

ژنز تورمالین در سنگ‌های دگرگونی و ماگمایی منطقه گشت رودخان (مجموعه دگرگونی گشت، باختر رشت)

مریم محمدی^۱، محسن نصرآبادی^۲، عباس آسیابانها^۳ و کاظم قلی‌زاده^۴

۱. کارشناس ارشد پترولوژی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین
۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین
۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین
۴. کارشناس آزمایشگاه مرکز فرآوری مواد معدنی، کرج

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۶/۲۹

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۰/۰۴

چکیده

مجموعه دگرگونی گشت در ارتفاعات تالش (باختر البرز) برونزد دارد. این مجموعه عمدتاً متشکل از سنگ‌های متاپلیتی و گرانیتی است. تورمالین، فاز فرعی متداول این سنگ‌ها می‌باشد. در نمونه‌های شیبی، تورمالین‌های دراویتی با هسته‌بندی فراوان و اندازه ریز، منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند. تورمالین دراویتی نمونه‌های گنیسی، درشت‌تر و همگن می‌باشند. در نمونه‌های میگماتی، تورمالین منحصراً به هر دو بخش لوکوسوم و ملانوسوم است. تورمالین‌های قهوه‌ای موجود در ملانوسوم گارنت‌دار، دارای ترکیب مگنیوفوئیتیت بوده و مانند سایر فازهای ملانوسوم، ماهیت تفاله‌ای دارند، اما تورمالین دراویتی موجود در ملانوسوم عاری از گارنت، به صورت درشت و با چندرنگی سبز بر روی بیوتیت‌ها رشد کرده‌اند. ترکیب تورمالین لوکوگرانیت‌ها، شورلیتی است که به سمت حاشیه دراویتی می‌شود. انواع مختلفی از جانشینی در ترکیب تورمالین مجموعه گشت مشاهده می‌شود. با توجه به شاخص‌های ترکیبی، تورمالین متاپلیت‌ها عمدتاً تحت شرایط دگرگونی تشکیل شده‌اند درحالی‌که انواع موجود در لوکوگرانیت‌ها در شرایط ماگمایی به وجود آمده‌اند. احتمالاً سیالات بردار مجموعه گشت در درجات بالای دگرگونی، ضمن کاهش دمای سالیدوس گرانیت‌آب‌دار، تسهیل فرآیند میگماتیت‌زایی را به دنبال داشته است. افزون بر این، عنصر بور با کاهش ویسکوزیته لوکوسوم، تحرک‌پذیری و جدایش راحت‌تر مذاب از ملانوسوم و تشکیل لوکوگرانیت‌های هم‌جوار را فراهم کرده است.

واژه‌های کلیدی: تورمالین، لوکوگرانیت، گشت رودخان، متاپلیت.

مقدمه

اتوژنیک نیز در طی مراحل نهایی دیاژنز تشکیل می‌شود (Gautier, 1979; Mader, 1980). افزون بر این، توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی، آپلیت، پگماتیت و هاله‌های دگرسانی گرمایی مرتبط با آنها نیز حاوی تورمالین می‌باشند (Henry and Guidotti, 1985). از طرفی تورمالین در طیف وسیعی

تورمالین به‌عنوان یک فاز فرعی معمول در انواع سنگ‌ها یافت می‌شود. به‌واسطه مقاومت شیمیایی و مکانیکی، این کانی به‌صورت قطعات تخریبی در بسیاری از رسوبات موجود است (Pettijohn et al., 1973) و به شکل

* نویسنده مرتبط: nasrabady@sci.ikiu.ac.ir

شمالی واقع است. سنگ‌های دگرگونی دره رودخانه‌ای گشت رودخان، بخشی از مجموعه دگرگونی گشت محسوب می‌شوند که در باختر شهرستان رشت همراه با مجموعه‌های دگرگونی شاندرمن و اسالم در دامنه شمالی ارتفاعات البرز باختری (کوه‌های طالش) برونزد دارند.

در کمربند کوهزایی البرز، پنج مجموعه دگرگونی وجود دارند (شکل ۱-الف) که عبارتند از: سنگ‌های دگرگونی درجه پایین اطراف مشهد در ارتفاعات بینالود (Delaloye, 1991; Alavi et al., 1981; Sengör, 1984 and Alavi et al., 1997) شیست‌های گرگان در البرز خاوری (Zanchetta et al., 2009) and Zanchi et al., 2009) و مجموعه‌های دگرگونی شاندرمن (Zanchetta et al., 2009 and Omrani et al., 2013a)، اسالم (سعادت، ۱۳۹۲؛ سعادت و همکاران، ۱۳۹۳؛ نصرآبادی و سعادت، ۱۳۹۵) و (Rossetti et al., 2017) گشت (Clark et al., 1975؛ میکائیلی، ۱۳۹۲؛ جوانمرد، ۱۳۹۳؛ جوانمرد و همکاران، ۱۳۹۳) در البرز باختری. این مجموعه‌های دگرگونی به‌عنوان بقایایی از منشورهای به‌هم افزوده و پوسته اقیانوسی حاصل از فرورانش حوضه اقیانوسی پالئوتتیس در نظر گرفته شده‌اند (Zanchetta et al., 2009; Omrani et al., 2013a)

سعادت و همکاران، ۱۳۹۳؛ نصرآبادی و سعادت، ۱۳۹۵ و (Rossetti et al., 2017). در این میان، مجموعه دگرگونی گشت (شکل ۱-ب) از اهمیت منحصر به‌فردی برخوردار است زیرا سنگ‌های دگرگونی مشابه این مجموعه دگرگونی در سایر نقاط البرز موجود نیست و فقر اطلاعات پترولوژیکی درباره آن بسیار مشهود است. ویژگی‌های سنگ‌شناختی و دگرگونی مجموعه گشت و همچنین خصوصیات ساختاری آن، مشابه سنگ‌های فانروزوئیک سیستم البرز نیست. در حقیقت، هیچ بخش شناخته شده‌ای در سرتاسر رشته کوه البرز، حتی شبیه به مجموعه گشت دیده نشده است. بنابراین، منشأ و ویژگی‌های تکتونیکی این مجموعه هنوز واضح و مشخص نمی‌باشد. در حال حاضر، بر پایه مشاهدات ساختاری و شواهد صحرایی و این حقیقت که بخش زیرین این مجموعه، اثرات دگرگونی دونین را آشکار می‌کند و همچنین نظر به قرارگیری آن در محل زون برخوردی پالئوتتیس، این مجموعه، دگرگونی به‌صورت

