی و توصیف می‌شود.

بحث و برداشت

زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه‌ی مورد بررسی در ۵ کیلومتری جنوب بجنستان در حد



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی و راه‌های ارتباطی، برگرفته از نقشه‌ی زمین‌شناسی چهار گوش فردوس ۱/۲۵۰۰۰ [۱۴].

نظریات مختلفی در مورد شکل‌گیری و محیط زمین‌ساختی بلوک لوت وجود دارد که بیشتر آنها وجود یک چرخه‌ی کامل کوه‌زایی شامل ریفتی شدن، تشکیل اقیانوس کوچک بین بلوک لوت و افغانستان، فروانش پسته اقیانوسی، بسته‌شدن اقیانوس و برخورد لوت و افغانستان را مطرح کرده‌اند [۸-۱۰]. برخی از نظریه‌های دیگر، تشکیل بلوک لوت را به شرایط کششی می‌دانند [۱۱]، ولی حجم بزرگ ماگماتیسزم ترشیاری بلوک لوت با ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوت که به تشکیل کانی‌سازی‌های مختلف منجر شده، حاکی از آنست که شرایط زمین‌ساختی متفاوتی در زمان‌های مختلف در آن حاکم بوده است.

پیشینه بررسی‌های موجود در این منطقه شامل نقشه‌ی چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فردوس [۱۲] و بررسی کانی‌شناختی، ژئوشیمیایی و سنگ‌شناختی عبارتند از و پترولوژیکی توده‌های پلوتونیک شرق و جنوب شرق بجنستان‌اند که [۱۳] در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد به انجام رسانده است. به علاوه در دامنه‌ی شمالی توده‌ی گرانیتوئیدی سنگ‌های کمی دگرگونی رخنمون یافته‌اند که [۱۴] این سنگ‌ها را از نظر سنی تریاس-ژوراسیک معرفی کرده‌اند.

به طور کلی توده‌ی گرانیتوئیدی (شکل ۲) موجود در این منطقه عبارتند از واحدهای سنگ‌شناسی سینوگرانیت، کوارتز مونزونیت و تورمالین گرانیت (لوکسولیانیت)، که از نظر سنی به ترشیاری وابسته‌اند. این توده‌ی گرانیتوئیدی را رگه‌های کوارتز تورمالین (تورمالینیت) سیاه رنگ قطع کرده‌اند. ترکیب کانیایی آن متشکل از کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات‌های قلیایی (ارتوکلاز) و بیوتیت‌اند که با کلریت، کلسیت و سرسیت به عنوان کانی‌های ثانویه همراهی می‌شوند. بافت مهم

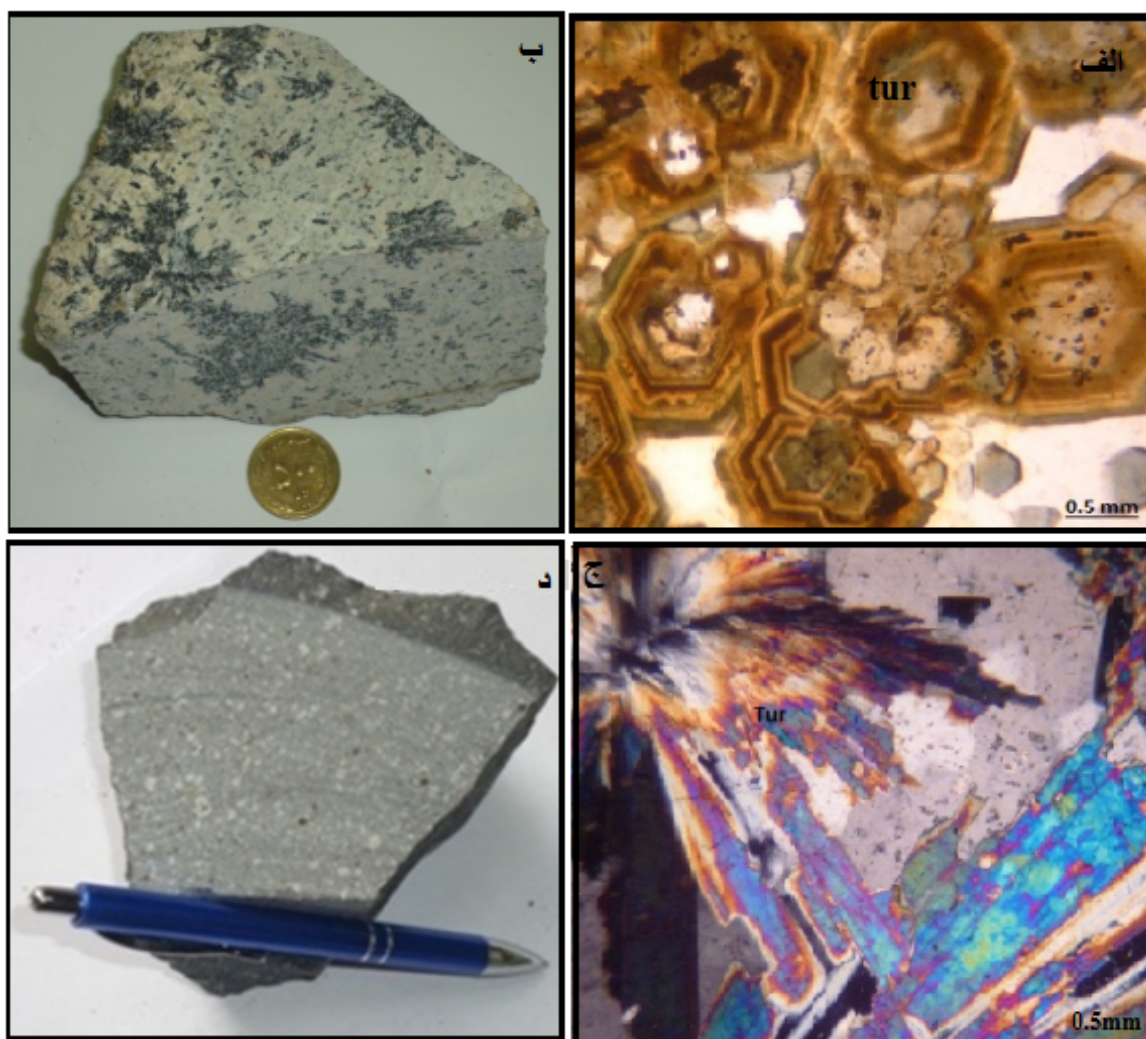
هیپیدئومورف ریزدانه است. با توجه به بررسی‌های سنگ‌نگاری صورت گرفته کانی مافیک سنگ‌های منطقه بیوتیت هستند که خصوصیات بیوتیت‌های تشکیل شده در محیط اکسایشی را نشان می‌دهند همچنین عدم وجود کانی‌های آلومینوسیلیکات، کردیریت، گارنت و مسکویت این سنگ‌ها را با گرانیت‌های نوع I قابل قیاس می‌نماید. از طرفی براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی صورت گرفته، سنگ‌های منطقه، مورد بررسی ماهیت آهکی-قلیایی را پتاسیم بالا را نشان می‌دهند، که از نظر شاخص آلومین، متآلومین تا پراآلومین و در قلمرو گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی و همزمان با برخورد قرار می‌گیرند که از نظر الگوهای سنگ‌زایی ارائه شده برای خاستگاه ماگماهای فلیسیک قوسی، از الگوی دوم که در آن ماگمای بازالتی گرمای لازم برای ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته فراهم می‌کنند [۱۵] پیروی می‌کند، و سنگ مادر آنها به پوسته‌ی زیرین و آمفیبولیت وابسته بوده است [۱۶]. کانی تورمالین در منطقه مورد بررسی به دو صورت در داخل لوکسولیانیت و رگه‌های کوارتز-تورمالین دیده می‌شود:

