

شیمی کانی تورمالین و مقایسه انواع آن در پگماتیت‌های منطقه زمان آباد، استان همدان

سارا موسوی، سیدوحید شاهرخی*

دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم آباد، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

رضا زارعی سهامیه

دانشگاه لرستان، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

پذیرش ۹۹/۱۰/۰۲

دریافت ۹۹/۰۱/۲۸

چکیده

ناحیه زمان آباد در جنوب استان همدان واقع شده است و به زون ماگمایی-دگرگونی سندانج-سیرجان تعلق دارد. واحدهای سنگی موجود شامل اسلیت، فیلیت، شیست‌های آندالوزیت-گارنت‌دار، شیست‌های سیلیمانیت‌دار، هورنفلس، واحد پگماتیتهای و آبرفت‌های عهد حاضر است. مهم‌ترین واحد زمین‌شناسی موجود توده گرانیتوئیدی الوند به سن ژوراسیک میانی است. حضور تورمالین‌های با چندرنگی قهوه‌ای-سبز و تورمالین‌های خودشکل آبی‌رنگ احتمالاً از نوع ایندیکولیت از مشخصات بارز تورمالین‌های ناحیه زمان آباد هستند. بر اساس آنالیز الکترون میکروپروب انجام شده روی کانی تورمالین و به کمک نمودارهای مختلف می‌توان گفت که تورمالین موجود در پگماتیت‌های گرانیتی از نوع شورل و تعداد اندکی نیز از نوع فوئیتیت بوده است، ضمناً تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها از نوع شورل و تعدادی نیز تمایل به قطب دراویت دارند. بر اساس پژوهش‌های انجام شده تورمالین موجود در پگماتیت‌های گرانیتی از نوع قلیائی و جایگاه خالی و تورمالین موجود در پگماتیت‌های هورنفلس‌ها از نوع قلیائی هستند. ویژگی‌های متعدد تورمالین متعلق به پگماتیت‌های گرانیتی از قبیل خودشکلی، وجود نداشتن زون‌بندی شیمیائی، زیاد بودن مقدار Al و $Fe/Fe+Mg$ ، نقصان در جایگاه X تورمالین‌ها و وجود سنگ میزبان گرانیتوئیدی فقیر از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن حاکی از ماگمایی بودن آنها است. همچنین قلیائی بودن، نبود نقصان در جایگاه X، مقدار بالای منیزیم، پائین بودن مقدار Al و $Fe/Fe+Mg$ در تورمالین موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها و وجود سنگ میزبان از نوع متاپلیت‌های فقیر از Ca، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالینی نشان‌دهنده گرمایی بودن این مجموعه است.

واژه‌های کلیدی: تورمالین، ایندیکولیت، ماگمایی، گرمایی، زمان آباد، همدان

مقدمه

تورمالین علاوه بر پیچیدگی و تنوع ترکیب شیمیائی، توانایی بسیار زیادی برای جای‌گزینی عناصر مختلف در ساختار خود دارد. این امر منجر به افزایش مقاومت و پایداری این کانی در محدوده وسیعی از تغییرات دما و فشار شده است [۱]، [۲]. این کانی در محدوده دمایی ۱۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار یک تا ده کیلو بار پایدار است [۳]. گاهی تبلور این کانی در شرایط ورود به مرحله ساب‌سولیدوس صورت می‌گیرد [۴]. ضمناً ترکیب محلول جامد تورمالین به‌وسیله کانی هم‌زیست همراه و ترکیب فاز سیال کنترل می‌شود. به‌عنوان مثال، دراویت در محیط‌هایی با فعالیت‌های زیاد Na و Mg پایدار است. کانی‌های حاوی میزان بالای آلکالی‌ها با آب واکنش داده و با تولید محلول‌های

آلکالی، از رشد تورمالین جلوگیری می‌کنند [۵]، [۶]. Fe و Mg برای تشکیل تورمالین ضروری هستند [۷]. به علاوه، مقدار کمی بور، فشار و PH بالا، فوگاسیته اکسیژن برای ایجاد تورمالین لازم است. در PH بالای ۶/۵ تورمالین پایدار شده و دیگر فاز بور وجود ندارد. Al_2O_3 به تشکیل و پایداری تورمالین در سیالات اسیدی کمک می‌کند. به هر حال، حمل Al به وسیله انواع آلکالی‌بورات‌ها آسان است [۵]. همچنین بر اساس نوع سنگ میزبان می‌توان در بسیاری عناصر کمیاب موجود در کانی تورمالین تغییرات سیستماتیک مشاهده کرد [۸]. بر این اساس می‌توان از کانی تورمالین جهت تشخیص جایگاه زمین‌شناسی و تعیین شاخص‌های ترکیب ژئوشیمیایی سنگ‌های میزبان استفاده کرد [۹]، [۱۰]، [۱۱]، [۱۲]. بر اساس بررسی‌های انجام شده، تورمالین‌های واقع در زون سنندج-سیرجان و در مناطقی همانند الوند همدان [۱۳]، منگاو و گنجانمه [۱۴]، ناحیه بروجرد [۱۵]، شمال‌خاوری گلپایگان [۱۶]، جنوب دورود [۱۷]، شرق دورود [۱۸] و شمال الیگودرز [۱۹] اکثراً ماگمائی، غالباً از نوع شورلیت و فاقد زون‌بندی شیمیایی هستند. در این مقاله، به کمک نتایج ریزپردازش الکترونی، ترکیب تورمالین‌های ناحیه زمان‌آباد بررسی شده است و نوع، منشأ و همچنین محیط تشکیل آنها تعیین شده است.

مواد و روش‌ها

به منظور تعیین ترکیب، نوع و منشأ تورمالین در واحدهای مختلف تورمالین‌دار ناحیه زمان‌آباد، تعداد ۳۰ نمونه از پگماتیت‌های تورمالین‌دار موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی و ۱۵ نمونه از پگماتیت‌های تورمالین‌دار موجود در هورنفلس‌های ناحیه زمان‌آباد برداشت شد. پس از بررسی پتروگرافی و کانی‌شناسی مقاطع نازک-صیقلی تهیه شده از این نمونه‌ها، تعداد ۱۰ مقطع برای تجزیه الکترون میکروپروب انتخاب شد. برای بررسی شیمی کانی تورمالین‌ها تعداد ۳۰ نقطه از واحدهای مختلف تورمالین‌دار با استفاده از دستگاه CAMECA-SX-100 و استانداردهای مختلف برای ۱۲ عنصر در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شدند. ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵ کیلو الکترون ولت (keV) و شدت جریان ۲۰ نانو آمپر (nA) بوده است. از استانداردهای ژادئیت سیلیکاتی برای سدیم، انستاتیت برای منیزیم، فایالیت برای آهن و منگنز، آپاتیت برای فسفر، ولاستونیت برای کلسیم، فلدسپار قلیایی برای سدیم و آلومینیوم استفاده شد.

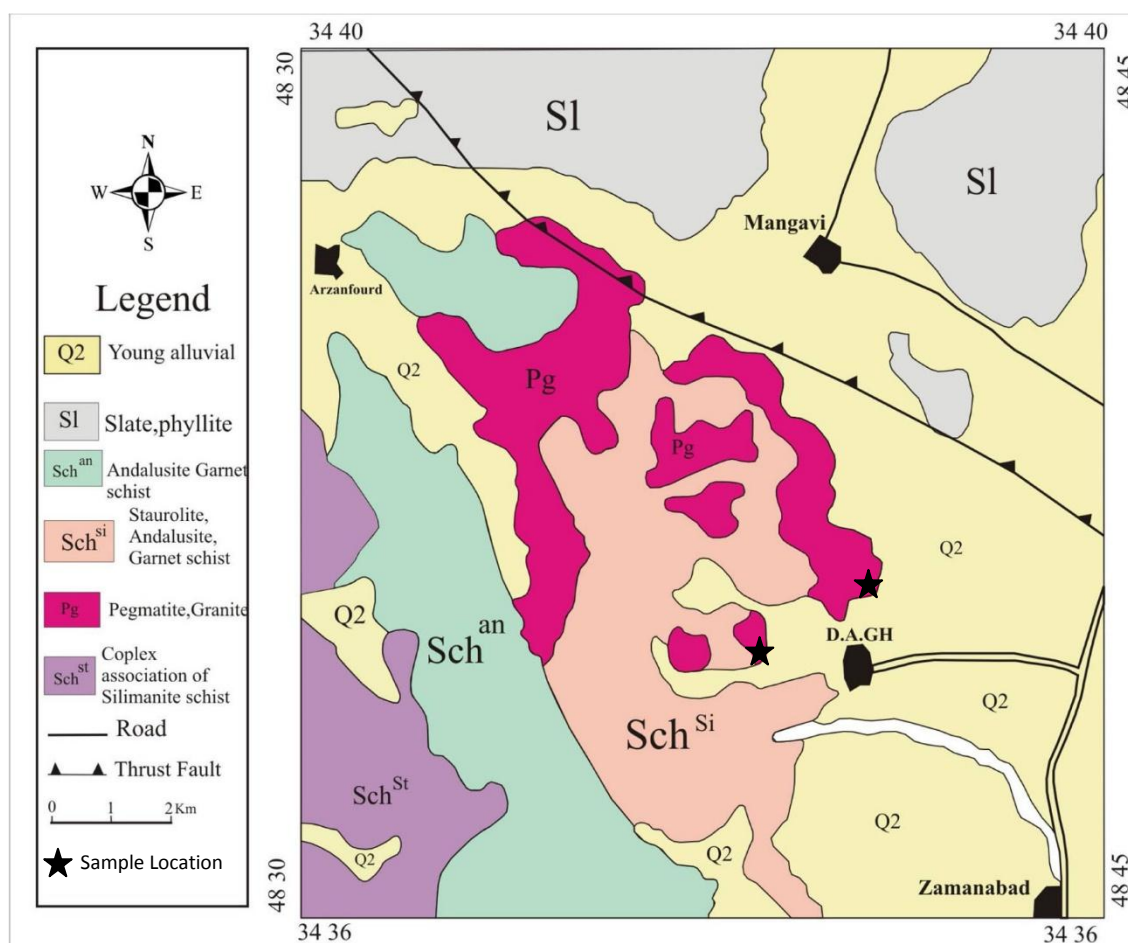
خطای تجزیه برای عناصر اصلی ۱٪ نسبی و برای عناصر فرعی ۵٪ نسبی است. رابطه ساختاری براساس ۳۱ اکسیژن، با فرض مقدار استوکیومتری H_2O به صورت (OH) یعنی $apfu\ OH+F=4$ (اتم در واحد فرمول) محاسبه شد. مقادیر B_2O_3 نیز به صورت استوکیومتری به صورت ۳ اتم B در واحد فرمول محاسبه شد. با توجه نبود جای خالی در سایت‌های اکتاهدری $[Li] = (T+Z+Y) - 15$ ؛ مقدار Li اختصاص یافته به مکان بلورشناسی Y؛ از مجموع ایده‌آل کاتیون‌هایی که مکان‌های $T+Z+Y=15$ را اشغال می‌کنند، کسر شد [۱۰]. کاتیون‌های آهن و منگنز بر پایه بررسی‌های ساختار بلوری تورمالین، دو ظرفیتی در نظر گرفته شد، زیرا این بررسی‌ها نشان داده‌اند که این متداول‌ترین ظرفیت منگنز و آهن در تورمالین است [۲۰]. (جدول‌های ۱ و ۲).