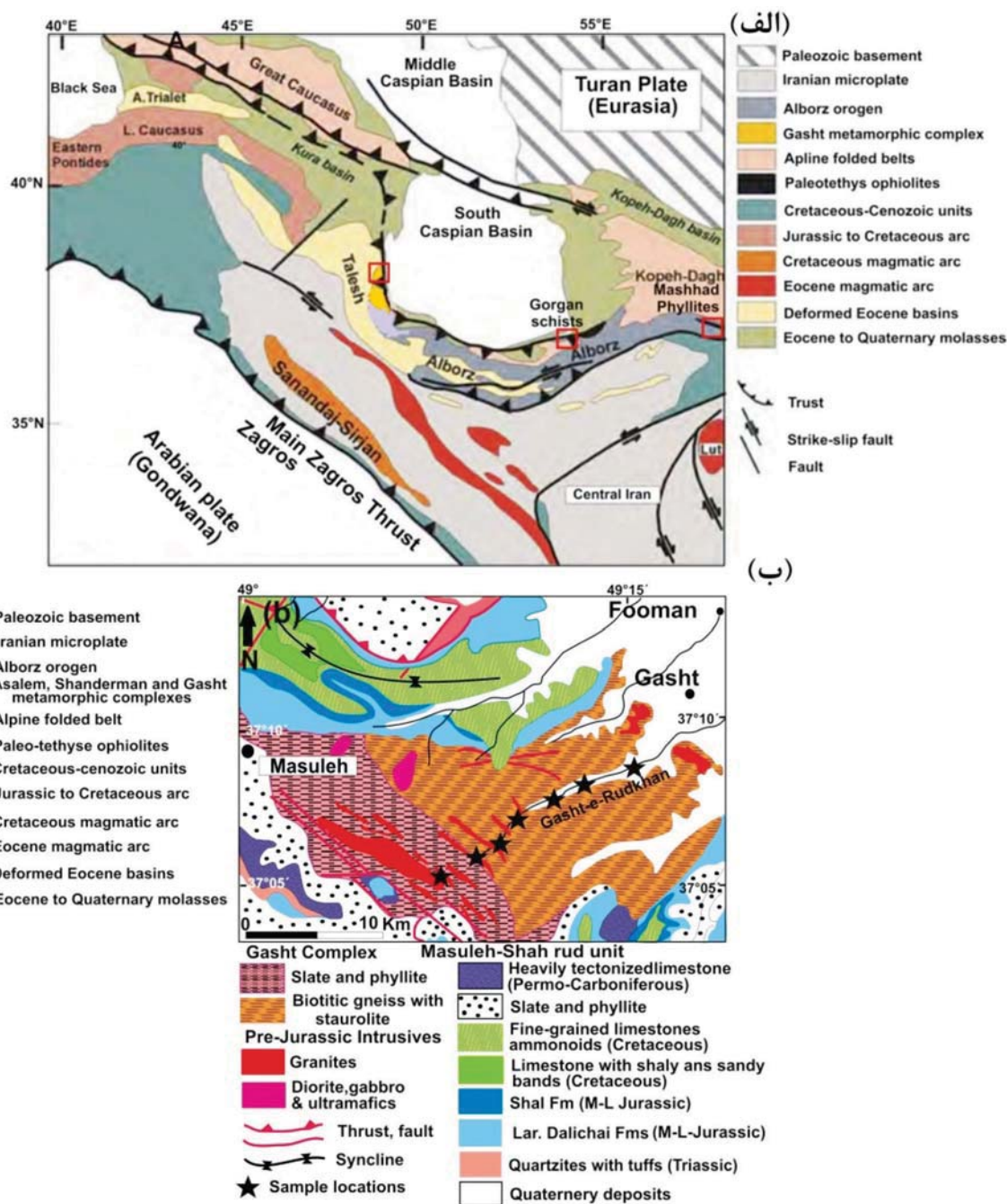
از ترکیب شیمیایی، فشار و دمای سنگ‌های دگرگونی پایدار است. بیشتر تورمالین‌های دگرگونی، حاصل رها شدن بور در یک سیستم بسته هستند (Henry and Dutrow, 1992). در آغاز دگرگونی، منشأ بور از سیالات و رسوبات رسی است و با افزایش درجه دگرگونی، زایش سیالات بوردار و تشکیل تورمالین از تجزیه میکا حاصل می‌شود (Henry, 1996 and Dutrow, 1992). رفتار و انتشار ژئوشیمیایی بور به عواملی چون طبیعت پروتولیت، تاریخچه گرمایی، تحرک سیالات، روابط شیمیایی بلورها و پایداری بور بستگی دارد (Sperlich et al., 1996). در منطقه گشت رودخان (مجموعه دگرگونی گشت)، متاپلیت‌هایی متشکل از شیست گنیس و میگماتیت و توده‌های لوکوگرانیته وجود دارند که تورمالین به‌عنوان فاز فرعی، از فراوانی قابل توجهی در تمامی واحدهای سنگی یاد شده برخوردار است. در این تحقیق سعی شده است که ضمن شناسایی شیمی تورمالین در نمونه‌های سنگی مختلف، نحوه پیدایش و اهمیت پترولوژیکی آن در تحولات ماگماتیسم گرانیته و دگرگونی منطقه گشت رودخان مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی، از ۴۶ نمونه متاپلیتی (شیست، گنیس و میگماتیت) و گرانیته به‌منظور مطالعات سنگ‌شناسی و انجام آنالیز ریزپردازنده نقطه‌ای، مقطع نازک و صیقلی تهیه شد. تورمالین هفت نمونه از سنگ‌های یاد شده، به وسیله دستگاه میکروپروب آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، تجزیه و مورد بررسی قرار گرفت. در طول انجام آنالیز ریزپردازشی، ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵Kv، شدت جریان ۱۵nA و زمان شمارش سی ثانیه بوده است. فرمول ساختاری تورمالین توسط نرم‌افزار Wintcac (Yavuz et al., 2014) محاسبه شده است.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه گشت رودخان در جنوب باختری فومن و خاور ماسوله، بین طول‌های جغرافیایی $49^{\circ} 07' 06''$ و $49^{\circ} 13' 42''$ و عرض‌های جغرافیایی $37^{\circ} 07' 42''$ و $37^{\circ} 31' 36''$



شکل ۱. الف) موقعیت ساختاری البرز و پهنه‌های زمین‌شناسی اطراف آن (Zanchetta et al., 2009)، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده از مجموعه دگرگونی گشت (با تغییرات از Clark et al., 1975). محل نمونه‌برداری، با ستاره نشان داده شده است

روابط صحرایی و خصوصیات ماکروسکوپی

مجموعه دگرگونی گشت در منطقه گشت رودخان، متشکل از سنگ‌های متاپلیتی به صورت میکاشیست، گنیس و میگماتیت است. تورمالین نمونه‌های متاپلیتی با

ساختارهای ورقه‌ای نابرجا و بیگانه پنداشته شده که احتمالاً در بردارنده سنگ‌های حوضه رسوبی هرسینین صفحه توران است که به وسیله گسل‌های تراستی، در طول برخورد‌های کیمرین، در موقعیت فعلی خود قرار گرفته است (Alavi, 1996).