لوکسولیانیت (تورمالین گرانیت)

لوکسولیانیت (تورمالین گرانیت) نوعی گرانیت قلیایی است که در سطح تازه دارای رنگ روشنی است. اجتماعات تورمالین (خورشیدهای تورمالین) و وجود منطقه‌بندی در مقاطع عرضی (شکل ۳ الف)، این کانی، به صورت لکه‌دار در متن سنگ ظاهر زیبایی به سنگ بخشیده است. بافت غالب سنگ هیپیدئومورف دانه‌دار و کانی‌های اصلی آن شامل کوارتز، پلاژیوکلاز (به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، که با توجه به زاویه خاموشی از نوع الیگوکلاز است)، تورمالین و پتاسیم فلدسپات (ارتوکلاز) است.



شکل ۲ الف) توده سینوگرانیت (دید به سمت شمال)، ب) توده کوارتز مونزونیت (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۳ الف) منطقه‌بندی در تورمالین‌های منطقه ب) نمونه دستی از سنگ لوکسولیانیت، ج) بافت دندریتی تورمالین در لوکسولیانیت، د) نمونه دستی از کوارتز-تورمالین.

تورمالین در مرکز شکل، با ایجاد سطح همگن، تشکیل می‌شود، ولی با افزایش سرعت سرد شدن، نرخ رشد تغییر کرده و سطح توده به صورت ناهمسان عمل می‌کند. در نقاط با کشش سطحی پایین، رشد بیشتری صورت می‌گیرد. این رشد با تبلور ریز کانی‌های تورمالین همراه است و در نتیجه در محل رشد به دلیل تبلور، گرمای نهان تبلور نیز فزونی یافته و سبب افزایش بی‌نظمی و در نتیجه ناهمسان‌گردی بیشتری در سطح در حال رشد وجود می‌آید، و به این ترتیب به دنبال تقسیم شدن ذرات در نوک، اشکال دندریتی شکل می‌گیرند. در واقع این فرایندها در جهت همگن کردن الگو عمل می‌کنند و تلاش برای رسیدن به حالت نزدیک به تعادل است [۱۸]. وجود تورمالین‌های

کانی فرومنیزین معمولی آن بیوتیت و از کانی‌های ثانویه کلریت، کلسیت، سرسیت و اپیدوت را می‌توان نام برد (شکل ۳ ب). تورمالین‌ها در اینجا به صورت انباشت و ریزدانه به رنگ سیاه و ساخت‌های توده‌ای، شعاعی و دندریتی دیده می‌شوند (شکل ۳ ج). بافت دندریتی در اثر تقسیم شدن ذرات نوک تیز، به صورتی که هر شاخه به دو شاخه در طول انتشار تبدیل می‌شود صورت می‌پذیرد [۱۷]. اشکال دندریتی در کانی‌های سیلیکاتی در شرایطی که نرخ تبلور سریع‌تر از نرخ انتشار شیمیایی است بوجود می‌آیند. معمولاً این شرایط در اثر گرادیان دمای مشخص و انتشار آرام و یا هر دو صورت می‌گیرد. در زمان و روند سرد شدن سریع، نخست اولین بلورهای

وجود اینکه تورمالین کاملاً جانشین فلدسپات‌ها شده ولی بقایای فلدسپات‌ها را همچنان می‌توان مشاهده کرد

روش کار

طی بررسی‌های صحرایی از منطقه و نمونه‌برداری، تعداد ۴۰ نمونه برای تهیه‌ی مقطع نازک انتخاب شدند. پس از مشاهدات میکروسکوپی، از ۵ نمونه برای بررسی‌های دقیق‌تر کانی‌شناسی و تعیین کانی‌های مناسب برای آنالیزهای وابسته به شیمی کانی‌ها، مقطع نازک-صیقلی تهیه شدند، و سپس در آزمایشگاه کانساران بینالود (تهران) توسط ریزکالکترونی مدل HORIBA XGT-7200، با ولتاژ شتاب‌دهنده‌ی ۵۰ کیلوولت، و زمان شمارش ۱۰۰ ثانیه، به روش آنالیز نقطه‌ای تجزیه‌ی نقطه‌ای شدند. به طوری که برای تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی تورمالین‌های منطقه مورد بررسی روی ۱۰ نقطه آنالیز ریزپردازشی صورت پذیرفت. فرمول ساختاری این کانی‌ها براساس ۳۱ آنیون (O, OH) انجام گرفت و داده‌ها در جدول ۱ ارائه شدند.

ترکیب شیمیایی تورمالین

ساختار شیمیایی تورمالین پیچیده و احتمال جانشینی‌های گسترده‌ای در آن وجود دارد. فرمول پایه‌ی تورمالین به صورت $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$ است و جایگاه‌های آن به-وسیله‌ی عناصر زیر اشغال می‌شوند [۲۱]:

X = Ca, Na, K or vacant;

Y = Li, Fe^{2+} , Mg, Mn, Al, Cr^{3+} , Fe^{3+} , V^{3+} , Ti^{4+} ;

Z = Mg, Al, Fe^{3+} , V^{3+} , Cr^{3+} ;

T = Si, Al,

B = B, (vacant);

V = OH, O;

W = OH, F, O.

تبادل‌های مهم در موقعیت‌های X, Y, Z و OH رخ می‌دهند. انواع کانی‌های تورمالین را می‌توان براساس میزان اشغال موقعیت X، به سه گروه اصلی؛ تورمالین‌های قلیایی، تورمالین-های کلسیمی و تورمالین‌هایی که موقعیت X آنها خالی یا به طور کامل اشغال نشده است، رده‌بندی کرد [۲۱-۲۳]. موقعیت X سه گروه اصلی تورمالین‌های یاد شده به ترتیب به‌وسیله‌ی Na, Ca و K (به معنی فضای خالی و فاقد پرشدگی به‌وسیله‌ی کاتیون‌ها)، پر می‌شود.