زمین‌شناسی عمومی

ناحیه زمان‌آباد در جنوب شهر همدان و بین طول‌های جغرافیایی $30^{\circ} 48'$ تا $30^{\circ} 48'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $34^{\circ} 36'$ تا $34^{\circ} 40'$ شمالی و در ضلع شرقی برکه $1/100000$ همدان واقع شده قابل پی‌گیری

است (شکل ۱). از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری این ناحیه بخشی از پهنه سنندج- سیرجان است [۲۱] و در زیر پهنه بیستون شامل کرنات‌های محیط کم عمق دریا از زمان تریاس پسین تا کرتاسه پسین قرار دارد [۲۲]. با کمک تصاویر هوایی ناحیه زمان‌آباد، و پس از انجام پژوهش‌های صحرایی، بررسی واحدهای سنگی و مطالعه مقاطع نازک اقدام به تهیه نقشه ۱/۲۰۰۰۰ از ناحیه بررسی شده کردیم (شکل ۱). بر این اساس واحدهای سنگی موجود در ناحیه بررسی شده مشتمل بر اسلیت و فیلیت (واحد SI)، شیست‌های آندالوزیت و گارنت‌دار (واحد Schan)، شیست‌های استارولیت، آندالوزیت و گارنت‌دار (Schsi)، مجموعه دگرگونی شیست‌های سیلیمانیت‌دار (واحد Schst)، واحد پگماتی (Pg)، آبرفت‌های عهد حاضر (واحد Q2) است. اسلیت و فیلیت‌ها با راستای NW-SE به‌رنگ خاکستری تیره متمایل به سیاه و گاهی سبز و کرم، دارای فولیاسیون بسیار خوب است که تشخیص لایه‌بندی نخستین (S1) در آنها بسیار دشوار است و در مواردی با وجود لایه‌های غنی از کوارتز در تناوب با لایه‌های پر مایه از میکا مشخص می‌شود. واحد شیست‌های آندالوزیت و گارنت‌دار با روند NW-SE و بافت پورفایروبلاستیک، با داشتن آندالوزیت‌های فراوان از ۳ تا ۲۵ سانتی‌متر و گارنت مشخص می‌شود. گمان می‌رود که این تبدیل در نتیجه تأثیر سیالات حاصل از گرانیتهای در فاز پنوماتولیتی رخ داده باشد. بر اساس بررسی‌های انجام شده، نفوذ توده گابروئی به‌درون سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای موجب ذوب‌بخشی آنها شده و گرانیتهای پگماتیتهای زمان‌آباد از این رهگذر پدید آمده است [۲۳]. واحد شیست‌های استارولیت، آندالوزیت و گارنت‌دار گسترده‌ترین شیست‌های منطقه بوده است و با داشتن پورفایروبلاست‌های استارولیت و بافت پورفایروبلاستیک، لپیدوبلاستیک و گرانوبلاستیک مشخص می‌شوند. در این واحد رگه‌های کوارتز بسیار ضخیمی وجود دارد که بر اثر تفریق دگرگونی پدیدار شده‌اند. در شمال زمان‌آباد، واحدهای دگرگونی خاصی رخنمون دارند که از سیلیمانیت و آندالوزیت پرمایه‌اند. سیلیمانیت‌های این محدوده به‌طور عمده سیلیمانیت فیبری (Fibrolite) هستند. این سنگ‌ها عمدتاً دارای بافت پورفایروبلاستیک با زمینه گرانوبلاستیک هستند. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که یک آپوفیز گابروئی به درون شیست‌های Schg و Schan نفوذ کرده که در نقشه به‌عنوان یک گنبد حرارتی متمایز شده است [۲۴]. نهشته‌های آبرفتی و پادگانه‌ای مسطح نیز با گسترش چشم‌گیر، از قله‌های ریز شن و ماسه همراه رس تشکیل شده است.

گرانیتهای به‌ویژه گرانیتهای پورفایروئیدی (مونزوگرانیتهای گرانودیوریت) مزوکرات تا لوکوکرات است و بخش بزرگی از مجموعه پلوتونیک الوند را شامل شده و گرانیتهای تیره (تونالیت‌ها) و روشن‌تر (هولولوکرات) حجم کمی از توده را می‌سازند. بر اساس پژوهش‌های انجام شده، قدیمی‌ترین سنگ‌های این مجموعه تونالیت‌ها و پس از آن مونزوگرانیتهای بوده است و در نهایت گرانیتهای هولولوکوکرات جوان‌ترین سنگ‌ها هستند [۲۵]. برخی دایک‌های فلسیک با ترکیب آپلیتی و پگماتیتهای، با روند شمال باختری-جنوب خاوری، سنگ‌های گرانیتهای منطقه را قطع کرده‌اند [۲۶]. بر اساس بررسی‌های انجام شده پگماتیت‌های همدان به دو دسته شمال و جنوب تقسیم‌بندی می‌شوند که پگماتیت‌های زمان‌آباد در گروه پگماتیت‌های جنوب قرار می‌گیرند. این پگماتیت‌ها، اغلب از نوع پگماتیت‌های تورمالین‌دار، پگماتیت‌های کوارتز و موسکوویت‌دار، پگماتیت‌های آلومینوسیلیکات‌دار و رگه‌های کوارتزی و تورمالینیت هستند [۲۷].



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ناحیه زمان‌آباد [۲۴]

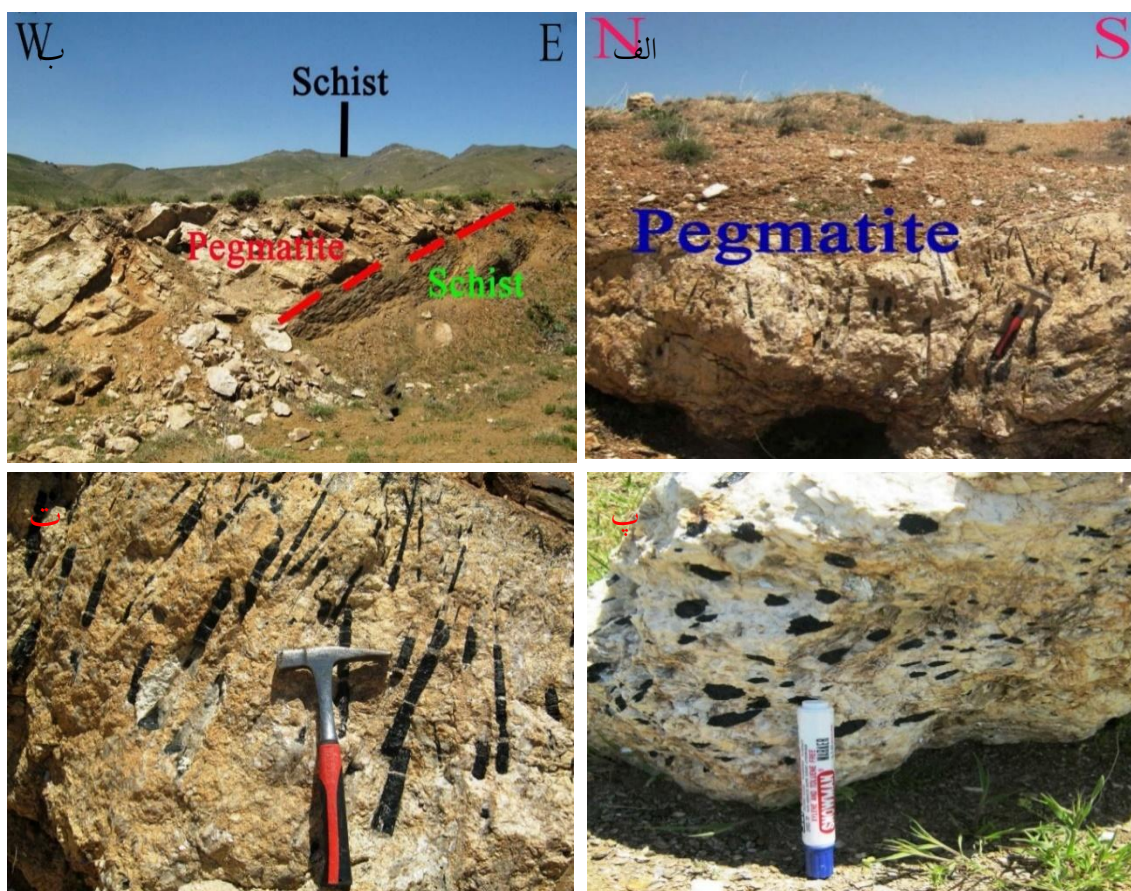
پژوهش‌های انجام شده نشان می‌دهد که برخی از پگماتیت‌های همدان، دارای H_2O و CO_2 است و خاستگاه دوگانه دگرگونی و آذرین دارند و برخی دیگر CO_2 داشته و خاستگاه دگرگونی دارند [۲۸]، [۲۹]. بر این اساس، با حضور سیال گرانیتی و تحت تأثیر گرمای توده، سنگ‌های دگرگونی ذوب شده و پگماتیت‌های با خاستگاه دوگانه دگرگونی و آذرین را به وجود آورده‌اند. همچنین پیدایش بخشی از پگماتیت‌های همدان نیز تحت تأثیر دگرگونی بوده است. بر اساس بررسی‌های انجام شده دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی توده گرانیتوئیدی الوند و هورنفلس‌های مجاور آنها وابسته به آخرین فاز ماگمایی در این منطقه هستند [۱۳]. بر اساس سن‌سنجی به روش U-Pb روی کانی زیرکن سن ۱۷۰ میلیون سال پیش برای توده‌های گرانیتوئیدی الوند مشخص شده است [۳۰]. از طرفی سن‌سنجی انجام شده به روش‌های K-Ar و Rb-Sr روی کانی بیوتیت در گرانیت پوروفیروئید ۷۰ تا ۷۵ میلیون سال پیش و در سنگ‌های بازیک الوند ۷۸-۹۰ میلیون سال پیش و سن مسکوویت در پگماتیت‌ها ۱۰۰ میلیون سال پیش را نشان می‌دهد [۳۱].

ویژگی‌های صحرایی و پتروگرافی واحدهای تورمالین‌دار

بر اساس پژوهش‌های صحرایی انجام شده و بر پایه جایگاه و ترکیب کانی‌شناسی، پگماتیت‌های تورمالین‌دار در سنگ‌های گرانیتوئیدی، شیست‌ها و هورنفلس‌ها جای‌گزین شده‌اند. پگماتیت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی دارای کانی‌شناسی ساده است و بیش‌تر دارای کوارتز، تورمالین، ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز، موسکوویت، اسفن،

زیرکن، آپاتیت و اکسید آهن است و بافت گرانولار و پرتیتی دارند [۲۴]. گروه دیگر پگماتیت‌های واقعی یا رگه‌ای هستند که به‌داخل پگماتیت‌های نوع اول و یا به داخل شیست‌های آندالوزیت‌دار و یا هورنفلس‌ها تزریق شده‌اند. این پگماتیت‌ها در ناحیه زمان‌آباد گسترش دارند و حاوی بلورهای مسکوویت، تورمالین، فلدسپات و گارنت هستند [۳۲].

پگماتیت‌های تورمالین‌دار درون سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه زمان‌آباد به‌صورت توده‌ای و به شکل‌های بلوکی و عدسی مانند در برونزدهایی به ضخامت‌های متفاوت از چند متر و حداکثر تا ۲۰ متر دیده می‌شوند (شکل ۲ آ). این سنگ‌ها گاهی در شیست‌های موجود در منطقه نفوذ کرده‌اند (شکل ۲ ب). پگماتیت‌های تورمالین‌دار به لحاظ ابعاد بلورین به دو شکل درشت بلور و متوسط بلور دیده می‌شود. مجموعه‌ای از دانه‌های تورمالین با اشکال تقریباً کروی و یا بیضوی شکل با قطر متوسط ۳ الی ۶ سانتی‌متر (شکل ۲ پ) و نیز به‌صورت کشیده به قطر ۴ سانتی‌متر و طول ۳۰ سانتی‌متر در پگماتیت‌های تورمالین‌دار زمان‌آباد قابل مشاهده است (شکل ۲ ت).



شکل ۲. تصاویر صحرایی از ناحیه بررسی شده زمان‌آباد، (آ) پگماتیت‌های تورمالین‌دار ناحیه بررسی شده، (ب) مرز بین توده‌های پگماتیتی و شیست‌ها، (پ) تورمالین‌های توده‌ای در پگماتیت‌های ناحیه بررسی شده، (ت) تورمالین‌های کشیده در ناحیه بررسی شده

ساخت شانه‌ای بلورهای تورمالین در برخی پگماتیت‌ها قابل مشاهده است. به این ترتیب که در کناره و در نزدیکی رگه‌ها با سنگ میزبان، دانه‌های ریز تورمالین دارای کشیدگی به‌سمت درون رگه‌ها هستند. در این بخش به‌علت اختلاف دما میان پگماتیت و توده همانند حاشیه انجماد سریع، بلورهای تورمالین به‌صورت ریز دانه و فراوان متبلور شده‌اند. در واقع این بخش به‌عنوان یک سد شیمیایی از تبادل مواد بین پگماتیت و سنگ میزبانش جلوگیری می‌کند.

این پدیده را در برخی از پگماتیت‌ها که در کنار توده به شکل آپلیت و در حرکت به سوی هسته بلورها درشت تر می‌شوند قابل مشاهده است. بلورهای تورمالین از خارج به سمت داخل درشت‌تر شده و به شکل کشیده و عمود بر رگه پگماتیته رشد کرده‌اند. این پدیده‌ها می‌توانند در جهت جریان‌های درون پگماتیت و در پی نقل و انتقالات مواد و هم‌چنین ناشی از رشد سریع بلور باشند [۳۳].