قدیمی (G1) است که شواهد میلونیته شدن را نشان می‌دهد. توده‌ها و رگه‌های لوکوگرانیتی جوان‌تر (G2) به داخل گرانیت قدیمی و سنگ‌های دگرگونی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-ب). این توده‌های لوکوگرانیت، بیگانه سنگ‌هایی از متاپلیت‌های میزبان را نیز دربر گرفته‌اند (شکل ۲-پ). تورمالین‌های متوسط‌بلور به رنگ تیره با چشم غیر مسلح در رگه‌های لوکوگرانیتی (شکل ۲-ب) و نمونه دستی توده‌های لوکوگرانیت قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۲-ت).

چشم غیر مسلح دیده نمی‌شوند. در بخش انتهایی مسیر دره رودخانه‌ای گشت رودخان شواهد صحرایی و فابریک میگماتیت‌های برج (شکل ۲-الف). بیانگر آن است که این میگماتیت‌ها عمدتاً از نوع متاتکسیت هستند (رزاقی، ۱۳۹۵ و رزاقی و همکاران، ۱۳۹۷) یعنی درجه دگرگونی و میگماتیته شدن به قدری شدید نبوده که قادر به محو ساختارهای قبل از رویداد ذوب‌بخشی شده باشد. بخش وسیعی از منطقه گشت رودخان، شامل برونزدهای گرانیتی خاکستری رنگ



شکل ۲. الف) برونزده میگماتیت با فابریک چین‌خورده. ب) تزریق لوکوگرانیت‌های (G2) تورمالین‌دار به داخل گرانیت خاکستری نسل اول (G1). پ) در بر گرفته شدن بیگانه سنگ‌های دگرگونی (M)، توسط لوکوگرانیت تورمالین‌دار نسل دوم. ت) فراوانی تورمالین در نمونه دستی لوکوگرانیت

سنگ‌نگاری

می‌باشند. از کانی‌های شاخص دگرگونی، می‌توان به کیانیت، استارولیت و سیلیمانیت اشاره کرد. تورمالین مهم‌ترین کانی فرعی می‌باشد. در بعضی از موارد، فراوانی تورمالین بیشتر از آن است که کانی فرعی محسوب شود. هسته‌بندی زیاد و ابعاد ریز، ویژگی مهم تورمالین نمونه‌های شیشستی است (شکل ۳-الف). در بیشتر نمونه‌ها، تورمالین‌ها منطقه‌بندی نشان می‌دهند به طوری که در

با توجه به فراوانی مودال کانی‌های سنگ‌ساز و درجه دگرگونی، انواع مختلفی از سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی در منطقه گشت رودخان، شناسایی شده که به تشریح روابط بافتی و کانی‌شناسی تورمالین در آنها پرداخته می‌شود.

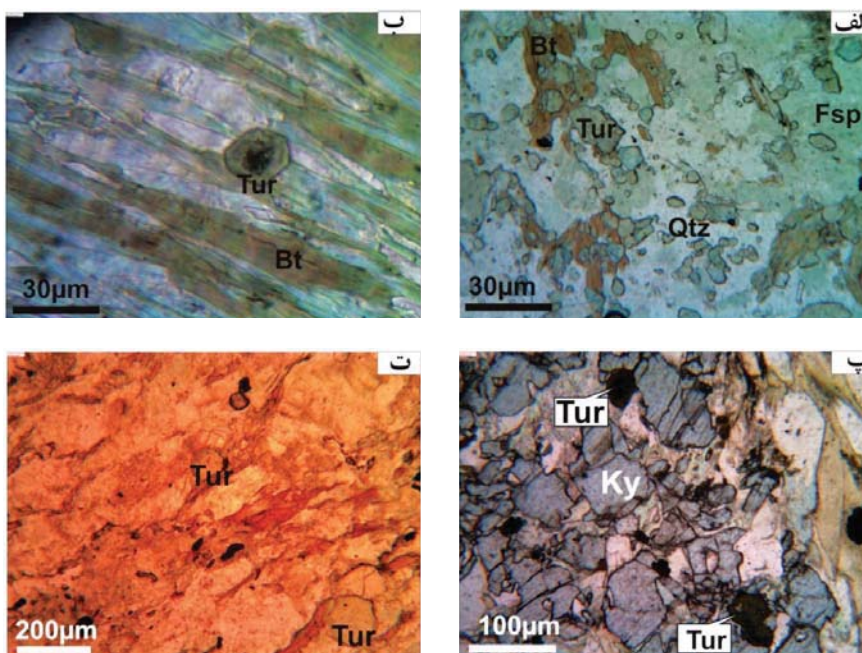
شیستی‌ها

کانی‌های سنگ‌ساز نمونه‌های شیشستی عبارتند از: بیوتیت، موسکویت، کوارتز، فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز

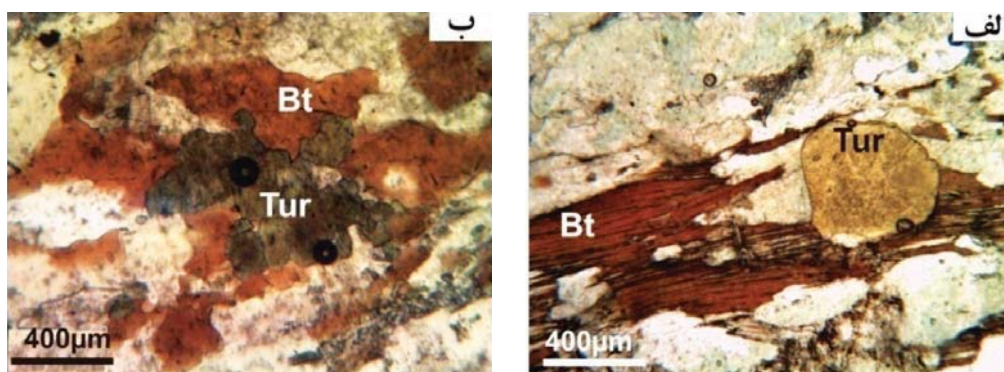
گنیس‌ها

تورمالین‌های نمونه‌های گنیسی نسبت به شیست‌ها از اندازه درشت‌تری برخوردار هستند و چند رنگی قهوه‌ای کم‌رنگ نشان می‌دهند (شکل ۴-الف). از دیگر ویژگی‌های مهم تورمالین نمونه‌های گنیسی، نبود منطقه‌بندی در آنهاست. در بعضی از نمونه‌ها، تمرکز تورمالین معطوف به محل تجمع ورقه‌های بیوتیت است به طوری که تورمالین‌های بی‌شکل به صورت ادخال در بیوتیت محصور شده‌اند (شکل ۴-ب).