دندریتی ممکن است شاهی بر جایگیری توده در عمق کم نیز باشد. کانی‌های گروه تورمالین به عنوان فاز فرعی تا جانبی در سیستم‌های گرانیتی حاضر هستند. خاستگاه آن‌ها می‌تواند با مراحل مختلف تکامل ماگمای گرانیتی مانند تبلور ماگمای اولیه، تبلور ماگمای تاخیری یا تبلور از سیالات گرمایی وابسته باشد [۱۹]. ترکیب تورمالین به شدت به ترکیب گرانیت می‌بانش وابسته است [۲۰]. تورمالین مانند مسکویت به عنوان یک عضو از گرانیت‌های بیشتر از نوع اسیدی و سرشار از قلیایی ظاهر می‌شود. تغلیظ زیاد سیال‌های گرماب باعث تشکیل تورمالین قهوه‌ای سرشار از آهن به جای بیوتیت شده، بنحوی که این دو مینرال کانی به ندرت با هم یافت می‌شوند. با تراکم غلظت سیال‌های گرمایی، تورمالین به بهای سایر اجزای گرانیت فزونی می‌یابد و به خصوص فلدسپات به تدریج محو می‌شود. این واحد سنگی معرف یک مرحله تمرکز یافته از تورمالین شده است که در آن فلدسپات سرخ آجری حفظ شده و باقی می‌ماند، ولی در پیرامون بلورهای آن به شدت خوردگی (کوروسیون) ایجاد می‌شود.

تورمالین کانی پنوماتوژن حرارت پایین است، در مرحله پنوماتولیتیک یعنی در محیطی سرشار از گازها و بخارات پر گرم در آخرین مرحله انجماد ماگما، درزه‌ها و حفره‌های سنگ آذرین را پر می‌کند. این گازها و بخارهای گرم (بور(B) و فلوئور (F)) فقط نقش تخریب و تجزیه سیلیکات‌ها را بعده دارند. بنابراین در این مرحله بر اثر تاثیر گاز بر فلدسپات‌ها که قبلاً تشکیل شده بودند، تورمالین جایگزین فلدسپات می‌شود.

رگه‌های کوارتز تورمالین

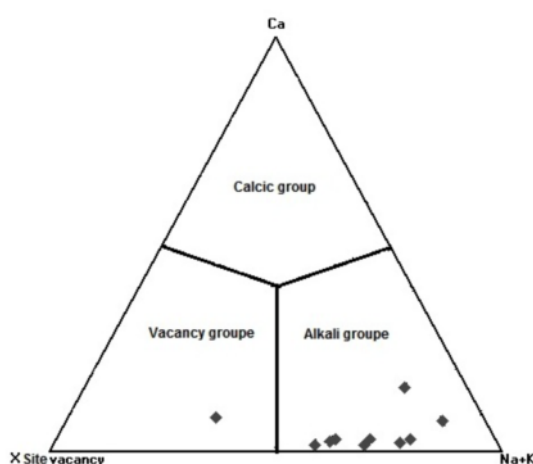
این واحد به صورت رگه‌هایی به رنگ سیاه، با ستبرای حدود ۳۰ سانتی‌متر در توده‌ی گرانیتوئیدی منطقه با روند شمال شرقی- جنوب غربی پراکنده است. بافت غالب سنگ پورفیری است و کانی‌های اصلی این واحد کوارتز، تورمالین با پراکندگی یکنواخت در متن سنگ و به همراه مقدار اندکی ارتوکلاز هستند. کانی‌های تورمالین به صورت سوزنی روی کانی‌های دیگر رورشدی انجام داده‌اند، که مرحله دوم تورمالینیزه شدن به وسیله سنگ‌های کمیاب کوارتز تورمالین معرفی می‌شود که در آن هیچ یک از اجزاء اولیه بجز کوارتزها باقی نمانده‌اند. با

جدول ۱ داده‌های مربوط به آنالیز نقطه‌ای مرکز و حاشیه تورمالین‌ها. ۳۱ آنیون (O, OH) انجام شده است. Tou: Lux: Luxullianite. Tourmalinite: c: مرکز بلور؛ r: حاشیه بلور.