پگماتیت‌های درون سنگ‌های گرانیتوئیدی حاوی تورمالین‌های درشت همراه با کوارتز و فلدسپار دیده می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی کانی‌های همراه تورمالین، شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، گارنت و به مقدار کم موسکوویت است (شکل ۳ آ). کانی کوارتز دارای خاموشی ساده است و دگرشکلی در آنها تأثیری نداشته است. البته در مجاورت پلاژیوکلازها گاهی کوارتزهای دارای خاموشی موجی و ساب‌گرین شده حضور دارند. این امر می‌تواند بیان‌گر شکل‌گیری کوارتزها هم‌زمان و کمی بعد از رخداد پنوماتولیتی باشد. پلاژیوکلازها از نوع آلکالن و دارای ترکیب آلبیت-لیگوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک بسیار باریک هستند. این پلاژیوکلازها که گاهی تا ۵ میلی‌متر طول دارند، اغلب نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل هستند. پلاژیوکلازها یک دگرشکلی ضعیف تا متوسط را تحمل کرده و اغلب دارای ماکل سرنیزه‌ای و گاهی خمش ماکلی شده‌اند. پولک‌های موسکوویت درون تورمالین‌ها قابل مشاهده است. موسکویت به‌صورت بلورهای تخته‌ای و خودشکل با ابعاد تا ۳ میلی‌متر حضور دارد این بلورها گاهی در حواشی بلوری، تا حدودی دگرشکل شده‌اند. گاهی خمش در رخ‌های موسکوویت مشاهده می‌شود که فرضیه‌ی هم‌زمانی دگرشکلی با ورود فاز ماگمای باقیمانده به میان بلورهای اولیه‌ی پلاژیوکلاز را تقویت می‌کند.

مجموعه بلورهای تورمالین، گاهی بیش از ۲ سانتی‌متر طول داشته و مشتمل بر تورمالین‌های سبز-قهوه‌ای و تورمالین آبی هستند. تورمالین‌های سبز-قهوه‌ای قدیمی‌تر از تورمالین‌های آبی هستند (شکل ۳ ب). تورمالین‌هایی که دارای چندرنگی آبی و احتمالاً از نوع ایندیکولیت هستند، مربوط به فاز تاخیری تورمالین‌زایی است و دارای فرم بلوری نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل و به‌صورت منشوری کوتاه تا میله‌ای است و دارای خط‌بندی‌های شاخص تورمالین‌ها به موازات محور نوری هستند (شکل ۳ پ). البته خودرنگی بسیار شدید در اغلب این بلورها باعث گردیده تا گاهی چندرنگی قابل تشخیص نباشد. گاهی تورمالین‌های سوزنی به‌صورت ادخال درون تورمالین‌های درشت‌بلور قرار گرفته است که نشان‌دهنده شکل‌گیری تورمالین‌ها در دوفاز است.

پگماتیت‌های درون هورنفلس‌ها حاوی کوارتز و تورمالین است و در حاشیه توده گرانیتوئیدی قرار دارند. در مقاطع میکروسکوپی کانی‌های کوارتز، تورمالین، پلاژیوکلاز، ارتوزرسیستی، گارنت و به‌مقدار بسیار کم مسکوویت به‌صورت ثانویه قابل مشاهده است. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی به‌نظر می‌رسد که یک فاز تاخیری از مواد مذاب غنی از سیلیس و بور و سایر عناصر دارای شعاع یونی بزرگ در شرایط پنوماتولیتی سبب شکل‌گیری این واحد شده باشد، به‌طوری‌که مجموعه‌ای ریزبلور متشکل از تورمالین و کوارتز به‌صورت جهت‌یافته و هورنفلسی بیش از ۷۰ درصد از حجم نمونه را تشکیل داده‌اند.

گاهی بلورهای ریز کوارتز، به‌صورت بافت پوئیکلیتیکی درون بلورهای بی‌شکل و درشت تورمالین قرار دارند (شکل ۳ ت) گاهی نیز بلورهای تورمالین درون کوارتزهای درشت‌بلور و بی‌شکل جای گرفته‌اند. این امر می‌تواند بیان‌گر هم‌زمانی در رشد و تشکیل کوارتز و تورمالین در این واحد باشد.

در این واحد دو نوع تورمالین وجود دارد:

گروه اول، تورمالین‌های بی‌شکل همراه با کوارتز درون زمینه جهت‌دار و هورنفلسی است. تورمالین‌های این بخش‌های هورنفلسی، اغلب دارای چندرنگی قهوه‌ای-سبز هستند و متفاوت با تورمالین‌های خودشکل با چندرنگی آبی هستند. تورمالین‌های سبز-قهوه‌ای منطقه‌بندی نامنظم شیمیایی دارند.

گروه دوم، تورمالین‌های خودشکل با چندرنگی آبی و احتمالاً از نوع ایندیکولیت هستند. در این نمونه، بخشی از یک تورمالین درشت‌بلور آبی که بیش از ۳۰ درصد از مقطع را به خود اختصاص داده، وجود دارد. این مگا کریستال تورمالین، حاشیه بلوری کاملاً منظم و چندرنگی منظم آبی رنگ دارد (شکل ۳ ث). در واقع، به نظر می‌رسد که این تورمالین‌ها، در دو فاز متفاوت از نظر زمانی و شاید از دیدگاه ترکیب مذاب باقی‌مانده تشکیل شده باشد. تورمالین‌های سبز-قهوه‌ای با فاز غنی از سیلیس همراه است و کوارتز-تورمالین را شکل داده‌اند؛ در حالی که تورمالین‌های آبی (احتمالاً ایندیکولیت) همراه با موسکویت است و غنی از عناصر دارای شعاع یونی بزرگ هستند.

در بخش‌هایی از نمونه‌ها مقادیر تورمالین به شدت افزایش می‌یابد و بیش از کوارتز و موسکویت می‌شود. ولی در بخش‌هایی نیز تورمالین وجود نداشته و مجموعه‌ای ریزبلور از کوارتز و موسکویت حضور دارد. به همین دلیل، در نمونه دستی نوارهای تیره و روشن شکل گرفته که بخش‌های روشن شامل موسکویت و کوارتز، و بخش‌های تیره متشکل از تورمالین و کوارتز است. در فضاهای بزرگ‌تر موجود در این واحد، مجموعه‌های درشت‌بلور کوارتز، موسکویت و تورمالین تشکیل شده‌اند.

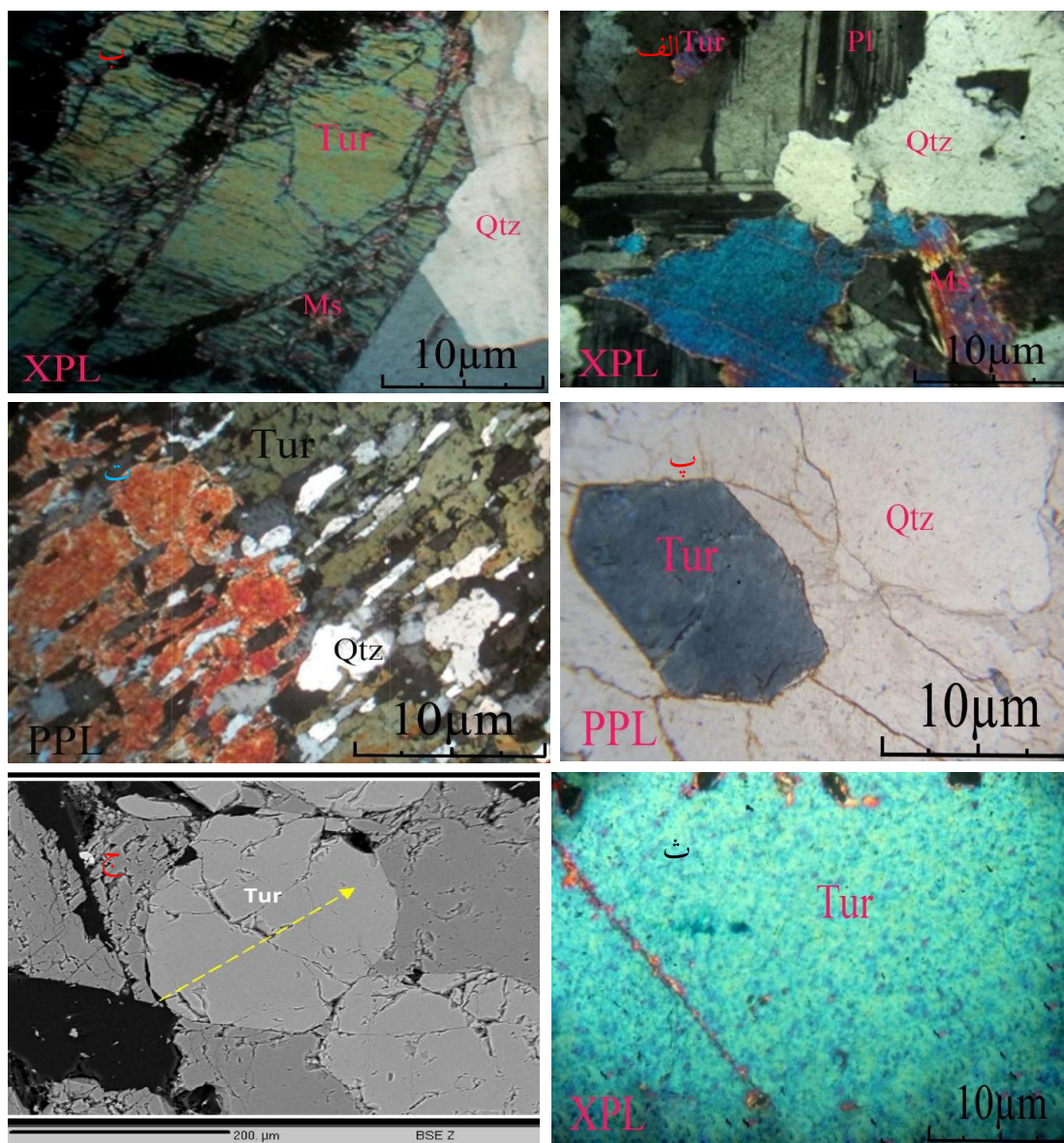
بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که تورمالین‌های موجود در دایک‌های پگماتیته و آپلیتی توده الوند (واقع در شمال ناحیه بررسی شده) و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی وابسته به آن از نوع شورل-دراویت است و حاصل فرآیندهای ماگمایی-گرمایی هستند [۱۳]، [۱۴].

شیمی کانی تورمالین در منطقه بررسی شده

بر اساس تجزیه‌های الکترون میکروپروب (بر اساس ۳۱ آنیون اکسیژن در فرمول ساختاری) (شکل ۳ ج) و به‌منظور طبقه‌بندی تورمالین‌های موجود و بررسی تغییرات ترکیبی در نسبت‌های Ca ، Na ، Mg ، Fe ، از نمودار دوتایی $Na/(Na+Ca)$ در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ [۳۵] و نمودار دوتایی $Ca/(Ca+Na)$ نسبت به $Mg/(Mg+Fe)$ [۳۶] استفاده شده است. بر اساس این نمودارها، تمام تورمالین‌های موجود پگماتیت‌های گرانیتی در قطب شورل قرار گرفته‌اند. همچنین اکثر تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها در قطب شورل قرار گرفته و تعداد کمی از آنها تمایل به قطب دراویت را از خود نشان می‌دهند. با توجه به این‌که تورمالین‌های ماگمایی نسبت به تورمالین‌های گرمایی دارای مقدار نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ بیش‌تری هستند [۳]، بنابراین تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی، خاستگاه ماگمایی دارند. همچنین ناهماهنگی مقادیر Fe_{2+} و Mg با یکدیگر و زیاد بودن مقدار Fe_{2+} نسبت به Mg در تورمالین نشان‌دهنده تشکیل آنها به صورت ماگمایی بوده است (شکل ۴ آ و ب).

هم‌چنین به کمک نمودار دوتایی $X_{Vacancy}/(Na+X_{Vacancy})$ در برابر $Mg/(Mg+Fe)$ که برای تقسیم‌بندی تورمالین‌های غنی از آلومینیم و تغییرات ترکیبی در نسبت‌های Ca ، Na ، Mg ، Fe استفاده می‌شود [۳۷]، بیش‌تر تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی در گستره شورل-فوئیتیت و اکثر تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها در گستره شورل-دراویت قرار می‌گیرند. در تورمالین‌های ناحیه بررسی شده نسبت $X_{Vacancy}/(Na+X_{Vacancy})$ بین ۰/۲ تا ۰/۸ تغییر می‌کند لیکن در دو نمونه از تورمالین‌های پگماتیتی این نسبت ۰/۹ است (شکل ۴ پ).

تورمالین‌ها در نمودار سه‌تایی $(Ca, X_{vacancy}), Na+(K)$ بر اساس جایگاه X و عناصری که در این جایگاه قرار می‌گیرند به انواع تورمالین‌های آلکالن، تورمالین‌های کلسیک و تورمالین‌های $X_{vacancy}$ تقسیم می‌شوند [۳۷]. بر اساس این رده‌بندی تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها در گستره قلیایی و تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی بیش‌تر در گستره قلیایی و تعدادی در گستره انوعی که موقعیت X آنها خالی است قرار می‌گیرند که این مسئله نشان‌گر زیادبودن Na, K موجود در جایگاه X نسبت به مقدار Ca و مقدار کمبود جایگاه مورد نظر است (شکل ۴ ت). تورمالین‌های قلیایی در شرایط اسیدی و دمای پایین تشکیل می‌شوند [۳۶]، [۳۸].