مرکز بیشتر بلورهای تورمالین، هسته بی‌شکل و پررنگ‌تری دیده می‌شود (شکل ۳-ب). در نمونه‌های کیانیت‌شیست، پورفایروبلاست‌های کیانیت به صورت پوئی کیلوبلاستیک، ادخال‌هایی از جنس تورمالین و کوارتز را دربر گرفته‌اند (شکل ۳-پ). تورمالین این نمونه‌ها نیز منطقه‌بندی نشان می‌دهند. تورمالین نمونه‌های سیلیمانیت‌شیست بر خلاف سایر نمونه‌های شیستی درشت‌تر بوده و فاقد منطقه‌بندی ترکیبی می‌باشند (شکل ۳-ت).



شکل ۳. تصاویر تورمالین در نمونه‌های شیستی. الف) تورمالین با هسته‌بندی زیاد و تعدد فراوان. ب) منطقه‌بندی تورمالین با هسته سبزرنگ. پ) ادخال تورمالین در پورفایروبلاست کیانیت. ت) تورمالین درشت با چندرنگی قهوه‌ای کم‌رنگ در نمونه سیلیمانیت شیست. علائم اختصاری کانی‌ها (Whitney and Evans, 2010) عبارتند از: Bt: بیوتیت، Grt: گارنت، Fsp: فلدسپار، Chl: کلریت، Qtz: کوارتز، Tur: تورمالین، Ky: کیانیت



شکل ۴. تصاویر تورمالین در نمونه‌های گنیسی. الف) تورمالین درشت با چندرنگی قهوه‌ای کم‌رنگ. ب) تمرکز تورمالین بی‌شکل در محل تجمع ورقه‌های بیوتیت. علائم اختصاری کانی‌ها (Whitney and Evans, 2010) عبارتند از: Bt: بیوتیت، Tur: تورمالین

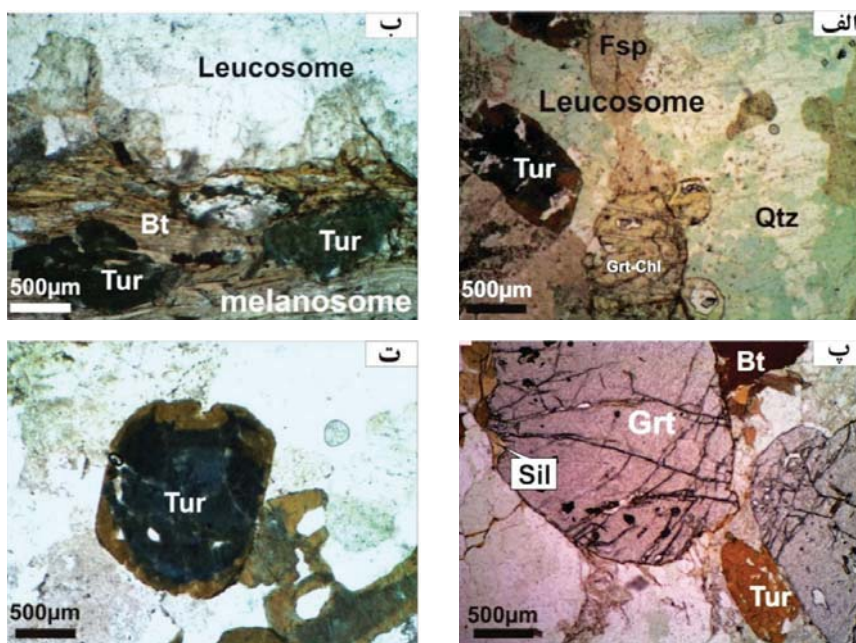
گارنت‌دار، بلورهای تورمالین به رنگ قهوه‌ای هم‌زیست با پارائنز کانی‌شناسی ملانوسوم دیده می‌شوند (شکل ۵-پ).

لوکوگرانیت‌ها

تورمالین نمونه‌های لوکوگرانیتی مطالعه شده، مشابه انواع موجود در لوکوسوم هستند و با چندرنگی سبز دارای حاشیه قهوه‌ای می‌باشند (شکل ۵-ت). بعضی از تورمالین‌ها با بافت پوئی کیلیتیک دارای ادخال‌هایی از جنس کوارتز و فلدسپار هستند.

میگماتیت‌ها

تورمالین در نمونه‌های میگماتیتی در هر دو بخش لوکوسوم و ملانوسوم حضور دارد. تورمالین‌های درشت بخش لوکوسوم با چندرنگی سبز دارای هاله‌ای به رنگ قهوه‌ای می‌باشند (شکل ۵-الف). شواهد بافتی در ملانوسوم بیوتیت و سیلیمانیت‌دار هم‌جوار با لوکوسوم، مبین آن است که تورمالین‌های درشت سبزرنگ بر روی ورقه‌های بیوتیت رشد نموده‌اند (شکل ۵-ب). اما در ملانوسوم‌های



شکل ۵. تصاویر تورمالین در نمونه‌های میگماتیت و لوکوگرانیت. الف) تورمالین با چندرنگی سبز و حاشیه قهوه‌ای در بخش لوکوسوم میگماتیت‌ها. ب) رشد تورمالین در ملانوسوم غنی از بیوتیت هم‌جوار با لوکوسوم. پ) تورمالین قهوه‌ای در ملانوسوم متشکل از گارنت، بیوتیت و سیلیمانیت. ت) بلورهای درشت تورمالین با چندرنگی سبز و حاشیه قهوه‌ای. علائم اختصاری کانی‌ها (Whitney and Evans, 2010) عبارتند از: بیوتیت، Bt؛ گارنت، Grt؛ فلدسپار، Fsp؛ کلریت، Chl؛ کوارتز، Qtz؛ تورمالین، Tur؛ سیلیمانیت Sil.

شیمی تورمالین

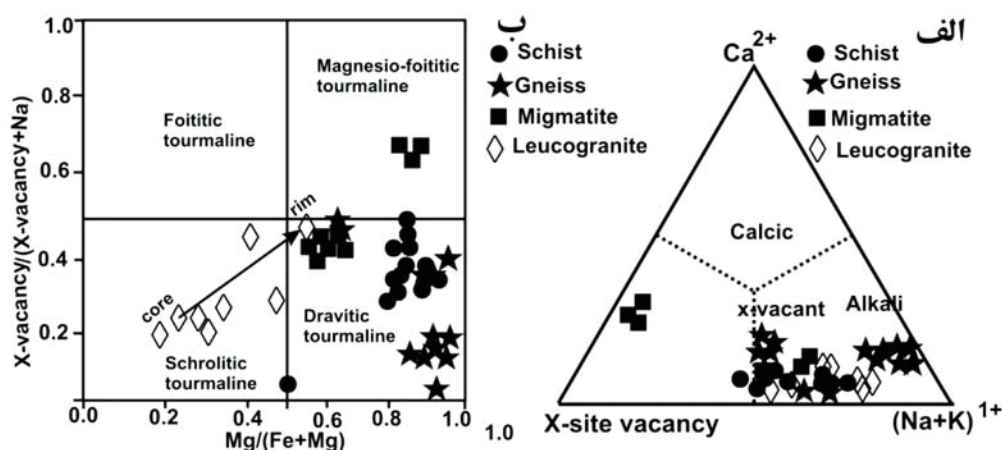
تورمالین کانی پیچیده سیلیکاته بوردار با فرمول عمومی $(BO_3)_3V_3W (T_6O_{18}) XY_3Z_6$ است. جایگاه‌های موجود در آن توسط عناصر زیر اشغال می‌شوند (Hawthorne and Henry, 1999):