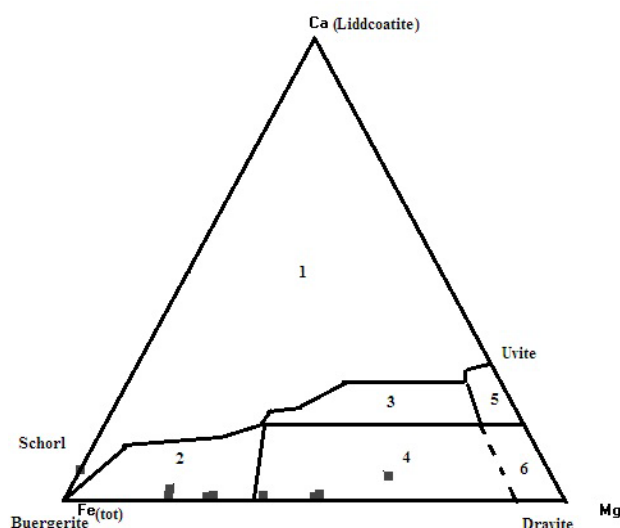
Sample No.	1tur-c	1tur-r	2tur-c	2tur-r	3tur-c	3tur-r	4tur-c	4tur-r	5tur-c	5tur-r
Host	Lux	Lux	Lux	Lux	Lux	Lux	Tou	Tou	Tou	Tou
SiO ₂	۳۵,۲۵	۳۷,۲۵	۳۴,۲۴	۳۶,۱	۳۵,۶۹	۶۶,۵۵	۳۵,۴	۳۶,۷۸	۳۷,۵۹	۳۶,۶۴
TiO ₂	۰,۳۲	۰,۳	۱,۱۱	۱,۱	۰,۲۵	۰,۹۲	۰,۸۹	۰,۶۳	۰,۴۲	۰,۴
Al ₂ O ₃	۳۰,۹۳	۳۴,۳۵	۲۷,۱	۲۹,۹۶	۱۳,۶	۲۲,۲۳	۳۰,۳	۳۲,۴۵	۳۱,۷۱	۳۴,۱۴
Cr ₂ O ₃	۰,۰۱	۰,۰۶	۰,۱۱	۰	۰	۰	۰,۰۴	۰	۰,۰۴	۰,۰۲
FeO	۱۳,۷۵	۹,۳۲	۱۶,۰۵	۶,۹	۱۴,۸۷	۱۱,۷۵	۱۴,۰۵	۱۰,۳۳	۱۴,۴	۸,۶۲
MgO	۳,۰۴	۵,۲	۴,۰۳	۸,۱۲	۲,۱۵	۱,۸	۳,۳	۳,۸۲	۳,۲	۵
CaO	۰,۱	۰,۰۷	۰,۳۷	۰,۸۵	۰,۱۴	۰,۶۲	۰,۱۳	۰,۱۲	۰,۰۷	۰,۱۴
MnO	۰	۰	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۱	۰	۰	۰	۰
Na ₂ O	۲,۳	۱,۸۴	۲,۴۴	۲,۱۹	۱,۸۷	۱,۴۱	۲,۳۷	۱,۹۱	۲,۳۲	۲,۲۳
K ₂ O	۰,۰۵	۰	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۸	۰	۰	۰	۰
total	۸۵,۷۵	۸۸,۳۹	۸۵,۵۲	۸۵,۳۱	۸۶,۶۵	۱۰۲,۴۱	۸۶,۴۸	۸۶,۰۴	۸۹,۷۵	۸۷,۱۹
FeO+MgO	۱۶,۷۹	۱۴,۵۲	۲۰,۰۸	۱۵,۰۲	۱۷,۰۲	۱۳,۵۵	۱۷,۳۵	۱۴,۱۵	۱۷,۶	۱۳,۶۲
FeO/FeO+MgO	۰,۸۱۸	۰,۶۴۲	۰,۷۹۹	۰,۴۵۹	۰,۸۷۴	۰,۸۶۷	۰,۸۰۹	۰,۷۳	۰,۸۱۸	۰,۶۳۲
Structural formula based on 31 anions (O, OH)										
T : Si	۵,۹۸	۵,۹۵	۵,۹۷	۵,۹۷۴	۷,۸۹۱	۵,۹۸	۶,۰۴۶	۶,۰۷	۶,۰۷	۵,۹۱
Al	۰,۰۱۲	۰,۰۴۷	۰,۰۲۶	۰,۰۲۶	۰	۰,۰۱۹	۰	۰	۶	۰,۰۸
Z : Al	۶	۶	۵,۵۴	۵,۸۱	۳,۱	۶	۶	۶	۶	۶
Mg	۰	۰	۰,۴۵۴	۰,۱۸۲	۰,۳۱۸	۰	۰	۰	۰	۰
Y : Al	۰,۱۸	۰,۴۲۳	۰	۰	۰,۲۷	۰	۰,۰۱۵	۰,۲۸	۰,۴۲	۰,۴۱
1.33*Ti	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۱۹	۰,۱۸	۰,۰۴	۰,۱۰	۰,۱۵	۰,۱۰	۰,۰۶	۰,۰۶
Ti	۰,۰۴۱	۰,۰۳۶	۰,۱۴۶	۰,۱۳۷	۰,۰۳۲	۰,۰۸۲	۰,۱۱۳	۰,۰۷۸	۰,۰۵۱	۰,۰۴۹
Cr	۰,۰۰۱	۰,۰۰۸	۰,۰۱۵	۰	۰	۰	۰,۰۰۵	۰	۰,۰۰۵	۰,۰۰۳
Mg	۰,۷۷	۱,۲۳۸	۰,۵۹۴	۱,۸۲۱	۰,۵۴	۰	۰,۸۳۱	۰,۹۳	۰,۷۷	۱,۲۰۳
Mn	۰	۰	۰,۰۰۳	۰,۰۰۷	۰,۰۱	۰,۰۱	۰	۰	۰	۰
Fe	۱,۹۵۳	۱,۲۴۶	۲,۳۴	۰,۹۵	۲,۰۹۵	۱,۱۶۵	۱,۹۸	۱,۴۲	۱,۹۴	۱,۱۶
X : Ca	۰,۰۱۸	۰,۰۱۲	۰,۰۶۹	۰,۱۵۱	۰,۰۲۵	۰,۰۷۹	۰,۰۲۴	۰,۰۲۱	۰,۰۱۲	۰,۰۲۴
Na+Ca	۰,۷۷۵	۰,۵۸۲	۰,۸۹۴	۰,۸۵۴	۰,۶۳۶	۰,۴۰۳	۰,۷۹۴	۰,۶۳	۰,۷۰۲	۰,۷۲۲
Na	۰,۷۵۷	۰,۵۷	۰,۸۲۵	۰,۷۰۳	۰,۶۱۱	۰,۳۲۴	۰,۷۷	۰,۶۰۹	۰,۶۹	۰,۶۹۸
K	۰,۰۱۱	۰	۰,۰۱۱	۰,۰۰۸	۰,۰۰۹	۰,۰۰۲	۰	۰	۰	۰
Na+K+Ca	۰,۷۸۶	۰,۵۸۲	۰,۹۰۵	۰,۸۶۲	۰,۶۴۵	۰,۴۰۵	۰,۷۹۴	۰,۶۳	۰,۷۰۲	۰,۷۲۲
X vacancy	۰,۲۱۴	۰,۴۱۸	۰,۰۹۵	۰,۱۳۸	۰,۳۵۵	۰,۵۹۵	۰,۲۰۶	۰,۳۷	۰,۲۹۸	۰,۲۷۸
Na+K	۰,۷۶۸	۰,۵۷	۰,۸۳۶	۰,۷۱۱	۰,۶۲	۰,۳۲۶	۰,۷۷	۰,۶۰۹	۰,۶۹	۰,۶۹۸
X= Ca+Na	۰,۷۷۵	۰,۵۸۲	۰,۸۹۴	۰,۸۵۴	۰,۶۳۶	۰,۴۰۳	۰,۷۹۴	۰,۶۳	۰,۷۰۲	۰,۷۲۲
Na/Na+Ca	۰,۹۷	۰,۹۷	۰,۹۲	۰,۸۲	۰,۹۶	۰,۸۰	۰,۹۶	۰,۹۶	۰,۹۸۱	۰,۹۶
Fe+Mg	۱,۹۵۳	۱,۲۴۶	۲,۷۹۴	۱,۱۳۲	۲,۰۹۵	۱,۴۸۳	۱,۹۸	۱,۴۲	۱,۹۴	۱,۱۶
Fe/(Fe+Mg)	۱	۱	۰,۸۳	۰,۸۲	۱	۰,۷۸	۱	۱	۱	۱
Mg/(Mg+Fe)	۰,۳۹	۰,۹۹	۰,۲۱	۱,۶۰	۰,۲۵	۰	۰,۴۱	۰,۶۵	۰,۳۹	۱,۰۳
Na+X vacancy	۰,۹۷۱	۰,۹۸۸	۰,۹۲	۰,۸۴۱	۰,۹۶۶	۰,۹۱۹	۰,۹۷۶	۰,۹۷۹	۰,۹۸۸	۰,۹۷۶
X vacancy/ Na+X vacancy	۰,۲۲۰	۰,۴۲۸	۰,۱۰	۰,۱۶	۰,۳۶۰	۰,۶۴	۰,۲۱۰	۰,۳۷۰	۰,۳۰۰	۰,۲۸۰
Y=Fe+Mn+Mg	۲,۷۲۳	۲,۴۸۴	۲,۹۳۷	۲,۷۷۸	۲,۶۴۵	۱,۱۷۵	۲,۸۱۱	۲,۳۵	۲,۷۱	۲,۲۶۳
Al total	۶,۱۹۲	۶,۴۷	۵,۵۶۶	۵,۸۳۶	۶,۲۷	۳,۱	۶,۰۳۴	۶,۲۸	۶,۴۲	۶,۴۹
Z	۶,۲۴	۶,۵۱	۵,۷۶	۶,۰۱	۶,۳۱	۳,۲۰	۶,۱۸	۶,۳۸۴	۶,۴۸	۶,۵۵
X+Y	۳,۴۹۸	۳,۰۶۶	۳,۸۳۱	۳,۶۳۲	۳,۲۸۱	۱,۵۷۸	۳,۶۰۵	۲,۹۸	۳,۴۱۲	۳,۰۸۵