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی و میکروسکوپ الکترونی از نمونه‌های برداشت شده از ناحیه بررسی شده زمان آباد، (آ) بافت گرانولار و درشت‌بلور متشکل از بلاژیوکلاز، کوارتز، موسکویت و تورمالین، (ب) درشت‌بلور سبز-قهوه‌ای تورمالین، (پ) تورمالین آبی در پگماتیت‌های گرانیتی ناحیه بررسی شده، (ت) بافت پوئیکلیتیک-هورنفلسی متشکل از کوارتز و تورمالین (ث) نمایی از درشت‌بلور تورمالین آبی (احتمالاً ایندیکولیت)، (ج) تصویر BSE از تورمالین‌های ناحیه زمان آباد. علائم اختصاری بر اساس [۳۴]

جدول ۱. تجزیه‌های میکروپروب از تورمالین‌های موجود در پگماتیت گرانیت‌ها

Sample No.	SH1			SH3			SH6			
	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
Point										
SiO ₂	۳۶/۳۳	۳۶/۵۲	۳۶/۵۷	۳۷/۰۸	۳۶/۷۷	۳۶/۴۵	۳۷/۱۶	۳۶/۶۹	۳۶/۵۸	۳۶/۶
TiO ₂	۰/۱۷	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱
Al ₂ O ₃	۳۵/۵۶	۳۵/۱۶	۳۵/۵۶	۳۶/۵۸	۳۵/۵۱	۳۵/۳۴	۳۶/۱۵	۳۵/۷۸	۳۵/۴۴	۳/۴۰
Cr ₂ O ₃	.	۰/۰۱	۰/۰۰۲	.	.
FeO	۱۴/۱۸	۱۴/۵۱	۱۴/۷۹	۱۴/۵۷	۱۴/۹۹	۱۴/۶۵	۱۴/۷۳	۱۴/۴	۱۴/۱۲	۱۴/۵
MnO	۰/۳۳	۰/۳۰	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۳	۰/۲۹	۰/۲۸
MgO	۰/۱۴	۰/۰۵	۰/۰۸	.	۰/۱۴	۰/۱۸	.	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۲۲
CaO	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۱
Na ₂ O	۱/۸۳	۱/۸۳	۱/۳	۱/۸۴	۱/۸۴	۱/۷۹	۱/۹۲	۱/۷۱	۱/۱۶	۱/۸
K ₂ O	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۷
F	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۴۱	.	.	۰/۲۵	۰/۴۱	.	.	.
F=O	۰/۰۳	.	.	۰/۱۷	۰.	۰/۱۱	۰/۱۷	.	.	.
Total	۸۸/۹۶	۸۸/۵۸	۸۹/۲۹	۹۰/۶۴	۸۹/۷۸	۸۹/۱۶	۹۰/۹۴	۸۹/۲۵	۸۷/۸۷	۸۹/۲
Si	۵/۹۰	۵/۹۴	۵/۹۴	۵/۸۹	۵/۹۲	۵/۹۲	۵/۹۱	۵/۹۲	۵/۹۷	۵/۹۲
Ti	۰/۰۲۱	۰/۰۰۹	۰/۰۱۵	۰/۰۱۲	۰/۰۱۳	۰/۰۱۵	۰/۰۱۷	۰/۰۱۷	۰/۰۱	۰/۰۱
Al	۶/۸۰۷	۶/۷۴۷	۶/۸۰۷	۶/۸۴۹	۶/۷۴۲	۶/۷۶۵	۶/۷۸۳	۶/۸۰۴	۶/۸۲	۶/۷۵
Fe ²⁺	۱/۹۲۶	۱/۹۷۶	۲/۰۰۹	۶/۹۴	۲/۰۲	۱/۹۹	۱/۹۶	۱/۹۴	۱/۹۲	۱/۹۷
Mn	۰/۲۸۶	۰/۱۸۳	۰/۲۷۱	۰/۱۴۶	۰/۲۳۳	۰/۳۰۸	۰/۲۷	۰/۲۵۳	۰/۰۱	۰/۱۹
Mg	۰/۰۳۴	۰/۰۱۲	۰/۰۱۹	.	۰/۰۳۴	۰/۰۴۴	.	۰/۰۲۹	۰/۰۱	۰/۰۵
Ca	۰/۰۱۴	۰/۰۱	۰/۰۱۴	۰/۰۱۵	۰/۰۱۴	۰/۰۱۲	۰/۰۱۴	۰/۰۱	۰/۰۰۹	۰/۰۳
Na	۰/۵۷۶	۰/۵۷۸	۰/۵۰۹	۰/۵۷۳	۰/۵۷۵	۰/۵۶۴	۰/۵۹۳	۰/۵۳۵	۰/۴۶۷	۰/۵۶
K	۰/۰۰۸	۰/۰۱	۰/۰۱۲	۰/۰۰۸	۰/۰۱	۰/۰۰۸	۰/۰۱۲	۰/۰۰۸	۰/۰۰۶	۰/۰۱
Al(Y)	۰/۷۰۸	۰/۶۹۳	۰/۷۴۷	۰/۷۴۱	۰/۶۶۶	۰/۶۸۵	۰/۶۹۹	۰/۷۲۵	۰/۸	۰/۶۷
Al(Z)	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶
T+Z+Y	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵
X _{vac}	۰/۴۰۲	۰/۴۰۲	۰/۵۶۵	۰/۴۰۴	۰/۴۰۱	۰/۴۱۶	۰/۳۸۱	۰/۴۴۷	۰/۳۱۸	۰/۴۰
Na+K	۰/۵۸۴	۰/۵۸۸	۰/۴۲۱	۰/۵۸۱	۰/۵۸۵	۰/۵۷۲	۰/۶۰۵	۰/۵۴۳	۰/۳۷۳	۰/۵۷
X _{vac} +Na	۰/۹۷۸	۰/۹۸	۰/۹۷۴	۰/۹۷۷	۰/۹۷۶	۰/۹۸	۰/۹۷۴	۰/۹۸۲	۰/۹۸۵	۰/۹۶
R ₂	۲/۶۷۳	۲/۶۸۶	۲/۷۸	۲/۶۸۱	۲/۷۲۴	۲/۷۲۳	۲/۶۶۴	۲/۷۰۱	۲/۷۵	۲/۷۰
Fe/Fe+Mg	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۱	۰/۹۸	۰/۹۷	۱	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۷
Mg/Mg+Fe	۰/۰۱۷	۰/۰۰۶	۰/۰۰۹	.	۰/۰۱۶	۰/۰۲۱	.	۰/۰۱۴	۰/۰۰۹	۰/۰۲۶

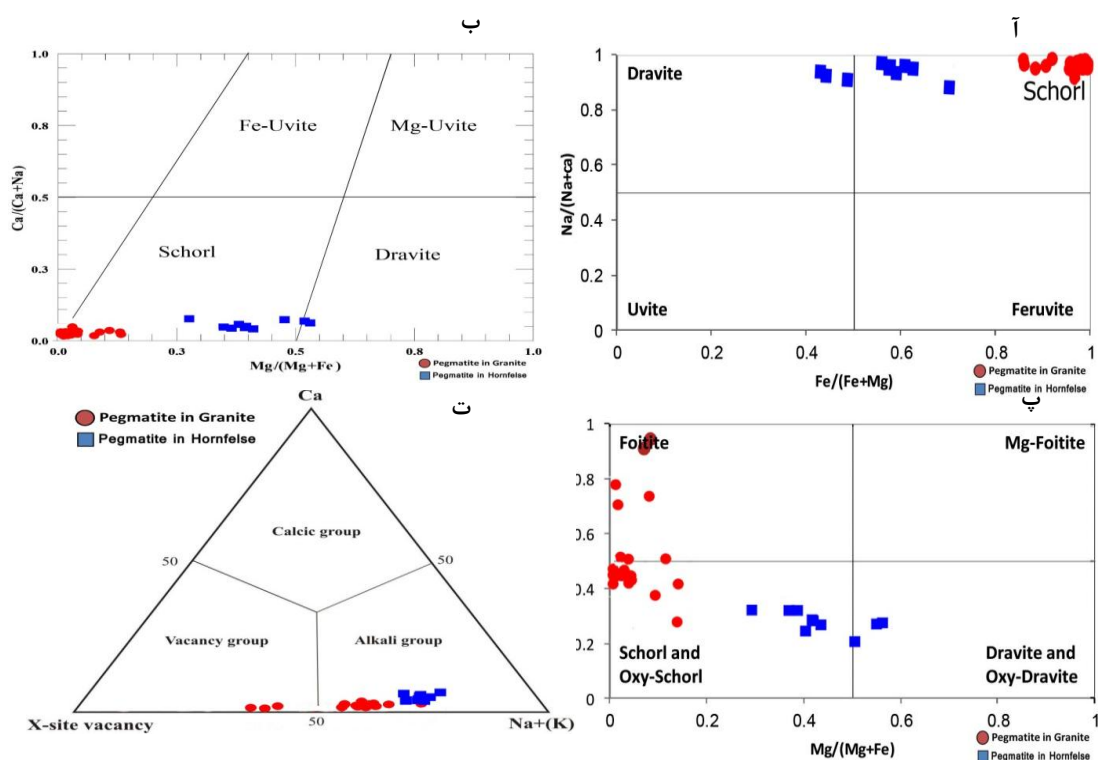
Sample No.	SH8			SH9			SH12			
	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰
Point										
SiO ₂	۳۶/۰۴	۳۶/۵	۳۶/۲۷	۳۶/۵	۳۶/۳۹	۳۶/۶۸	۳۷/۱۲	۳۷/۵	۳۷	۳۷/۲۲
TiO ₂	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۳۴	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۱۴	۰/۲	۰/۲۵	۰/۲
Al ₂ O ₃	۳۳/۸۹	۳۳/۸۲	۳۳/۶۳	۳۳/۸۲	۳۴/۱۵	۳۴/۱۵	۳۴/۸۵	۳۵/۱۴	۳۴/۶۵	۳۴/۸۱
Cr ₂ O ₃	.	.	.	۰/۰۱	۰/۰۲	.	۰/۰۱	.	۰/۰۱	.
FeO	۱۵/۳	۱۵/۷۱	۱۵/۸۶	۱۶/۶۲	۱۵/۶۸	۱۴/۸۱	۱۳/۹۷	۱۳/۸۲	۱۴/۷۸	۱۴/۴۸
MnO	۰/۱	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۱	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۰۷	۰/۱۱
MgO	۰/۱	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۱	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۷۶	۱/۲
CaO	۰/۱	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۱۳
Na ₂ O	۱/۶۷	۱/۷۹	۱/۷۸	۱/۸۵	۱/۸۳	۱/۶۸	۱/۲۹	۱/۹۲	۱/۹۷	۲/۱۹
K ₂ O	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۴
F	.	۰/۳	.	.	۰/۳۳	.	.	.	۰/۱۷	.
F=O	.	۰/۱۳	.	.	۰/۱۴	.	.	.	۰/۰۷	.
Total	۸۷/۸۳	۸۸/۹۲	۸۸/۱۹	۸۹/۱۹	۸۸/۹۲	۸۸/۷۹	۸۷/۲۷	۸۹/۹۸	۸۹/۷۷	۹۰/۷۴
Si	۵/۹۵۷	۵/۹۸۳	۵/۹۸۷	۵/۹۸۸	۵/۹۴۶	۵/۹۸	۶/۰۷۴	۵/۹۸	۵/۹۶	۵/۹۴
Ti	۰/۰۴۵	۰/۰۴۷	۰/۰۴۲	۰/۰۱۱	۰/۰۱۶	۰/۰۲۶	۰/۰۱۷	۰/۰۲۴	۰/۰۳	۰/۰۲۴
Al	۶/۶۰۲	۶/۵۳۳	۶/۵۴۳	۶/۵۳۷	۶/۵۹۷	۶/۵۶۳	۶/۷۲۱	۶/۶۰۷	۶/۵۸	۶/۵۴۸
Fe ²⁺	۲/۱۵	۲/۱۵۳	۲/۱۹	۲/۲۷۹	۲/۱۴۹	۲/۰۲	۱/۹۱۲	۱/۸۴۴	۱/۹۹	۱/۹۸۲
Mn	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۱۴	۰/۰۲۴	۰/۰۱۶	۰/۰۱	۰/۰۱۵
Mg	۰/۰۶۶	.	.	۰/۰۷۳	۰/۰۸۱	۰/۲۳۳	۰/۱۴۶	۰/۲۷۱	۰/۱۸	۰/۲۸۶
Ca	۰/۰۱۸	۰/۰۱۶	۰/۰۱۹	۰/۰۲۳	۰/۰۲۱	۰/۰۲۱	۰/۰۱۱	۰/۰۱۴	۰/۰۲	۰/۰۲۲
Na	۰/۵۳۵	۰/۵۵۹	۰/۵۷	۰/۵۸۸	۰/۵۸۲	۰/۵۳۱	۰/۵۹۲	۰/۵۹۴	۰/۶۱	۰/۹۷۸
K	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۱۱	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۱۲	۰/۰۰۸	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۸
Al(Y)	۰/۵۶	۰/۵۱۶	۰/۵۳	۰/۵۲۳	۰/۵۶۱	۰/۵۴۴	۰/۷۲۱	۰/۵۹	۰/۵۴	۰/۴۸۸
Al(Z)	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶
T+Z+Y	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵/۰۷۴	۱۵	۱۵	۱۵
X _{vac}	۰/۴۳۹	۰/۴۱۷	۰/۴	۰/۳۸۱	۰/۳۸۹	۰/۴۳۶	۰/۸۸۹	۰/۳۸۲	۰/۳۵	۰/۹۲۲
Na+K	۰/۵۴۳	۰/۵۶۷	۰/۵۸۱	۰/۵۹۶	۰/۵۹	۰/۵۴۳	۰/۱	۰/۶۰۴	۰/۶۲	۰/۶۸۶
X _{vac} +Na	۰/۹۷۴	۰/۹۷۶	۰/۹۷	۰/۹۶۹	۰/۹۷۱	۰/۹۶۷	۰/۹۸۱	۰/۹۷۶	۰/۹۶	۰/۹۷
R ₂	۲/۷۵۷	۲/۷۴۴	۲/۷۲۲	۲/۸۰۳	۰/۶۷۳	۲/۸۱۱	۲/۸۰۳	۰/۷۲۱	۰/۷۳	۰/۷۷۱
Fe/Fe+Mg	۰/۹۶۳	۰/۹۶۷	۱	۱	۰/۹۷	۰/۸۷۳	۰/۸۷۳	۰/۸۷۳	۰/۸۷۰	۰/۸۷۳
Mg/Mg+Fe	۰/۰۳۶	۰/۰۳۲	.	.	۰/۰۲۹	۰/۱۰۳	۰/۰۶۵	۰/۱۸۴	۰/۰۷	۰/۱۲۲