- X=Ca, Na, K or vacant;
- Y=Li, Mg, Fe²⁺, Mn, Al, Cr³⁺, Fe³⁺, V³⁺, Ti⁴⁺;
- Z=Mg, Al, Fe, V, Cr;
- T=Si, Al, B;
- B=B, (vacant);

V=OH, O;
W=OH, F, O.
این کانی به دلیل ساختمان منحصر به فرد و پیچیده خود و با توجه به واکنش‌های جانمایی متفاوتی که در ترکیب آن صورت می‌گیرد از نظر ترکیب دارای تنوع شیمیایی زیادی است. نتایج آنالیز نقطه‌ای تورمالین نمونه‌های شیمیایی، گنیسی، میگماتیتی و لوکوگرانیتی در جدول ۱ ارائه گردیده است. میزان بور و آب براساس روابط استیکومتری تورمالین محاسبه شده است.

موجود در ملانوسوم عاری از گارنت از نوع دراویتی است. اما تورمالین‌های قهوه‌ای هم‌زیست با ملانوسوم دارای گارنت، سیلیمانیت و بیوتیت از نوع مگنزوفوئیتی است. حاشیه تورمالین موجود در لوکوگرانیت‌ها از نوع دراویتی و مرکز آنها از نوع شورلیتی می‌باشد. این امر بیانگر آن است که در زمان تبلور مرکز تورمالین، میزان آهن از منیزیم بیشتر بوده، در حالی که حاشیه بلور تحت شرایط غنی از منیزیم تبلور شده است. تورمالین‌های ماگمایی با $Fe+Mg/Fe$ بالا، شرایط فیزیکوشیمیایی یکسانی را در طول تبلور نشان می‌دهند (Pirajno and Smithies, 1992). در مراحل اولیه شکل‌گیری تورمالین از یک محلول ماگمایی، احتمالاً آهن در ترکیب کانی‌های مگنتیت و بیوتیت شرکت نخواهد کرد و باعث بالا رفتن آهن در مرکز بلور تورمالین می‌شود. بنابراین در مراحل نهایی تبلور تورمالین، غلظت آهن پایین آمده و منجر به کاهش آن در حاشیه تورمالین خواهد شد.

تورمالین، براساس مقادیر Ca ، $Na+K$ و نقصان یا تهی بودن موقعیت X (X-site vacancy)، به سه گروه کلسیک، قلیایی و انواعی که موقعیت X آنها خالی است، تقسیم‌بندی شده است (Hawthorne and Henry, 1999). بر این اساس، ترکیب نمونه‌های شیستی، گنیسی و لوکوگرانیت‌ها و تورمالین سبز موجود در ملانوسوم غنی از بیوتیت در محدوده تورمالین‌های قلیایی قرار گرفته و نشان‌دهنده میزان پایین فضای خالی و کلسیم در جایگاه X آنها است. اما ترکیب تورمالین قهوه‌ای هم‌زیست با ملانوسوم متشکل از گارنت، سیلیمانیت و بیوتیت، در گستره انواعی که جایگاه X آنها خالی است قرار گرفته‌اند (شکل ۶-الف). شکل ۶-ب، نام‌گذاری تورمالین (Henry and Dutrow, 2001) براساس پارامتر $X\text{-site vacancy}/(Na+X\text{-site vacancy})$ در برابر $Mg/(Mg+Fe)$ را نشان می‌دهد. مطابق این نمودار، ترکیب تورمالین نمونه‌های شیستی، گنیسی و تورمالین سبز



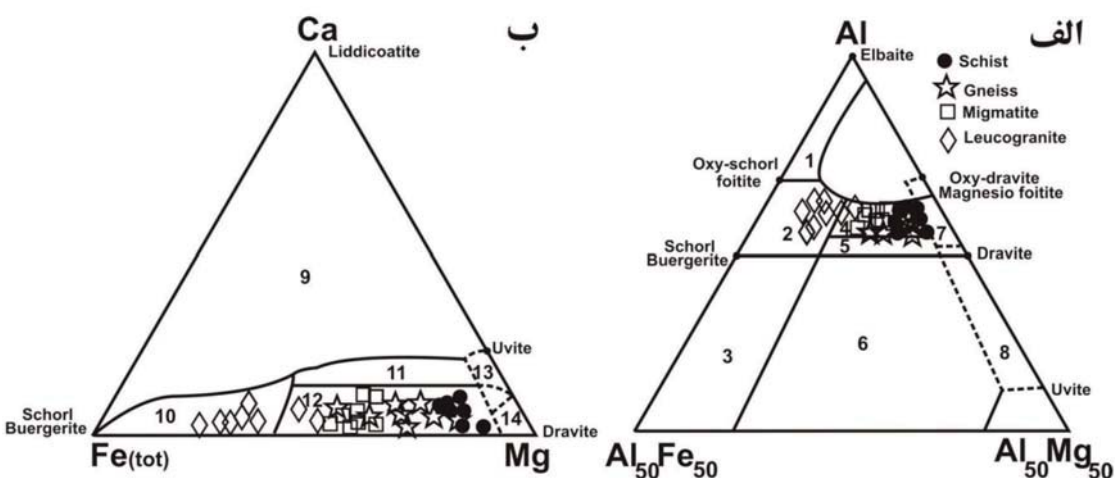
شکل ۶. الف) مطابق نمودار مثلثی $(Na+K)\text{-}Ca\text{-}X\text{-}Site\ vacancy$ (Hawthorne and Henry, 1999)، ترکیب تورمالین نمونه‌های شیستی، گنیسی و لوکوگرانیتی و انواع سبز موجود در ملانوسوم غنی از بیوتیت، از نوع تورمالین قلیایی می‌باشند در حالیکه تورمالین قهوه‌ای هم‌زیست با ملانوسوم گارنت‌دار، در گستره انواعی جای دارند که جایگاه X آنها خالی است. ب) با توجه به نمودار دوتایی $X\text{-}vacancy/(Na+X\text{-}vacancy)$ در برابر $Mg/(Mg+Fe)$ (Henry and Dutrow, 2001)، ترکیب تورمالین نمونه‌های شیستی، گنیسی، تورمالین سبز موجود در ملانوسوم عاری از گارنت و حاشیه تورمالین موجود در لوکوگرانیت‌ها از نوع دراویتی و تورمالین‌های قهوه‌ای هم‌زیست با ملانوسوم گارنت‌دار، از نوع مگنزوفوئیتی است. مرکز تورمالین‌های لوکوگرانیت‌ها نیز از نوع شورلیتی می‌باشند.