انتزهایی شورلیت- دراویت با تمایل بیشتر به سمت شورلیت تعلق دارند و این مسئله نشان‌دهنده‌ی زیاد بودن مقدار آهن در مقایسه با منیزیم در ترکیب شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی است. به نظر می‌رسد که وجود سیال‌های آبدار غنی از بور با خاستگاه ماگمایی (ماگمای مولد توده‌های گرانیتوئیدی) و سپس گرمایی مسبب احتمالی بودن این نوسان‌ها باشد [۲۵]. تورمالین‌هایی با ترکیب شورلیت در گرانیت‌ها و پگماتیت‌ها معمول‌تر است، زیرا در طی تبلور تفریقی منیزیم از سیستم ماگمایی خارج می‌شود.

براساس رده‌بندی یادشده، ترکیب تورمالین‌های مورد بررسی در نمودار مثلی (شکل ۴)، X-Site vacancy, Ca, [Na+K]، در قلمرو تورمالین‌های قلیایی قرار می‌گیرند. این مسئله حاکی از بالا بودن مقدار سدیم و پتاسیم در مقایسه با کلسیم و فضای خالی در موقعیت X آنها است. ترکیب شیمیایی تورمالین در سنگ‌های لوکوکراتیک گرانیتی به صورت معمول محلول جامد شورلیت - دراویت - فوئیتیت است. نامگذاری تورمالین‌ها روی نمودار مثلی، Ca, Fe(total), Mg [۲۴] در (شکل ۵) نیز نشان می‌دهد که این کانی به عضو



شکل ۴ ترکیب تورمالین‌های مورد مطالعه در نمودار مثلی Ca, [Na+K], X site vacancy [۲۳-۲۱] بیشتر نمونه‌ها در قلمرو تورمالین‌های قلیایی قرار می‌گیرند $X_{\text{vacancy}} = 1 - (Na + K + Ca)$.



شکل ۵ نامگذاری و تعیین خاستگاه تورمالین‌های مورد بررسی روی نمودار مثلی Ca - Fe (total) - Mg [۲۴]. اعداد داخل نمودار شامل: ۱- گرانیتوئیدهای غنی از Li و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته و همراه آن، ۲- گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته و همراه با آن، ۳- سنگ‌های متاپلیتی غنی از Ca، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های سیلیکات کلسیمی، ۴- متاپلیت‌های فقیر از Ca، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز تورمالین، ۵- متاکربنات‌ها، ۶- متاولترامافیک‌ها.

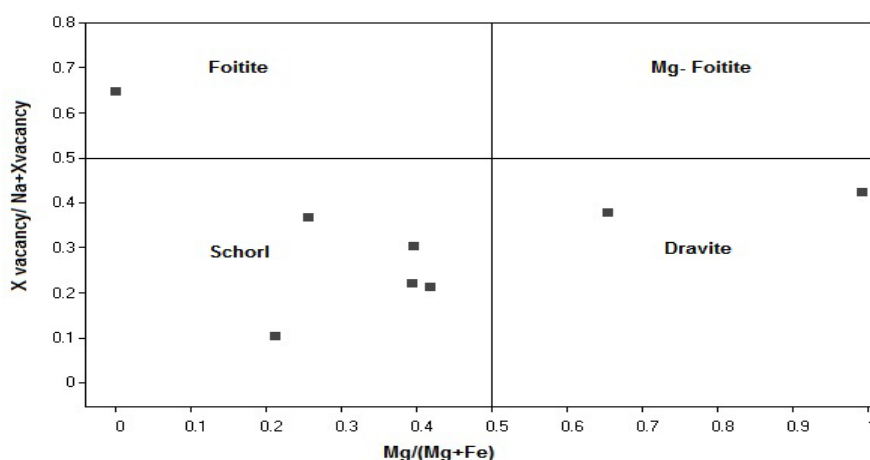
بیشتر از ۱ کیلومتر) یافت می‌شوند به ترتیب ۰/۸-۱ و ۰/۸ تا ۰/۶ در نوسان است. این پارامتر در خصوص تورمالین‌های با فاصله دورتر، کمتر از ۰/۶ خواهد بود که بر دگرنهادی بور با رسوبات سرشار از آلومینیوم به عنوان یک منشا خارجی دلالت دارد. با توجه به اینکه مقدار $Fe\#$ برای بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۶ تا ۰/۸ و در قلمرو B این نمودار قرار می‌گیرند (شکل ۷)، فاصله رگه‌های کوارتز تورمالین مورد مطالعه، از منبع تغذیه‌کننده سیال آنها دست کم ۱ کیلومتر و یا کمی بیشتر می‌باشد. دو نمونه از تورمالین‌ها در قلمرو A واقع شده‌اند که ممکن است مبین فاصله نزدیک یا همجواری با توده باشد. البته این موضوع به علت کمی تعداد رگه‌های تورمالین تجزیه شده بایستی با احتیاط لحاظ شود.