جدول ۲. تجزیه‌های میکروپروب از تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها

Sample No.	ZS2		ZS5			ZS8			۹	۱۰
	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸		
Point										
SiO ₂	۳۷/۵۸	۳۷/۳۱	۳۷/۸۸	۳۶/۸۸	۳۶/۷۷	۳۸/۶	۳۸/۱۶	۳۸/۰۷	۳۷/۸۴	۳۷/۹۹
TiO ₂	۰/۶۹	۰/۸۲	۰/۴۶	۰/۹۸	۰/۷۷	۰/۸۴	۰/۹۵	۰/۸۴	۰/۹۳	۱/۱۱
Al ₂ O ₃	۳۴/۲۶	۳۳/۹۹	۳۴/۲۸	۳۴/۶۹	۳۴/۹۳	۳۴/۶۲	۳۴/۳	۳۴	۳۳/۵۹	۳۳/۶۵
Cr ₂ O ₃	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰
FeO	۱۰/۹۵	۱۰/۷۶	۱۰/۴۹	۱۰/۵	۱۱/۵۹	۷/۸۴	۷/۷۸	۷/۹۸	۱۰/۰۳	۱۰/۴۶
MnO	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۱۹	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۱
MgO	۳/۵	۳/۸۹	۳/۱۲	۳/۸۷	۲/۴۴	۵/۴۴	۵/۶۶	۵/۶۶	۳/۸۹	۳/۵۸
CaO	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۳۰	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۱۹	۰/۲۴
Na ₂ O	۲/۰۶	۲/۲۸	۲/۰۶	۲/۳۲	۲/۰۴	۲/۲۴	۲/۲۳	۲/۲۸	۲/۱۵	۲/۳۰
K ₂ O	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۴
F	۰	۰/۲۸	۰/۰۲	۰	۰	۰/۱۶	۰/۴۹	۰/۸۲	۰/۳۷	۰
F=O	۰	۰/۱۲	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۷	۰/۲	۰/۳۵	۰/۱۶	۰
Total	۸۹/۳۸	۸۹/۵۸	۸۹/۶۸	۸۹/۷۳	۸۹/۱۱	۹۰/۱۰	۸۹/۸۵	۸۹/۸۸	۸۹/۰۲	۸۹/۵۰
Si	۵/۹۷۲	۵/۹۳۵	۶/۰۲۷	۵/۸۴	۵/۸۸۱	۵/۹۹	۶/۹۶۳	۶/۹۶۹	۶/۰۱۶	۶/۰۰۶
Ti	۰/۰۱۷	۰/۰۲۱	۰/۰۱۲	۰/۰۲	۰/۰۱۹	۰/۰۲۱	۰/۰۲۴	۰/۰۲۱	۰/۰۲۳	۰/۰۲۸
Al	۶/۴۱۷	۶/۳۷۲	۶/۴۲۸	۶/۴۸	۶/۵۸۵	۶/۳۳۱	۶/۳۱۶	۶/۲۸۲	۶/۲۹۳	۶/۲۷
Fe ²⁺	۱/۴۵۵	۱/۴۳۱	۱/۳۹۶	۱/۴۰	۱/۵۵	۱/۱۷	۱/۱۷	۱/۴۶	۱/۳۳۳	۱/۳۸۳
Mn	۰/۰۱۲	۰/۰۰۹	۰/۰۱۱	۰/۰۱	۰/۰۲۶	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷	۰/۰۱۲	۰/۰۱۳
Mg	۰/۸۲۹	۰/۹۲۲	۰/۷۴	۰/۹۱	۰/۵۸۲	۱/۳۵۸	۱/۳۱۸	۱/۳۲۳	۰/۹۲۲	۰/۸۴۴
Ca	۰/۰۳۱	۰/۰۳۶	۰/۰۳۴	۰/۰۴	۰/۰۴۶	۰/۰۵	۰/۰۴۵	۰/۰۵۴	۰/۰۳۲	۰/۰۴۱
Na	۰/۶۳۵	۰/۷۰۳	۰/۶۳۵	۰/۷۱	۰/۶۳۳	۰/۶۳۷	۰/۶۳۵	۰/۶۳۶	۰/۷۰۲	۰/۶۳۵
K	۰/۰۰۶	۰/۰۱۲	۰/۰۰۸	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۶	۰/۰۱۲	۰/۰۰۸
Al(Y)	۰/۳۸۹	۰/۳۰۷	۰/۴۲۸	۰/۳۲	۰/۴۶۶	۰/۳۲۱	۰/۳۷۹	۰/۲۵۱	۰/۲۹۳	۰/۲۷
Al(Z)	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶
T+Z+Y	۱۵	۱۵	۱۵/۰۲	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵/۰۱	۱۵/۰۰۶
X _{vac}	۰/۳۱۱	۰/۳۱۱	۰/۳۱۱	۰/۳۱	۰/۳۱۱	۰/۲۶۸	۰/۲۷۱	۰/۲۱۷	۰/۲۹۳	۰/۲۴۶
Na+K	۰/۶۴۳	۰/۶۴۳	۰/۶۴۳	۰/۶۴	۰/۶۴۳	۰/۶۸۲	۰/۶۸۴	۰/۷۲۹	۰/۶۷۵	۰/۷۱۳
X _{vac} +Na	۰/۸۸۷	۰/۸۸۷	۰/۸۸۷	۰/۸۸	۰/۸۸۷	۰/۹۴۵	۲/۲۲۷	۰/۸۴۴	۱/۳۸۳	۰/۷۴۶
R ₂	۲/۶۸۵	۲/۶۶۹	۲/۵۷۵	۲/۶۵	۲/۶۲۴	۲/۶۰۳	۲/۶۲۱	۲/۶۲۷	۲/۵۶	۲/۵۱
Fe/Fe+Mg	۰/۶۲۷	۰/۶۰۸	۰/۶۵۳	۰/۶۰	۰/۷۲۷	۰/۴۴۷	۰/۴۳۵	۰/۴۴۱	۰/۵۹۱	۰/۶۲۱
Mg/Mg+Fe	۰/۳۶۲	۰/۳۹۱	۰/۳۴۶	۰/۳۹	۰/۲۷۲	۰/۵۵۲	۰/۵۶۴	۰/۵۵۸	۰/۴۰۸	۰/۳۷۸

به‌منظور بررسی جانشینی‌های عنصری در تورمالین‌ها می‌توان از نمودار Fe در برابر Mg استفاده کرد [۲]. در این نمودار ترکیب شول-دراویت روی خط $\sum (Fe + Mg) = 3$ قرار می‌گیرد. حضور همه نمونه‌ها در زیر این خط، نشان‌دهنده $\sum (Fe + Mg) < 3$ ، و عدم پرشدگی کامل در جایگاه Y است که می‌تواند به‌دلیل ناتوانایی دستگاه الکترون میکروپروب در شناسایی عناصری مانند Li باشد که در این جایگاه قرار گرفته و جانشینی کمبود آلکالی (AlNa-1Mg-1) و هم‌چنین پروتون‌زدایی (AlOMg-1(OH)-1) در آنها انجام می‌شود. میزان $Fe = 1/8-2$ (apfu) و $Mg = 0-0/5$ (apfu) در تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی نسبت به تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها بالا است. بر اساس این نمودار مقدار Fe^{2+} نسبت به Mg در تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی بالا است و نشان‌گر خاستگاه ماگمایی این تورمالین‌ها است (شکل ۵ آ). در تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها مقدار Mg نسبت به Fe^{2+} بیش‌تر است که می‌توان برای آنها خاستگاه گرمایی در نظر گرفت. عدم پرشدگی کامل نمونه‌ها در جایگاه Y به‌کمک نمودار R_2^* در مقابل Al in R_2 [۲] نیز قابل بررسی است. کمبود در این جایگاه با جای‌گزینی مقداری از Mg, Fe موجود به‌وسیله Al, Li در موقعیت Y توجیه می‌شود که تا حدودی می‌تواند با جانشینی آلبائیت (جانشینی لیتیم) مرتبط باشد. بر اساس این نمودار تورمالین‌های بررسی شده دارای جانشینی Al در موقعیت Y

هستند (شکل ۵ ب). تفاوت زیاد بین Fe^{2+} نسبت به Mg و Al بالا نشان می‌دهد تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی دارای ترکیب شورل است و منشأ ماگمایی دارند [۳۹].