شیستی، گنیسی و میگماتیتهای در محدوده متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همراه با یک فاز اشباع از آلومینیوم قرار گرفته و ترکیب آنها عمدتاً از نوع دراویتی می‌باشد. ترکیب دراویتی شاخص تورمالین‌های دگرگونی است

Henry and Guidotti (1985) نمودار مثلثی Al ، Fe و Mg را به منظور نام‌گذاری و شناسایی سنگ منشأ تورمالین، معرفی کرده‌اند. با توجه به نمودار مثلثی $Al_{50}Fe_{50}\text{-}Al\text{-}Al_{50}Mg_{50}$ (شکل ۷-الف)، ترکیب تورمالین نمونه‌های

در محدوده متاپلیت‌های فقیر از کلسیم، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالینی قرار گرفته است. تورمالین‌های نمونه‌های لوکوگرانیته در محدوده گرانیته‌های فقیر از لیتیم و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته و همراه با آن می‌باشد، اما دو نقطه حاشیه تورمالین در محدوده متاپلیت‌های فقیر از کلسیم، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالینی واقع است (شکل ۷-ب). نظر به قرارگیری تورمالین نمونه‌های لوکوگرانیته در محدوده گرانیته‌ها، منشأ ماگمایی آن‌ها محرز است.

(Cavarretta and Puxeddu, 1990)، بنابراین تورمالین‌های موجود در متاپلیت‌های مجموعه گشت رودخان به محیط‌های دگرگونی وابسته است. ترکیب تورمالین نمونه‌های لوکوگرانیته در محدوده گرانیته‌های فقیر از لیتیم و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همراه با یک فاز اشباع از آلومینیوم قرار می‌گیرند. در نمودار مثلثی $Ca-Fe_{(tot)}-Mg$ ، (Henry and Guidotti, 1985) نیز سنگ منبع تورمالین‌های نمونه‌های شیبستی، گنیسی و میگماتیته



شکل ۷. نام‌گذاری و تعیین سنگ منشأ تورمالین‌های مجموعه دگرگونی گشت با استفاده از نمودارهای مثلثی $Ca-Al_50Mg_50-Al_50Fe_50-Al$ و $Ca-Fe_{(tot)}-Mg$ (Henry and Guidotti, 1985). اعداد داخل نمودار شامل: الف) ۱-گرانیته‌های غنی از لیتیم و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن. ۲-گرانیته‌های فقیر از لیتیم و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن. ۳-سنگ‌های کوارتز-تورمالینی غنی از Fe^{3+} و گرانیته‌های گرمایی دگرسان. ۴-متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همراه با یک فاز اشباع از آلومینیوم. ۵-متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های بدون فاز غنی از آلومینیوم. ۶-سنگ‌های کوارتز-تورمالینی غنی از Fe^{3+} ، سنگ‌های کالک‌سیلیکاته و متاپلیت‌ها. ۷-اولترامافیک‌های دگرگون شده با میزان کلسیم کم و متاسدیمنت‌های غنی از کروم و وانادیم. ۸-کربنات‌ها و پیروکسنیت‌های دگرگون شده. ب) ۹-گرانیته‌های غنی از لیتیم و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته و همراه با آن. ۱۰-گرانیته‌های فقیر از لیتیم و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته و همراه با آن. ۱۱-سنگ‌های متاپلیتی غنی از کلسیم، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالین. ۱۲-متاپلیت‌های فقیر از کلسیم، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالین. ۱۳-متاکربنات‌ها. ۱۴-متاولترامافیک‌ها

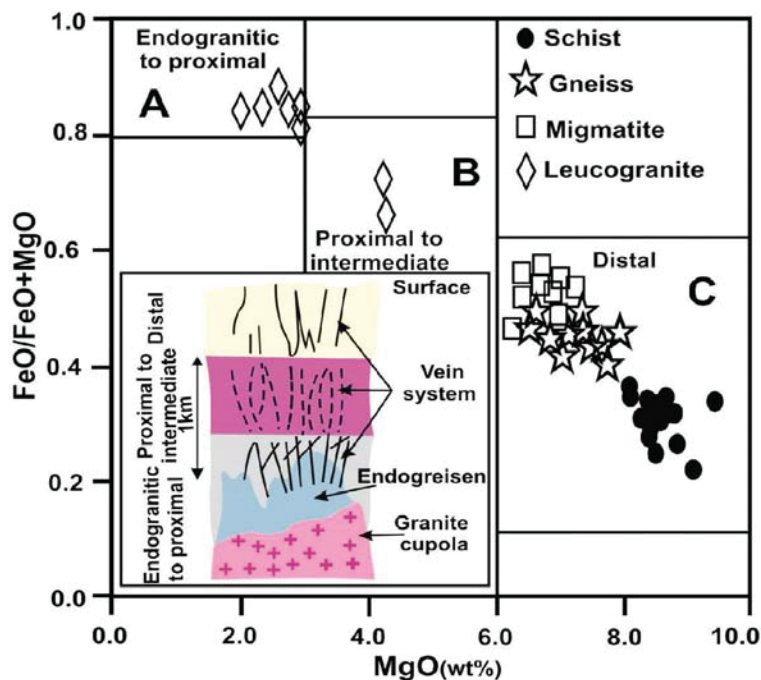
که در فاصله نزدیک تا حدواسط نسبت به توده گرانیته قرار گرفته‌اند و نشان‌دهنده آن است که هم سیال ماگمایی و هم شاره‌های گرمایی در تشکیل آن نقش دارند. در صورتی که این مقدار کمتر از ۰/۶ باشد نشان‌دهنده تورمالین‌های با فاصله دور از توده گرانیته است و دلیلی بر خاستگاه خارجی بور و وجود یک سیستم گرمایی است. برای اساس، تورمالین‌های نمونه‌های شیبستی، گنیسی و میگماتیته مورد مطالعه در گستره C جای دارند که نشان‌دهنده قرار

با توجه به نمودار دوتایی $Fe\# (Fe/Fe+Mg)$ در مقابل MgO (Pirajno and Smithies, 1992)، مقدار $Fe\#$ در تورمالین با فاصله گرفتن از توده گرانیته کمتر می‌شود. چنانچه این مقدار، در تورمالین‌ها بین گستره ۰/۸ تا ۱ باشد، نشانگر بسته بودن سیستم ماگمایی، قرار گرفتن تورمالین‌ها در درون و نزدیکی توده گرانیته و عدم دخالت شاره‌های خارجی در تشکیل تورمالین‌ها است. اما قرار گرفتن این مقدار در گستره بین ۰/۶ تا ۰/۸ شاخص تورمالین‌هایی است

مریم محمدی و همکاران

لوکوگرانیت‌های هم‌جوار در تشکیل آن نقشی نداشته است. اما تورمالین نمونه‌های لوکوگرانیتی در قلمرو B و A جای دارند که خاستگاه ماگمایی داشته و شاره‌های گرمایی نیز در تشکیل آن نقش داشته است (شکل ۸).