به منظور بررسی وجود و یا نبود جانشینی عنصری در تورمالین‌های مورد مطالعه از نمودار $X + Y$ در برابر Z استفاده شد. احتمال جانشینی‌های کاتیونی در تورمالین که منجر به تغییر ترکیبی آن می‌شود، در شکل ۸ مشاهده می‌شود. در این نمودار ترکیب شوریلت- دراویت نزدیک به مرکز، در $Z=6$ و $(X + Y) = 4$ قرار می‌گیرند. به نظر [۲۸] تورمالین‌های گرمایی از آلومینیم فقیرتر و تورمالین‌های گرانیته و پگماتیته از آلومینیم غنی‌تر هستند. همچنان که از شکل ۸ و جدول ۱ دیده می‌شود، تعداد بیشتری از تورمالین‌های منطقه مورد مطالعه سرشار از آلومینیم‌اند و نمونه‌های کمتری از آلومینیم تهی می‌باشند. بالا بودن میزان آلومینیم نمونه‌های این منطقه ممکن است بیانگر دو جانشینی زیر باشد که در این حالت می‌تواند Al را در موقعیت اکتاهدرال Y جای دهد:

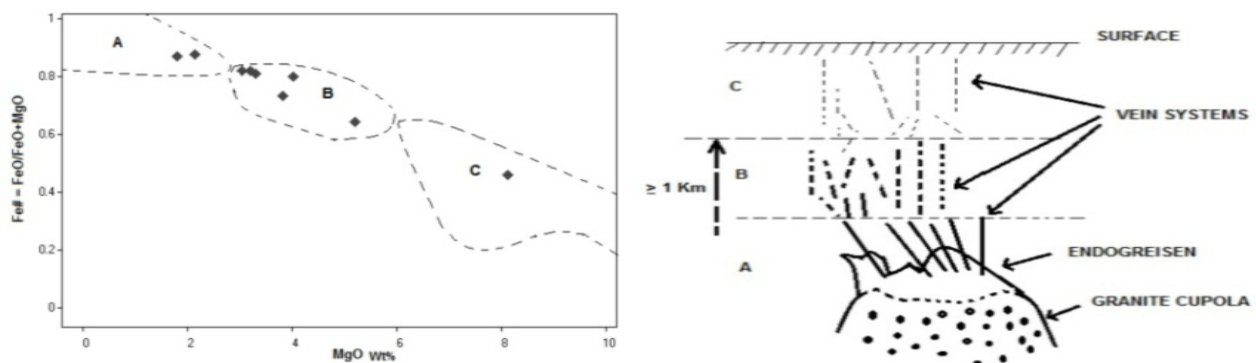
از طرفی بررسی نمودارها در خصوص سنگ خاستگاه تورمالین‌ها حاکی از آنست که بیشتر نمونه‌های منطقه مورد بررسی در قلمرو با خاستگاه گرانیته‌های فقیر از Li و پگماتیته‌ها و آپلیت‌های وابسته به آن و تعدادی در قلمرو با خاستگاه متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های فقیر از کلسیم و سنگ‌های کوارتز تورمالین قرار می‌گیرند (شکل ۵).

نمودار نسبت $X\text{-site vacancy}/(Na+X\text{-site vacancy})$ در برابر $Mg/(Mg+Fe)$ (شکل ۶) نیز موید آنست که تورمالین‌های مورد بررسی در زمره گروه شوریلت (عضو نهایی $NaFe_3Al_6(BO_3)_3(OH)_3OH$ و دراویت (عضو نهایی $NaMg_3Al_6(BO_3)_3(OH)_3OH$ رده‌بندی می‌شوند [۲۱]. یک نمونه در گستره‌ی فوئیتیت قرار گرفته که بیانگر این است که عضو انتهایی تورمالین $X\text{-site vacancy}$ (فوئیتیت $KFe^{2+}AlAl_6(BO_3)_3(OH)_3OH$ اجزای مهمی در محلول جامد هستند [۲۶].

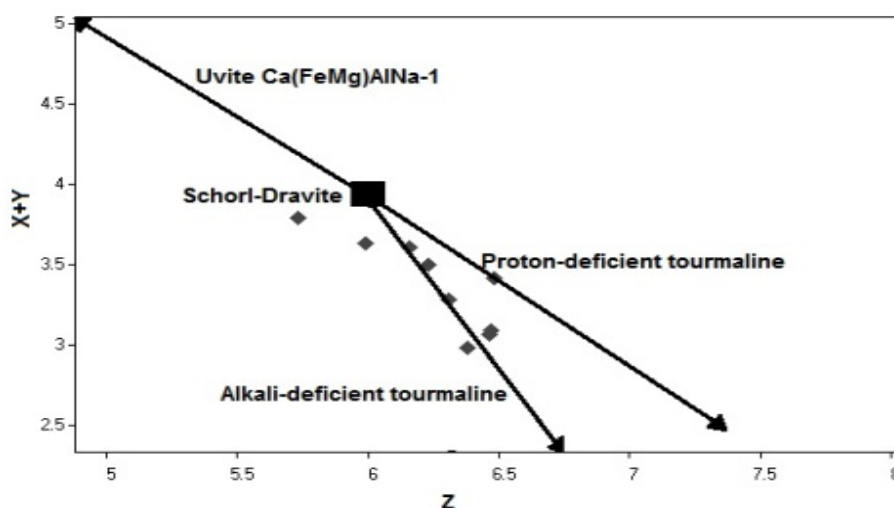
[۲۷] نسبت عدد آهن $\{Fe\# = FeO/(FeO + MgO)\}$ در برابر درصد وزنی MgO تورمالین‌های وابسته با کانی‌سازی قلع و قلع - تنگستن گرانیته‌های جنوب آفریقا- نامیبیا و نیوزیلند را بررسی کرده و اظهار نمودند که تغییرات منظمی در مقدار $Fe\#$ نهشته‌های درون گرانیته و سامانه‌های رگه‌ای که در فاصله دورتری از منبع گرانیته جایگزین شده‌اند، وجود دارد. به طوری که این پارامتر (عدد آهن) با فاصله‌گرفتن از منبع تغذیه‌کننده سیال، کوچکتر می‌شود. میزان $Fe\#$ برای تورمالین‌هایی که در درون و نزدیک به توده و آنهایی که در سامانه‌های رگه‌ای و در فاصله نزدیک تا حدواسط (مساوی یا



شکل ۶ نمودار نسبت $X\text{ vacancy} / (Na + X\text{ vacancy})$ در برابر $Mg / (Mg + Fe)$ [۲۱] اغلب نمونه‌ها در قلمرو شوریلت - دراویت با تمایل به سمت شوریلت و یک نمونه در محدوده فوئیتیت قرار گرفته است.



شکل ۷ نمودار نسبت $Fe\# = FeO / (FeO + MgO)$ در برابر درصد وزنی MgO [۲۷] و موقعیت نمونه‌ها از منبع تغذیه‌کننده بر اساس تغییرات $Fe\#$. عمده تورمالین‌های مورد مطالعه در قلمرو B و سپس A و C تصویر می‌شوند. موقعیت A به توده نزدیکتر و C دور از توده می‌باشد.



شکل ۸ نمودار $X+Y$ در برابر Z برای نمایش مکانیسم‌های جانشینی معمول در تورمالین $[X = Ca + Na, Y = Fe + Mn + Mg, Z = Al_{total} + 1.33 Ti]$

بردارها می‌نشینند.