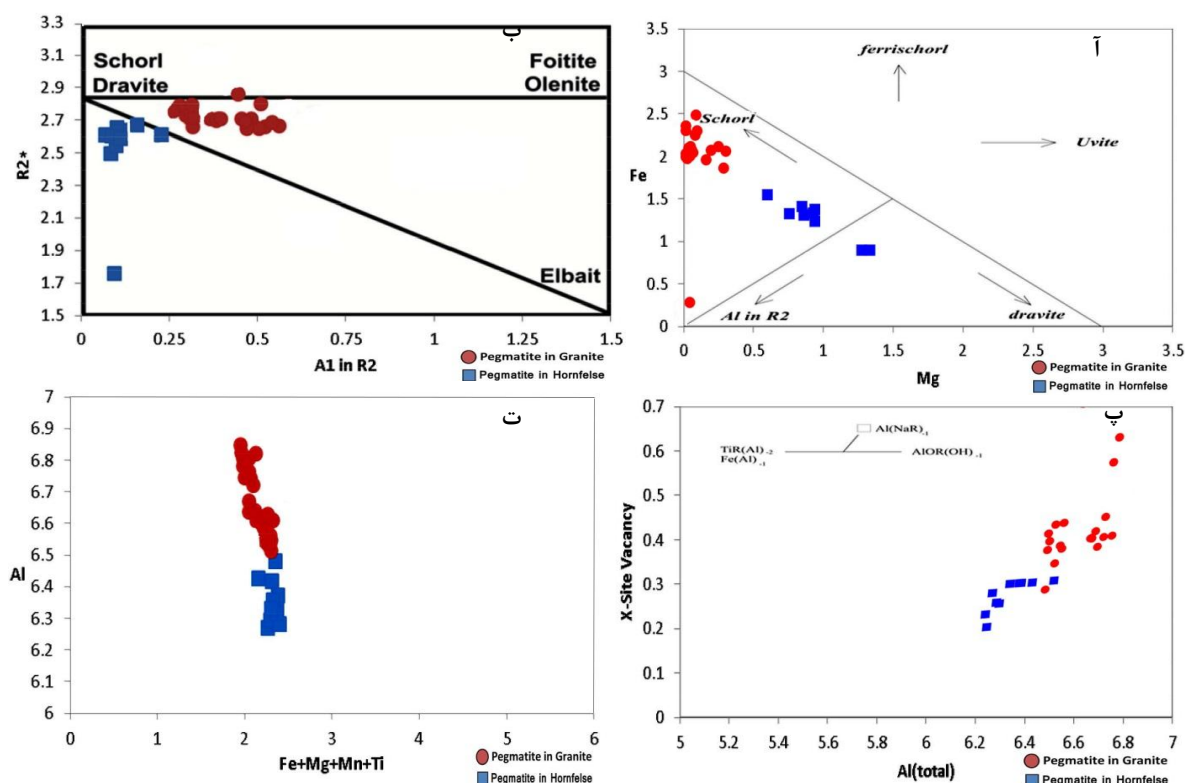


شکل ۵. جایگاه ترکیبی تورمالین‌های ناحیه زمان آباد، (آ) نمودار $Na/(Na+Ca)$ در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ [۳۵]، بر اساس این نمودار، همه نمونه‌ها در محدوده شورلیت قرار گرفته‌اند، (ب) نمودار $Ca/(Ca+Na)$ نسبت به $Mg/(Mg+Fe)$ [۳۶] بر اساس این نمودار همه نمونه‌ها در گستره شورل قرار گرفته‌اند، (پ) نمودار دوتایی $X_{vac}/(X_{vac}+Na)$ در مقابل $Mg/(Mg+Fe)$ [۳]، در این نمودار، همه تورمالین‌ها در گستره بین شورل-فوئیتیت با تمرکز بیشتر در منطقه شورلیت قرار گرفته‌اند، (ت) با توجه به نمودار مثلثی Ca ، $(Na+K)$ ، $X_{Site\ Vacancy}$ [۳۷] می‌توان دریافت که اکثر تورمالین‌های موجود به انواع قلیائی تعلق دارند.

به‌وسیله نمودار $X\text{-site Vacancy}$ در برابر Al_{tot} [۴۰] می‌توان جانشینی‌هایی که در تورمالین‌ها رخ می‌دهد را بررسی کرد. تورمالین‌های بررسی شده در کل، Al_2O_3 زیادی دارند که محدوده آن بین ۵ تا ۷ درصد وزنی است. و از آن‌جا که تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی اکثراً ترکیب شورل-فوئیتیت دارند و دارای Al هستند با میزان زیاد Al در این دیاگرام مطابقت دارد. اما در تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها جانشینی‌ها بیشتر از نوع هم ظرفیتی است یعنی Mg جانشین Fe شده و این تورمالین‌ها غنی از سدیم و در گستره شورل- دراویت قرار گرفته و جایگاه خالی X در آنها کم است. بر اساس این نمودار تورمالین‌های بررسی شده تحت تأثیر هر دو بردار جانشینی کمبود آلکالی و پروتون‌زدایی قرار گرفته‌اند. در تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی تأثیر این جانشینی‌ها، باعث وجود Al بالا در جایگاه Y و کمبود آلکالی در جایگاه X شده و فضای خالی بیش‌تری نسبت به تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها دارند (شکل ۵ پ).

به‌کمک نمودار Al در برابر $Fe + Mg + Mn + Ti$ [۴۱] می‌توان مشخص کرد که میزان Al در این تورمالین‌ها به‌طور چشم‌گیری زیاد و کاملاً یکنواخت است و از ۶/۲۰ تا ۷ (apfu) متغیر است. بر اساس این نمودار، تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی Al بیش‌تری نسبت به تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها دارند که این امر

نشان‌دهنده منشأ ماگمایی در این تورمالین‌ها است. همچنین اکثر تورمالین‌ها مقادیر نزدیکی از Fe و Mg و Mn و Ti در ترکیب خود دارند (شکل ۵ ت).



شکل ۵. آ) نمودار تغییرات Fe نسبت به Mg [۲]. اغلب نمونه‌ها در زیر خط $\sum(Fe+Mg)=3$ و در محدوده Mg کم‌تر از میزان Fe، یعنی شورلیت قرار می‌گیرند، ب) نمودار $R2^*$ در مقابل $Al \text{ in } R2$ ($R2^* = Fe+Mg+Mn + Al \text{ in } R2$) در مقابل $R2^*$ نشان می‌دهند که در همه نمونه‌های تورمالین جایگاه Y به‌طور کامل پر نشده است. جایگاه ترکیبی تورمالین‌های ناحیه زمان‌آباد، پ) نمودار X-site Vacancy در برابر [۴۰]. تورمالین‌های بررسی شده تحت تأثیر هر دو بردار جانشینی کمبود آلکالی و پروتون‌زدایی قرار گرفته‌اند، ت) نمودار Al در برابر $Fe + Mg + Mn + Ti$ [۴۱]. تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی Al بالاتری نسبت به تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها دارند که این امر نشان‌دهنده منشأ ماگمایی در این تورمالین‌ها است.

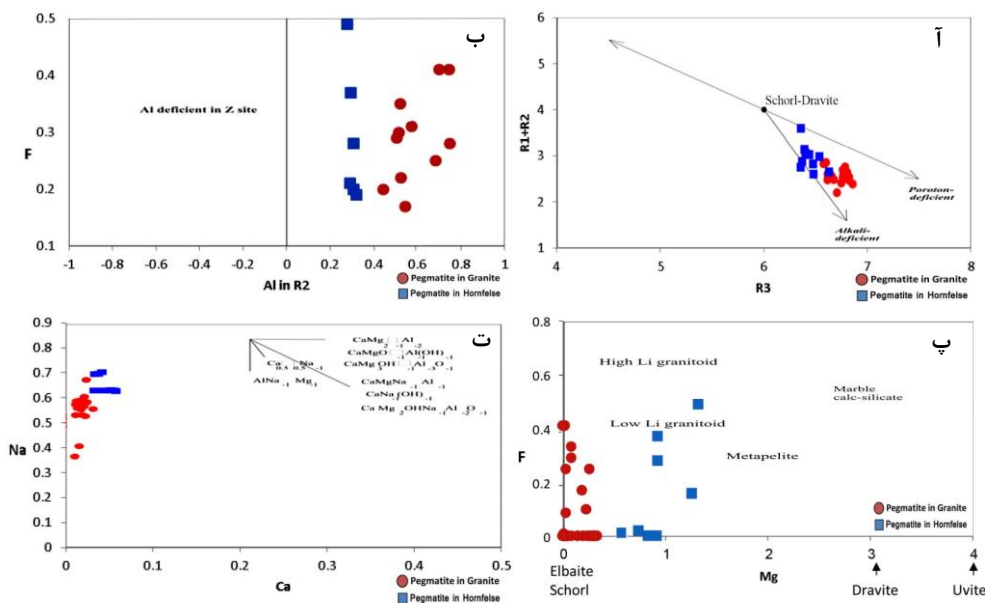
همچنین با استفاده از نمودار $R1 + R2$ در برابر $R3$ [۴۲] می‌توان واکنش‌های جانشینی در ترکیب تورمالین‌ها را بررسی کرد. در این نمودار ترکیب شورل- دراویت نزدیک به مرکز نمودار و با مقدار $R1+R2=4$ و $R3=6$ قرار می‌گیرد و همه بردارها با مؤلفه افزایشی شورل- دراویت آغاز می‌شوند. به‌وسیله این نمودار تبادل اوویت با فرمول $\{Ca(Fe,Mg)\}\{NaAl\}-1$ ، تبادل پروتون‌زدایی با ترکیب آلنیت $\{(Mg,Fe)OH\}-1$ و تبادل کمبود آلکالی $\{Al\}\{(Mg,Fe)Na\}-1$ قابل بررسی است. تمامی تورمالین‌های بررسی شده پس از نقطه شورل-دراویت قرار گرفته‌اند. تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی بین دو بردار جانشینی کمبود آلکالی و پروتون‌زدایی قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده تأثیر توأم این دو بردار است و تورمالین‌های دیگر در راستای بردار جانشینی کمبود آلکالی قرار گرفته‌اند. بر اساس این نمودار عمده جانشینی‌های موجود در تورمالین‌های بررسی شده با جانشینی Al در جایگاه Y همراه است که می‌تواند برای ایجاد حالت خنثی در بارهای موجود در کانی، منجر به افزایش جایگاه خالی X و با پروتون‌زدایی شود. بر این اساس، ترکیب تورمالین‌های ماگمایی در راستا و بین بردارهای تهی‌شده از قلیایی‌ها و پروتون‌زدایی قرار می‌گیرند در حالی که ترکیب تورمالین‌های گرمایی به‌سمت خارجی این بردارها تمایل دارند. به این

ترتیب تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی در حد فاصل بین دو بردار تهی شده از قلیایی و پروتون‌زایی قرار می‌گیرند. وجود برخی از تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها در خارج از این دو بردار نشان‌دهنده تأثیر توأم فرایندهای ماگمایی و گرمایی در تشکیل این تورمالین‌ها هستند (شکل ۶ آ).

به کمک نمودار F در برابر Al [۲] می‌توان کمبود آلومینیوم در جایگاه Z را بررسی کرد. در تورمالین‌های ناحیه بررسی شده میزان F محدوده‌ای بین ۰/۱ تا ۰/۵ (apfu) و میزان Al محدوده‌ای بین ۰/۲ تا ۰/۹ (apfu) دارد. تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی بیش‌ترین میزان Al را دارند. بر اساس این نمودار، تورمالین‌های بررسی شده غنی از آلومینیوم بوده و در محدوده تورمالین‌های کمبود آلومینیوم در جایگاه Z قرار نگرفته‌اند (شکل ۶ ب).

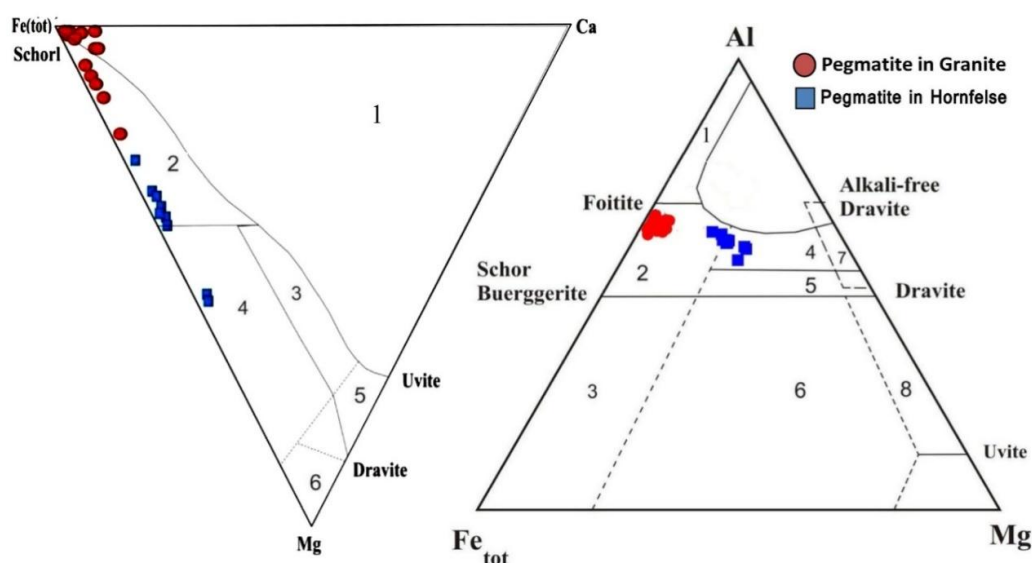
به کمک نمودار F در برابر Mg [۴۱] می‌توان نوع سنگ میزبان را به لحاظ میزان لیتیم بررسی کرد. میزان F در تورمالین‌های ناحیه بررسی شده تا ۰/۵ (apfu) است. تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی Mg کم‌تری نسبت به تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها داشته و سنگ میزبان‌شان گرانیتوئید با Li پایین است که این امر با میزان کم Mg کاملاً همخوانی دارد. هم‌چنین تمامی نمونه‌ها در محدوده شورل-دراویت قرار گرفته‌اند (شکل ۶ پ).