گرفتن آنها با فاصله دور نسبت به توده گرانیتی است و دلیل بر خاستگاه خارجی بور دارد. به عبارتی می‌توان گفت که تورمالین نمونه‌های متاپلیتی در طی فرآیند دگرگونی و تراوش سیالات بردار منتج از آن به وجود آمده‌اند و تزریق



شکل ۸. نمودار در مقابل MgO (Pirajno and Smithies, 1992). گستره A نشانگر بسته بودن سیستم ماگمایی، قرار گرفتن تورمالین‌ها در درون و نزدیکی توده گرانیتی و عدم دخالت شاره‌های خارجی در تشکیل تورمالین‌ها است. گستره B شاخص تورمالین‌هایی است که در فاصله نزدیک تا حد واسط نسبت به توده گرانیتی قرار گرفته‌اند و شاره ماگمایی و گرمایی در تشکیل آن نقش دارند. گستره C نشان‌دهنده تورمالین‌ها با فاصله دور از توده گرانیتی است و دلیل بر خاستگاه خارجی بور و وجود یک سیستم گرمایی است. مطابق این نمودار، تورمالین نمونه‌های متاپلیت از نوع فاصله‌دار نسبت به منبع ماگمایی بوده و در طی دگرگونی و در نتیجه تراوش سیالات دگرگونی حاصل شده‌اند اما تورمالین نمونه‌های لوکوگرانیتی در فاصله نزدیک منبع ماگمایی تبلور یافته‌اند

هستند و به عقیده Trumbull and Chaussidon (1999) بالا بودن مقدار آلومینیوم نمونه‌ها می‌تواند حاکی از دو جانشینی زیر باشد:

۱. جانشینی $\{Mg, Fe\}$ در جایگاه $\{Al\}$ ، که نشان‌دهنده تورمالین‌های ناقص از لحاظ کلیایی است (علامت □ نشان‌دهنده فضای خالی در جایگاه X است).

۲. جانشینی $\{Mg, Fe\}OH$ در جایگاه $\{AlO\}$ ، که نشان‌دهنده تورمالین‌های ناقص از لحاظ پروتون‌زدایی است.

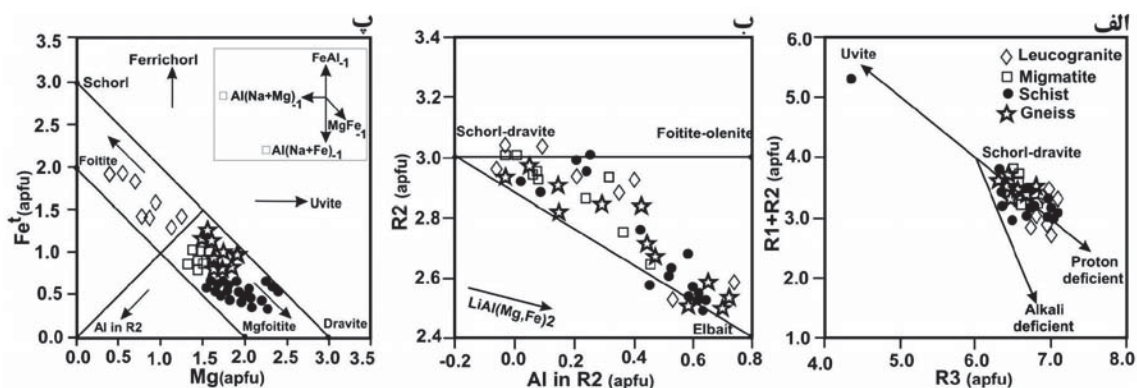
همان‌طور که در شکل ۹-الف پیداست یک گروه در راستای بردار پروتون‌زدایی موجود است. یک گروه نیز در بین دو بردار پروتون‌زدایی و بردار تورمالین‌های ناقص از

به‌منظور بررسی جانشینی عنصری در تورمالین‌های مورد مطالعه از نمودار $R_1 (Ca+Na) + R_2 (Fe+Mg+Mn)$ نسبت به $R_3 (Al+1/33Ti)$ (Manning, 1982 and London and Manning, 1995) استفاده شده است. به کمک این نمودار می‌توان تبادل اُویت با فرمول $\{Ca(Fe,Mg)\}\{Na Al\}_{-1}$ ، تبادل پروتون‌زدایی با ترکیب اُنیت $\{Fe^{3+}O\}\{Fe^{2+}OH\}_{-1}$ و تبادل تهی‌شدن از کلیایی را بررسی نمود (شکل ۹-الف). در این نمودار ترکیب شورلیت-دراویت نزدیک به مرکز نمودار $R_1+R_2=4$ و $R_3=6$ قرار می‌گیرند. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، در مقایسه با ترکیب شورلیت-دراویت، همه نمونه‌ها از آلومینیوم غنی

جایگزین مقداری آهن و منیزیم موجود در جایگاه Y گردد (London and Manning, 1995).

در نمودار تغییرات Fet در برابر Mg (London and Manning, 1995)، ترکیب شورلیت-دراویت روی خط $\sum(Fe+Mg)=3$ جای دارد (شکل ۹-پ). مطابق این نمودار، تورمالین‌های نمونه‌های مورد مطالعه، در زیر خط $\sum(Fe+Mg)=3$ قرار می‌گیرند و بیانگر آن است که جاننشینی آلومینیوم در جایگاه Y آنها صورت گرفته است. نمونه‌های میگماتی، شستی و گنیسی دارای منیزیم بیشتر و در گستره دراویت و نمونه‌های لوکوگرانیت دارای آهن بالاتر بوده و در گستره شورلیت قرار می‌گیرند.