چنانکه در شکل ۸ دیده می‌شود تورمالین‌ها دو روند کاملاً مشخص را نشان می‌دهند. از یک طرف تابع روند تورمالین‌های ناقص از نظر قلیایی هستند و آنرا قطع می‌کنند و در عین حال به بردار تورمالین‌های ناقص از نظر پروتون‌زدایی نیز نزدیک هستند. بنابراین می‌توان چنین نتیجه گرفت که در نمونه‌هایی که بین دو بردار (تورمالین‌های ناقص از نظر قلیایی و پروتون-زدایی) جای گرفته‌اند، جانشینی یاد شده انجام و دلیل بر جانشینی آلومینیم اکتاهدری در آن نوع از تورمالین‌هاست و بیانگر ماگمایی بودن منشاء آنها می‌باشد.

(۱) جانشینی $\{Al\}_1 \{Mg, Fe\} Na$ ، که نشان دهنده تورمالین‌های ناقص از لحاظ قلیایی است (علامت □ نشان دهنده فضای خالی در موقعیت X است).
(۲) جانشینی $\{AlO\}_1 \{Mg, Fe\} OH$ ، که نشان‌دهنده تورمالین‌های ناقص از نظر پروتون‌زدایی است.

با توجه به بالا بودن میزان آلومینیم در تورمالین‌های مورد بررسی، جانشینی‌های یادشده در این نوع از تورمالین‌ها رخ می‌دهد و نمونه‌ها در قلمرو بین دو بردار فوق قرار می‌گیرند. در مقابل در تورمالین‌های گرمابی که نسبت به تورمالین‌های گرانیتی و پگماتییتی از آلومینیم فقیرترند، چنین جانشینی‌هایی صورت نمی‌گیرد و در این حالت نمونه‌ها در خارج از قلمرو بین

اما نایبستی از نظر دور داشت که بلورهای تورمالین ساخت ترکیبی منطقه‌بندی هم دارند و در جدول داده‌های مربوط به آنالیز نقطه‌ای Mg از مرکز به حاشیه کم و بیش یک روند افزایشی و Fe روند کاهشی نشان می‌دهد. این نوع آرایش بیانگر خاستگاه گرمابی آنها است.

برداشت

مهمترین عناصر لازم برای تشکیل تورمالین، سیلیس، بور، آلومینیم، آهن و منیزیم هستند [۲۹]. آهن و منیزیم از فروپاشی کانی‌های فرومنیزین سنگ میزبان (هورنبلند، بیوتیت) و یا از طریق گرماب‌ها تامین می‌شود. بور نیز عنصری بسیار ناسازگار است که در طی تبلوربخشی در گدازه و سیال باقیمانده و غلظتش رو به فزونی می‌رود. معمولاً تورمالین موقعی تشکیل می‌شود که گرمابی‌های ماگمایی در مراحل تاخیری، از بور غنی شده باشند. به اعتقاد [۳۰]، سنگ‌های گرمابی غنی از تورمالین از مخلوط شدن دو شاره شکل می‌گیرند، که خاستگاه آنها خارجی (از خارج گرانیته‌ها) و یا خود ماگمای گرانیته‌ای یعنی همان خاستگاه بور، است.

گرانیتوئیدهای نوع I رودگز در جنوب بجنستان، حاوی رگه‌های فراوان کوارتز-تورمالین به رنگ سیاه هستند و همچنین تورمالین به عنوان کانی اصلی، سنگ لوکسولیانیت را همراهی می‌کند. ترکیب این تورمالین‌ها در نمودار مثلثی $X\text{-Site vacancy} - (\text{Na} + \text{K}) - \text{Ca}$ در قلمرو تورمالین‌های قلیایی و Vacancy قرار می‌گیرند. تورمالین‌های مورد بررسی به عضو نهایی شورلیت-دراویت-فوئیتیت با تمایل بیشتر به سمت شورلیت تعلق دارند که این مسئله نشان‌دهنده وجود سیال‌های آبدار غنی از بور از خاستگاه ماگمایی (ماگمای مولد توده‌های گرانیتوئیدی) و سپس گرمابی است. میزان $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ نشان می‌دهد که این نسبت با فاصله گرفتن از منبع تغذیه‌کننده سیال کوچکتر شده و با توجه به تراکم نقاط در قلمرو B به نظر می‌رسد که نقش سیال فاز ماگمایی توده گرانیته رودگز در تشکیل رگه‌های کوارتز تورمالین کم بوده و منبع تغذیه‌کننده آنها باید در فاصله دورتری از رگه‌ها قرار داشته باشد.

از طرفی ترکیب و ویژگی‌های شیمیایی، بیانگر خاستگاه ماگمایی این تورمالین‌ها و موقعیت نمونه‌ها در نمودار مثلثی $\text{Ca-Fe}(\text{total})\text{-Mg}$ ، موید نقش عمده منشاء گرانیته‌ای و پگماتیتی فقیر از لیتیم در تشکیل آنها است. بنابراین علاوه بر سیال فاز ماگمایی توده گرانیته رودگز، باید سیال فاز ماگمایی یا گرمابی دیگری نیز در موجودیت آنها نقش داشته باشد.

با توجه به شواهد موجود، تورمالین‌های مورد بررسی دارای خاستگاه دوگانه ماگمایی و گرمابی هستند، و وجود ساختار منطقه‌ای (زونینگ)، رگه‌ای بودن تورمالین‌ها، طیف ترکیبی گسترده (شورلیت-دراویت-فوئیتیت)، میزان منیزیم بالا در مقایسه با آهن در برخی نمونه‌ها (تورمالین نوع دراویت) موید خاستگاه گرمابی و حاکی از تغییرات ناگهانی دما، فشار و ترکیب شیمیایی و یا شرایط تبلور غیر تعادلی سریع تورمالین است که در سیستم‌های باز تشکیل شده‌اند، و در مقابل مقدار آهن بیشتر در مقایسه با منیزیم در بیشتر نمونه‌ها (تورمالین نوع شورلیت)، آلومینیم بالا و قرارگیری برخی از نمونه‌ها در قلمرو بردارها بیانگر خاستگاه ماگمایی تورمالین‌هاست. بر اساس میزان تغییرات $\text{Ca-Fe}(\text{total})\text{-Mg}$ نیز، تورمالین‌های مورد بررسی از گرانیتوئیدهای فقیر از Li (توده‌ی گرانیتوئیدی رودگز و داسیت‌های جنوب منطقه) و از متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های فقیر از کلسیم (که در شمال توده قرار دارند) مشتق شده‌اند. محلول آبکی ماگمای گرانیتوئیدی رودگز در مراحل تاخیری-گرمابی، زمینه انتشار بور را مهیا کرده و تورمالین از طریق واکنش بین سنگ‌های کم دگرگونی واقع در شمال توده‌ی گرانیتوئیدی رودگز با شاره شکل گرفته است. بر اساس نظر [۳۱]، تورمالین اولین فازی است که با کاهش دما از فاز آبگون ایجاد می‌شود.