به‌منظور بررسی غنی‌شدگی نسبی برخی از نمونه‌ها از Ca و نیز تعیین واکنش‌های جاننشینی مؤثر، می‌توان از نمودار Na نسبت به Ca استفاده کرد. تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی Na بیش‌تری نسبت به Ca دارند که نشان می‌دهد در این تورمالین‌ها واکنش جاننشینی Ca خیلی کم صورت گرفته و واکنش جاننشینی کمبود آلکالی مؤثر بوده است. بیش‌تر تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی دارای Ca کم‌تر از ۰/۱ هستند در صورتی که نسبت مقدار Na دارای گستره تغییراتی وسیعی هستند. پس در تشکیل این تورمالین‌ها مؤلفه Al Mg-1Na-1 مؤثر بوده که بیان‌گر تشکیل فضاهای خالی در موقعیت X است [۴۳]. در تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها نیز مؤلفه ی مؤثر 1Na-0.5-0.5Ca است (شکل ۶ ت).



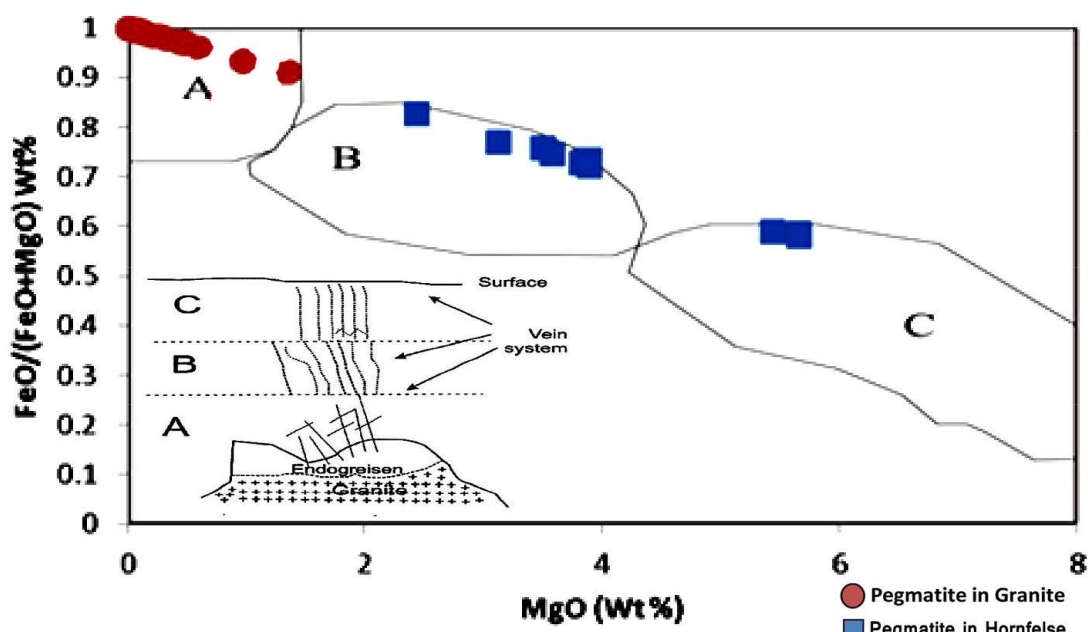
شکل ۶ آ) نمودار R1+ R2 در برابر R3 [۴۲]. قرارگیری تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی بین دو بردار جاننشینی کمبود آلکالی و پروتون‌زدایی، نشان‌دهنده تأثیر توأم این دو بردار است. تورمالین‌های دیگر در راستای بردار جاننشینی کمبود آلکالی قرار گرفته‌اند، ب) نمودار F در برابر Al [۲]. بر اساس این نمودار، تورمالین‌های بررسی‌شده غنی از آلومینیوم بوده و در محدوده تورمالین‌های کمبود آلومینیوم در جایگاه Z قرار نگرفته‌اند، پ) نمودار F در برابر Mg [۴۱]. بر اساس این نمودار، تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی Mg کم‌تری نسبت به تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها دارند، ت) نمودار Na نسبت به Ca [۴۳] حضور نمونه‌ها در این نمودار بیان‌گر تشکیل فضاهای خالی در موقعیت X است.

به کمک نمودار سه تایی Ca, Fe, Mg, Al می‌توان سنگ میزبان تورمالین‌ها را مشخص کرد [۳]. اکثر تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی نزدیک به قطب شورل قرار گرفته و در محدوده سنگ میزبان گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن است که کاملاً با منشأ ماگمایی این تورمالین‌ها هم‌خوانی دارد. تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها اکثراً نزدیک به قطب شورل قرار گرفته‌اند و تعداد کمی از آنها به نوع دراویت تمایل دارند و سنگ میزبان آنها طبق این نمودار متاپلیت‌های فقیر از Ca ، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالینی است و این امر با سنگ میزبان این تورمالین‌ها هم‌خوانی دارد (شکل ۷ آ و ب).



شکل ۷. نمودارهای سه‌تایی $Al-Fe-Mg$ و $Ca-Fe-Mg$ [۳] و جایگاه ترکیبی تورمالین‌های ناحیه زمان‌آباد روی آن، (آ) $Al-Fe-Mg$: ۱. گرانیتوئیدهای غنی از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها ۲. گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها ۳. سنگ‌های کوارتز-تورمالین سرشار از Fe^{3+} ۴. متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های هم‌زیست با یک فاز اشباع از آلومینیم ۵. متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های غیرهم‌زیست با یک فاز اشباع از آلومینیم ۶. سنگ‌های کالکوسیلیکاته، متاپلیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالین سرشار از Fe^{3+} ۷. اولترامافیک‌های دگرگون شده با کلسیم پایین و متاسدیمنت‌های غنی از وانادیم و کروم ۸. متاکربنات‌ها و متاپیروکسنیت‌ها، (ب) $Ca-Fe-Mg$: ۱. گرانیتوئیدهای غنی از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها ۲. گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها ۳. سنگ‌های کالکوسیلیکاته، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های غنی از Ca ۴. سنگ‌های کوارتز-تورمالین، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca ۵. متاکربنات‌ها ۶. اولترامافیک‌های دگرگون شده. بر اساس این نمودارها ترکیب تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی در هر دو مثلث در ناحیه گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت‌های وابسته به آن و ترکیب تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها در ناحیه متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های هم‌زیست با یک فاز اشباع از آلومینیم و فقیر از کلسیم قرار می‌گیرند.

به‌منظور مشخص کردن فاصله تشکیل تورمالین‌ها از توده نفوذی از نمودار $FeO/(FeO+MgO)$ در برابر MgO استفاده شده است [۴۴]. بر این اساس تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی خاستگاه ماگمایی دارند. قرارگیری تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها در قلمرو B و به میزان کم‌تر در گستره C، نشان‌دهنده دخالت مشترک خاستگاه ماگمایی و گرمایی در تشکیل این تورمالین‌ها است (شکل ۸).



شکل . نمودار $FeO^{\#} = FeO/FeO+MgO$ در مقابل MgO . در این نمودار میدان تورمالین‌های اندوگرانییتی تا نزدیک به توده گرانییتی (A)، نزدیک به توده گرانییتی تا حدواسط، (B) و تورمالین‌های دور از توده گرانییتی، (C) مشخص شده است [۴۴]. تمام نمونه‌های برداشت شده از تورمالین‌های ناحیه زمان‌آباد در محدوده (A) واقع شده‌اند. قرارگیری نمونه‌های برداشت شده از تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانییتی در ناحیه A نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی این تورمالین‌ها است. قرارگیری تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها در قلمرو B و به‌میزان کم‌تر در گستره C، نشان‌دهنده دخالت مشترک خاستگاه ماگمایی و گرمایی در تشکیل این تورمالین‌هاست.

نتایج و بحث

تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانییتی از نوع ماگمایی است و نسبت به تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها که مشخصات گرمایی دارند دارای مقدار Al بالاتر و کاستی بیش‌تر در موقعیت X هستند [۳۵]. تورمالین‌های گرانییتی، خودشکل و بدون منطقه‌بندی بوده و در شرایطی مانند پرآلومین بودن ($A/CNK > 1$)، شرایط اسیدی $PH < 6.5$ و $B_2O_3 = 2wt\%$ متبلور می‌شوند [۴۵]. از طرف دیگر، همه تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانییتی به‌سمت کاهش در جایگاه X و Al بالا گرایش داشته و منشأ ماگمایی دارند (شکل ۶ پ و ت). از سوی دیگر، تورمالین‌های گرمایی در مقایسه با تورمالین‌های ماگمایی عدد آهن $Fe/Fe+Mg$ کم‌تری دارند. هم‌چنین پائین بودن نسبت Fe^{2+} به Mg در تورمالین از نشانه‌های تشکیل آن به‌وسیله سیالات گرمایی و بالا بودن این نسبت نشان‌گر تشکیل تورمالین به‌وسیله مذاب‌های ماگمایی است [۳۹]. با توجه به این مطالب، تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانییتی ماگمایی است و گرمایی بودن تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها با استفاده از نمونه‌های برداشت شده قابل تأیید است.

هم‌چنین با توجه به نمودار $Ca-Fe-Mg$ و $Al-Fe-Mg$ [۳] تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانییتی دارای ترکیب شورل و تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها به ترکیب شورل-دراویت نزدیک است و محتوای آهن بالاتری نسبت به منیزیم دارند. (شکل ۷ آ و ب). هم‌چنین ترکیب تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانییتی

در هر دو مثلث در ناحیه گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت‌های وابسته به آن و ترکیب تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها در ناحیه متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های هم‌زیست با یک فاز اشباع از آلومینیم و فقیر از کلسیم قرار می‌گیرند. (شکل ۷ آ و ب)

در شرایط گرمایی، تورمالین در حضور مقادیر خیلی کم‌تری از B و طیف بزرگ‌تری از جانشینی‌های عنصری نسبت به شرایط ماگمایی به‌وجود می‌آید [۴۶]. بر این اساس، تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی به‌علت مرتبط بودن با توده مذاب، احتمالاً به طریق ماگمایی تشکیل شده‌اند. این پگماتیت‌ها پس از نفوذ توده اصلی گرانیتی در اثر نفوذ دوباره ماگما و تزریق آن در توده اصلی به‌وجود آمده‌اند. با توجه به ماهیت پرآلومین بودن تورمالین‌های ناحیه زمان‌آباد [۲۴] مقدار Al لازم برای تشکیل تورمالین در درون توده گرانیتوئیدی فراهم بوده است. از طرف دیگر وجود تورمالین‌های اولیه نشان‌دهنده حضور بور برای تشکیل تورمالین درون توده نفوذی است. از طرف دیگر، بالا بودن نسبت $FeO+MgO > 10$ نشان‌دهنده حضور مقادیر کافی از Mg, Fe به‌منظور تشکیل تورمالینیت است، در نتیجه باید خاستگاه Mg, Fe, Al, B مورد نیاز برای تشکیل تورمالین را در درون توده گرانیتوئیدی در نظر گرفت.

نسبت $Fe\# = FeO^*/FeO^* + MgO > 0.8$ نشان‌دهنده بسته بودن سیستم ماگمایی و عدم دخالت سیالات و همچنین آرایش آنها با رسوبات غنی از Al در ایجاد تورمالین است. لیکن نسبت $Fe\# = FeO^*/FeO^* + MgO < 0.6$ نشان‌دهنده متاسوماتیسم بور با رسوبات غنی از Al و منشأ خارجی بور است [۴۴]. این نسبت در تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی ۰/۸ و برای تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها کم‌تر از ۰/۸ است. بر این اساس منشأ بور در تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی ناشی از سیالات ماگمایی در مراحل تأخیری است. هم‌چنین منشأ بور در تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها نیز گرمایی و ناشی از متاسوماتیزم بور با رسوبات غنی از آلومینیم است. هم‌چنین مقدار نسبت $Fe\# = FeO^*/(FeO^* + MgO)$ تورمالین در سیال هیدروترمالی با نزدیک شدن به توده گرانیتی بزرگ‌تر می‌شود. این نسبت برای تورمالین‌های گرانیتی که چسبیده به توده گرانیتی هستند بین ۰/۸ تا ۱ و برای سیستم‌های رگه‌ای و پگماتیت‌های درون هورنفلس‌ها که فاصله مساوی یا بیش‌تر از ۱ کیلومتر داشته باشند از ۰/۶ کم‌تر است [۴۴]. با توجه به این‌که مقدار این نسبت در تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی ناحیه زمان‌آباد بیش‌تر از ۰/۸ است و قرارگیری تمامی نمونه‌های مربوط به این تورمالین‌ها در محدوده a (شکل ۸) می‌توان نتیجه گرفت که فاصله توده‌های حاوی تورمالین در منطقه بررسی شده از توده گرانیتی کم‌تر از ۱ کیلومتر بوده است. مقدار این نسبت برای تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها در ناحیه زمان‌آباد کم‌تر از ۰/۸ است. با توجه به این نسبت و با توجه به قرارگیری نمونه‌های مربوط به این تورمالین‌ها به‌ویژه در ناحیه B و به میزان کم‌تر در ناحیه C (شکل ۸)، می‌توان نتیجه گرفت که فاصله پگماتیت‌های حاوی تورمالین در هورنفلس‌ها با توده نفوذی بیش‌تر از یک کیلومتر است و به این ترتیب واحدهای دگرگونی در تشکیل این تورمالین‌ها با توجه به مقدار $Fe\#$ آنها و هم‌چنین واقع شدن آنها در محدوده ترکیبی متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های هم‌زیست با یک فاز اشباع از آلومینیم و فقیر از کلسیم (شکل ۶) مؤثر بوده است. هم‌چنین حضور تمامی نمونه‌های تجزیه شده تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی ناحیه زمان‌آباد در منطقه a (شکل ۸) حاکی از زیاد بودن نسبی مقدار $Fe\#$ در این مناطق است که نشان‌دهنده نزدیک بودن ناحیه تشکیل تورمالین‌ها با منبع تغذیه کننده سیال و نشان‌دهنده فاصله کم‌تر از ۱ کیلومتر با توده نفوذی است.