مشاهدات صحرایی نشان می‌دهند که با افزایش تورمالین در لوکسولیانیت، از میزان فراوانی بیوتیت کاسته می‌شود (گاهی نیز اصولاً بیوتیتی دیده نمی‌شود)، این موضوع شاهده‌ی بر کاهش دماست. در دمای پایین بیوتیت بی‌ثبات شده و به جای آن تورمالین تشکیل می‌شود. از این مطلب چنین استنتاج می‌شود که هر چه از سینوگرانیت و مونزوگرانیت به سمت لوکسولیانیت پیش می‌رود دمای تشکیل کانی‌ها کم‌تر می‌شود.

[9] Tarkian M., Lotfi M., Baumann A., "Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in central Lut, East of Iran", Geological Survey of Iran, Rep. No. 57, (1983), 357-383.

[10] Tirrul R., Bell I. R., Griffis R. J., Camp V. E., "The Sistan suture zone of eastern Iran", Geol. Soc. Am. Bull 94, (1983), 134-156.

[11] Jung D., Keller J., Khorasani R., Marcks Chr., Baumann A., Horn P., "Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran", Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, No. 51, (1983), 285-336.

[۱۲] پورلطیفی ع.، نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ فردوس، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۸۲).

[۱۳] محمدزاده لاری م.، "بررسی پترولوژی سنگ‌های پلوتونیک شرق و جنوب شرق بجنستان"، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی، (۱۳۷۶)، ۱۳۰ ص.

[14] Eftekhari-Nejad J., Ruttner A., "Geological sheet map of Ferdows, 1/250000 scale", Geological Survey of Iran, Tehran, (1977).

[15] Bullen T.D., Clyne M.A., "Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen Volcanic Center, California", Journal of Geophysical Research, vol. 95(1990) p. 19 671-19 691

[۱۶] شکیبا س.، "مطالعه کانی‌شناختی، ژئوشیمیایی و پترولوژیکی توده‌های آذرین رودگز بالا (جنوب شرقی بجنستان)"، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه فردوسی مشهد، (۱۳۹۲)، ۱۱۹ ص.

[17] Shonosuke O.H.T.A., "Diffusion- Limited Aggregation and Crystal growth". KTK Scientific publishers (1991) 220-233.

[18] Keith H.D., Padden F.J., "A phenomenological theory of spherulite crystallization", Journal of Applied Physics. 34, (1963) 2409-2421.

[19] Dini A., Cretti A., Innocenti F., Rocchi S., Westerman D. S., "Sooty sweat stains or tourmaline spots? The Argonauts at Elba Island (Tuscany) and the spread of Greek trading in the Mediterranean Sea", In Piccardi, L., Masse, W.B. (eds.) Myth and Geology, Geological Society, London, Special Publications 273 (2007) 227-243.

البته برای تشکیل تورمالین علاوه بر کاهش دما در گرمایی‌های با خاستگاه ماگمایی، بایستی عناصر مورد نیاز برای تشکیل از شاره نیز فراهم باشد. واکنش‌های بین شاره‌ی ماگمایی رودگز در مراحل تاخیری- گرمایی و سنگ‌های دگرگونی شمال منطقه فراهم می‌شود. بنابراین در تامین عناصر لازم برای تشکیل تورمالین، هم ماگمای گرانیتوئیدی (رودگز) در مراحل تاخیری- گرمایی و نیز سنگ‌های پلیتی- پسامیتی دگرگونی شمال نقش مهمی را ایفا نموده‌اند.

مراجع

[1] Raith J. G., Riemer N., Schoner N., Meisel T., "Boron metasomatism and behaviour of rare earth elements during formation of tourmaline rocks in the eastern Arunta Inlier, central Australia", Contribution to Mineralogy and Petrology., 147, (2004) 91-109.

[2] Burianek D., Novak M., "Compositional evolution and substitutions in disseminated and nodular tourmaline from leucocratic granites: Examples from the Bohemian Massif, Czech Republic". Lithos, 95 (2) (2007) 148-164.

[3] Griffin W.L. et al., "Trace elements in tourmalines from massive sulfide deposits and tourmalines: geochemical controls and exploration applications". Economic geology, 91, (1996) 657-675.

[4] Dutrow B., Henry D. J., "Complexly zoned fibrous tourmaline: A record of evolving magmatic and hydrothermal fluids", Canadian Mineralogist, 38, (2000) 131-143.

[5] Stokline J., "Structural history and Tectonics of Iran; a review", American Association of petroleum Geologist Bulletin, 52, (1968) 1229-1258.

[۶] نبوی م.، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۵۵)، ۱۰۹ ص.

[۷] آقائباتی ع.، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳)، ۶۰۶ ص.

[8] Camp V., Griffis R., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran", Lithos, 15, (1982), 221-239.

- [26] Bleeken G. V. D., Corteel C., Haute P. V. D., "Epigenetic to low-grade tourmaline in the Gdumont metaconglomerates (Belgium): A sensitive probe of its chemical environment of formation", *Lithos* 95 (2) (2007) 165–176.
- [27] Pirajino F., Smithies R. H., "The FeO / (FeO + MgO) ratio of tourmaline: A useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits", *Journal of geochemical explorations* 42 (1992) 371-381.
- [28] Trumbull R.B., Chaussidon M., "Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmaline from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland". *Chemical Geology* 153 (1999) 125–137.
- [29] Deer W.A., Howie R.A., Zussnam J., "An introduction to the rock-forming minerals", Longman Group UK Limited (1992).
- [30] London D., Manning D.A.C., "Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England", *Economic Geology*, 90 (1995) 495– 519.
- [31] Grew E. S., Anovitz L. M., "Boron mineralogy, petrology and geochemistry", *Reviews in mineralogy*, 33 (1997).
- [20] Balen D., Broska I., "Tourmaline nodules: products of devolatilization within, the final evolutionary stage of granitic melt", Geological Society, London, Special Publication 350 (2011), 53-63.
- [21] Hawthorne F. C., Henry D. J., "Classification of the minerals of the tourmaline group". *European journal of mineralogist* 11 (1999) 201-215.
- [22] Yavuz F., Gultekin A.H., Karakaya M.C., "CLASTOUR: a comuter program for classification of the minerals of the tourmaline group", *Computers Geosciences* 28(2002) 1017-1036.
- [23] Darrell J., Henry Milan novak (Chairman), Frank C., Hawthorne Andreas Ertl., Barbara L., Dutrow Pavel Uher, Federico Pezzotta, "Nomenclature of the tourmaline-supergrop minerals", *American Mineralogist*, volume 96. Pages 895-913 (2011).
- [24] Henry D. J., Dutrow B.L., "Compositional zoning and element partitioning in nikeloan tourmaline from a metamorphosed karst bauxite from Samos, Greece", *American mineralogist*, 86, (2001) 1130-1142.
- [25] Burt D.M., "Vector representation of tourmaline compositions". *American mineralogist*, 74 (1989) 826-839.