نتیجه‌گیری

بر اساس پژوهش‌های انجام شده روی تورمالین‌های موجود در ناحیهٔ زمان‌آباد به‌کمک نمودارهای مختلف و همچنین وجود نداشتن منطقه‌بندی، می‌توان گفت که تورمالین‌های موجود در این ناحیهٔ اغلب از نوع شورل است. برخی از تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی نیز به‌سمت قطب فوئیتیت و برخی از تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها به‌سمت دراویت تمایل دارد. بر اساس جانیشینی‌های کاتیونی، اکثر تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها از نوع قلیائی است و بیش‌تر تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی در ناحیهٔ Vacancy group قرار می‌گیرند. بر اساس پژوهش‌های انجام شده و با توجه به تجزیه‌های صورت گرفته، تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها بیش‌ترین مقدار منیزیم و تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی بیش‌ترین مقدار Fe/Fe+Mg و کم‌ترین میزان Mg دارند. جانیشینی Al در موقعیت Y با فرارگیری همه نمونه‌ها در زیر $\sum(\text{Fe}+\text{Mg}) < 3$ قابل اثبات است. حضور تورمالین‌های خودشکل در پگماتیت‌های گرانیتی و وجود نداشتن منطقه‌بندی، نشانهٔ روشنی از غنی بودن ماگمای خاستگاه این گرانیت‌ها از B است. تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های گرانیتی منشأ ماگمایی دارند، در حالی که تورمالین‌های گرمابی (ماگمایی تأخیری) در سنگ‌های پگماتیتی هورنفلس‌ها وجود دارند. بر این اساس، بور در واحدهای مختلف منشأ ماگمایی یا گرمابی دارد. نسبت گرفتن بور از سیالات ماگمایی مراحل تأخیری دارد. این نسبت در تورمالین‌های موجود در پگماتیت هورنفلس‌ها کم‌تر از ۰/۸ است و نشان‌گر منشأ گرفتن بور از سیالات گرمابی است.

منابع

1. Maning D. A. C., "Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand", *Mineralogical Magazine*, 45 (1982) 139-147.
2. London D., Maning D. A. C., "Chemical variation and significance of tourmaline from SW England", *Economic Geology*, 90 (1995) 495-519.
3. Henry D. J., Guidotti C. V., "Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine", *American Mineralogist*, 70 (1985) 1-15.
4. Buriánek D., Novák M., "Compositional evolution and substitutions in disseminated and nodular tourmaline from leucocratic granites: Examples from the Bohemian Massif, Czech Republic", *Lithos*, 95 (2007) 148-164.
5. Morgan G. B., London, D., "Experimental reactions of amphibolite with boron-bearing aqueous fluids at 200 MPa: Implications for tourmaline stability and partial melting in mafic rock", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102 (1989) 281-297.
6. Frondel C., Collette, R. L., "Synthesis of tourmaline by reaction of mineral grains with NaCl-H₃BO₃ solution, and its implications in rock metamorphism", *American Mineralogist*, 42 (1957) 754-758.

7. Gaweda A., Pieczka A., Kraczkza, J., "Tourmalines from the western Tatra Mountains (W-Carpathians, S-Poland): Their characteristics and petrogenetic importance", *European Journal of Mineralogy*, 14-5 (2002) 943-955.
8. Copjakova R., Skoda R., Galiova M. V., Novak M., "Distributions of Y+REE and Sc in tourmaline and their implications for the melt evolution; examples from NYF pegmatites of the Trebic Pluton, Moldanubian Zone, Czech Republic", *Journal of Geosciences*, 58-2 (2013) 113-131.
9. Henry D. J., Dutrow B. L., "Metamorphic tourmaline and its petrologic applications", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 33 (1996) 503-557.
10. Dutrow B. L., Henry D. J., "Tourmaline: a geologic DVD", *Elements* 7-5 (2011) 301-306.
11. Van Hinsberg V. J., Henry D. J., Dutrow B. L., "Tourmaline as a petrologic forensic mineral: a unique recorder of its geologic past", *Elements*, 7-5 (2011) 327-332.
12. Van Hinsberg V. J., Henry D. J., Marschall H. R., "Tourmaline: an ideal indicator of its host environment", *The Canadian Mineralogist*, 49-1(2011) 1-16.
۱۳. سپاهی گرو علی اصغر، سلامی صدیقه، "ژئوشیمی تورمالین‌های موجود در دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی مجموعه پلوتونیک الوند و سنگ‌های دگرگون منطقه همدان"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، ۲۲-۳ (۱۳۹۳) ۴۹۵-۵۰۶.
۱۴. شعبانی زهرا، "بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی تورمالین‌های ناحیه الوند همدان با نگرشی بر بور از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی"، *پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی*، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد (۱۳۹۱).
۱۵. میرسپهوند فرزانه، طهماسبی زهرا، شاهرخی سیدوحید، احمدی خلجی احمد، خلیلی محمود، "ژئوشیمی و تعیین خاستگاه تورمالین‌های منطقه‌ی بروجرد"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، ۲۰-۲ (۱۳۹۱) ۲۸۱-۲۹۲.
۱۶. میرلوحی اکرم السادات، خلیلی محمود، "سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی گرهک‌های تورمالین در لکوگرانیت آدربا (شمال خاوری گلپایگان)"، *پهنه سنندج-سیرجان*، *مجله پترولوژی*، ۷-۲۷ (۱۳۹۵) ۱۹۱-۲۰۵.
۱۷. مرادی آرزو، شیانبان بروجنی ناهید، داوودیان دهکردی علیرضا، "ژئوشیمی توده گرانیت-گنایس میلونیتی تورمالین دار شمال شرق معدن ژان"، *استان لرستان*، *مجله زمین‌شناسی اقتصادی*، ۹-۱ (۱۳۹۶) ۱۴۱-۱۵۸.
۱۸. شاهرخی سیدوحید، "کانی‌شناسی و زمین‌شیمی تورمالین‌های ناحیه مال میر (شرق دورود-ایران)"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، (۱۳۹۹)، در نوبت چاپ.
۱۹. شاهرخی سیدوحید، دلفانی حسین، "مینرال‌شیمی و تعیین منشأ تورمالین‌های ناحیه ملاطالب (شمال الیگودرز-ایران)"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، ۲۷-۲ (۱۳۹۸) ۳۸۵-۴۰۰.
20. Bloodate E. S., Hughes G. M., Dyar M. D., Grew E. S., Guidotti C., "Linking structure and chemistry in the schorl-dravite series", *American Mineralogist*, 84 (1999) 922-928.
21. Stocklin j., "Structural history and tectonic of Iran, a review", *American association of Petroleum Geologist Bulletin*, 52-7 (1968) 1229-1258
۲۲. محجل محمد، سهندی محمدرضا، "تکامل تکتونیکی پهنه سنندج-سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه‌های جدید در آن"، *فصلنامه علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۳۲ (۱۳۷۸) ۲۸-۴۹.
۲۳. اقلیمی بهروز، "نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ همدان"، *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران* (۱۳۷۹).

۲۴. موسوی سارا، "شیمی کانی و زمین شناسی تورمالین در سنگ‌های گرانیتوئیدی و دگرگونی منطقه زمان آباد، استان همدان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد (۱۳۹۴).
۲۵. سپاهی‌گرو علی‌اصغر، معین وزیری حسین، "مروری بر فازهای پلوتونیک و رگه‌های موجود در مجموعه پلوتونیک الوند"، مجله علوم دانشگاه تهران، ۲-۲۶ (۱۳۷۹) ۱۸۶-۱۷۵.
26. Aliani F., Maanijou M., Sabouri Z., SepahiGaroo A. A., "Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive complex, Hamedan, Iran", *Chemie der Erde-Geochemistry*, 72 (2012) 363-383.
۲۷. ولی‌زاده محمدولی، ترکیان اشرف، "مطالعه پتروگرافی و پترولوژی پگماتیت‌های ناحیه همدان"، مجله علوم دانشگاه تهران، ۲-۲۵ (۱۳۸۸) ۱۲۱-۱۳۵.
28. Masoudi M., Rezai-Aghdam M., Mehrabi B., Yardly B. W. D., "The nature of fluids during pegmatite development in metamorphic terrains: Evidence from Hamadan complex, Sanandaj-Sirjan metamorphic zone, Iran", *Journal of the Geological Society of India*, 73-3 (2009) 407-418.
۲۹. رضایی اقدم مرضیه، "ماهیت سیال‌های درگیر و نقش آنها در تشکیل پگماتیت‌های منطقه همدان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران (۱۳۸۳).
30. Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., SepahiGaroo A. A., Shang C. K., Vousoughi Abedini M., "Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism", *Journal of Asian Earth Sciences*, 39 (2010) 668-683.
31. Valizadeh M. V., Cantagrel J. M., "Prèmières données radiométriques (K-Ar et Rb-Sr) sur les micas du complexe magmatique du Mont de Alvand. Près de Hamadan (Iran occidental)", *CR Acad. Sci. Paris*, t. 281, Série D (1975) 1083-1086.
۳۲. بهاری فر علی‌اکبر، "پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان"، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۳).
33. Webber K. L., Falster A. U., Simmons W. B., Foord E. E., "The role of diffusion-controlled oscillatory nucleation in the formation of line rock in migmatite-aplite dikes", *Journal of Petrology*, 38 (1997) 1777-1791.
34. Siivola J., Schmid R., "List of mineral abbreviation Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks", *American Mineralogist*, Web version 01.02.07 (2017).
35. Trumbull R. B., Chaussidon M., "Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite – pegmatic system in Swaziland", *Chemical Geology*, 153 (1999) 125-137.
36. Collins A., "Mineralogy and geochemistry of Tourmaline in contrasting Hydrothermal system, Copiapo area, Northern Chile", University of Arizona, MS Thesis, 225 (2010).

37. Hawthorne F. C., Henry D. J., "Classification of the minerals of the tourmaline group", *European Journal of Mineralogy*, 11 (1999) 201-215.
38. Rosenberg P. E., Foit, F. F., Jr., "Synthesis and characterization of alkali – free tourmaline", *American Mineralogist*, 64 (1979) 180-186.
39. Cavarretta G., Puxeddu, M., "Schorl-Dravite-Ferridravite Tourmalines Deposited by Hydrothermal Magmatic Fluids during Early Evolution of the Larderclio Geothermal Field, Italy", *Economic Geology*, 85 (1990) 1236-1251.
40. Torres–Ruiz J., Pesquera A., Gill-Crespo P. P., Vellila N., "Origin and petrogenetic implication of tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southeastern Spain)", *Cemical Geology*, 197 (2003) 55-86.
41. Yavuz F., Yavuz V., Sasmaz A., "Winclastour-a visual Basic program for tourmaline formula calculation and classification", *Computers and Geosciences*, 32 (2006)1156-116.
42. Manning D. A. C., "Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand", *Mineralogical Magazine*, 45 (1982) 139-147.
43. Pesquera A., Torres-Ruiz J., Gil-Grespo P. P., Velilla N., "Chemistry and genetic implications of tourmaline and Li-F-Cs micas from the Valdeflores area (Caceres, Spain)", *American Mineralogist*, 84 (1999) 55-69.
44. Pirajno 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.
45. Harraz H. Z., El-Sharkaway M. F., "Origin of tourmaline in the metamorphosed Sikait pelitic belt, south eastern desert, Egypt", *Journal of African Earth Science*, 33(2001) 391-416.
46. Weisbrod A., Polak, C., Roy D., "Experimental study of tourmaline solubility in the system Na-Mg-Al-Si-B-O-H Applications to the boron content of natural hydrothermal fluids and tourmalinization process", *Volume of Abstracts, International Symposium Experimental Mineralogy and Geochemistry, Nancy (1986)*.