لحاظ کلیایی قرار می‌گیرند و دلیل بر جاننشینی آلومینیوم اکتائوری در این نوع تورمالین‌ها بوده است. نمودار $R_2(Fe+Mg+Mn+Al)$ نسبت به $(Al+1/33Ti+Si-12)$ برای توجیه جاننشینی‌های با نقصان در جایگاه Y به کار می‌رود (شکل ۹-ب). در این نمودار تورمالین‌های مورد مطالعه دارای $R_2 < 3$ هستند. این امر نشان‌دهنده آن است که در جایگاه Y تورمالین‌های مجموعه دگرگونی گشت، مقداری نقصان وجود دارد. نقصان در این نمونه‌ها را می‌توان با فعالیت جاننشینی البائیت $LiAl(Fe,Mg)_2$ توجیه کرد. یعنی عملکرد این جاننشینی باعث می‌شود که لیتیم و آلومینیوم،



شکل ۹. نمودارهای جاننشینی در ترکیب تورمالین (Maning, 1982; London and Manning, 1995): الف) نمودار $R_1(Ca+Na)+R_2(Fe+Mg+Mn)$ نسبت به $R_3(Al+1/33Ti)$. ب) موقعیت تورمالین‌ها در نمودار R_2 نسبت به Al in R_2 . پ) مطابق نمودار تغییرات Fet در برابر Mg، تورمالین تمام نمونه‌ها در زیر خط $\sum(Fe+Mg)=3$ قرار می‌گیرند

بحث

دگرگونی در نمونه‌های شستی مبین وجود یک سنگ منشأ تورمالین‌دار و دیگر فازهای غنی از بور در حاشیه قاره‌ای ورقه توران یا بلوک البرز است که از هوازدگی و فرسایش آن‌ها رسوبات غنی از بور با قطعات تخریبی تورمالین حاصل شده است.

با افزایش دما، سیال بوردار آزاد شده از کانی‌های رسی در واکنش با سایر کانی‌های آلومینوسیلیکاته، تورمالین را در رسوبات دگرگون شده به وجود می‌آورد. نظر به این که متاپلیت‌ها دارای کانی‌های رسی هستند و این کانی‌ها مهم‌ترین خاستگاه بور هستند (Wilke et al., 2002)، از این رو وجود بور کافی در پروتولیت شستی‌های مجموعه گشت رودخان، پیدایش تورمالین را با هسته‌بندی زیاد و ابعاد ریز سبب شده است. توزیع تورمالین در نمونه‌های شستی از پراکندگی تصادفی برخوردار است. که بیانگر

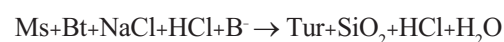
همان‌طور که در مباحث قبل اشاره شد، سنگ‌های متاپلیتی و لوکوگرانیتی مجموعه دگرگونی گشت شاهد رویداد تورمالین‌زایی فراگیر بوده که در ادامه به بررسی ژنز تورمالین در هر یک از این واحدهای سنگی پرداخته می‌شود. پروتولیت متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی گشت، بیانگر رسوبات حاشیه فعال قاره‌ای هستند (Omran et al., 2013b)؛ میکائیلی، ۱۳۹۲؛ جوانمرد، ۱۳۹۳ و جوانمرد و همکاران، (۱۳۹۵) که متحمل دگرگونی در نتیجه کوه‌زایی نوع برخوردی شده‌اند. این رویداد با کوه‌زایی کیمیرین پیشین در طی مرحله نهایی بسته شدن پالتوتیس و برخورد بلوک البرز و حاشیه جنوبی اوراسیا روی داده است (Omran et al., 2013b و جوانمرد، ۱۳۹۳). فراوانی تورمالین‌های

(رسولی جمادی، ۱۳۸۸؛ Omrani et al., 2013b)؛ میکائیلی، ۱۳۹۲؛ رزاقی، ۱۳۹۵ و زندی فر، ۱۳۹۵) به نقش آبزدایی مسکویت در انجام ذوببخشی تأکید دارد تا دخالت بیوتیت. از طرف دیگر، نبود مسکویت در پاراژنز ملانوسوم نیز مبین نقش تجزیه این کانی در انجام فرایند ذوببخشی است (رزاقی، ۱۳۹۵). فارغ از شرایط فشار و دما دگرگونی و واکنش‌های درگیر، لوکوگرانیت‌های تورمالین‌دار حاصل ذوببخشی سنگ منشأ متاپلیتی با نرخ کم (۱۰ درصد) می‌باشند (Nabelek and Liu, 2004 and Gao and Wilson, 2012). این چنین نرخ ذوببخشی کم، تحت کنترل کانی‌های بوردار مانند مسکویت و تورمالین در سنگ منشأ پلیتی است (Kawakami and Kobayashi, 2006). متوسط میزان بور در متاپلیت‌ها ۱۰۰ قسمت در میلیون است (London et al., 1996). بنابراین تولید مذاب تورمالین‌دار از چنین سنگ‌هایی مستلزم تجزیه کامل کانی‌های ورقه‌ای بوردار (مسکویت)، در فاز تفاله است تا بور به اندازه کافی اشباع گردد و تبلور تورمالین را در مذاب به دنبال داشته باشد (Kawakami and Kobayashi, 2006). در مسیر تبلور مذاب، عنصر بور تمایل به تمرکز در سیال باقی‌مانده دارد (Pichavant, 1981). احتمالاً تورمالین‌های سبز رشد یافته بر روی ملانوسوم بیوتیت‌دار هم‌جوار با لوکوسوم، از تراوش سیالات بوردار لوکوسوم در حال انجماد نشأت گرفته‌اند.

براساس مطالعات آزمایشگاهی، تأثیر بور در کاهش دمای سالیدوس و گرانیروی مذاب اثبات شده است (Pichavant, 1992 and Dingwell et al., 1981) سیالات بوردار مجموعه گشت رودخان، در درجات بالای دگرگونی ضمن کاهش دمای سالیدوس گرانیوت‌آب‌دار و تسهیل فرآیند میگماتیت‌زایی، با کاهش ویسکوزیته لوکوسوم، شرایط تحرک‌پذیری و جدایش راحت‌تر مذاب از ملانوسوم و تشکیل لوکوگرانیت‌های هم‌جوار با میگماتیت‌های مجموعه گشت رودخان را فراهم کرده است (محمدی، ۱۳۹۵). شباهت کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی لوکوسوم میگماتیت‌ها و لوکوگرانیت‌های هم‌جوار (رزاقی، ۱۳۹۵ و زندی فر، ۱۳۹۵) نیز، بیانگر آن است که لوکوگرانیت‌ها، لوکوسوم میگماتیت‌ها هستند.

آن است که شاره‌های سیال بوردار نشأت گرفته از خارج سیستم، نقشی در ژنز تورمالین نداشته است. تورمالین‌های دارای منطقه‌بندی نمونه‌های شیشتی مبین دو نسل تخریبی و دگرگونی است (Wadhawan and Roonwal, 1977)؛ (Zen, 1981) به واسطه مقاومت مکانیکی بالای تورمالین در برابر سایش، ممکن است در یک حوضه رسوبی شاهد حضور چندین نوع تورمالین از سنگ منشأ‌های متفاوت باشیم (Krynine, 1946). معمولاً تورمالین‌های دگرگونی بر روی قطعات تخریبی تورمالین قدیمی‌تر هسته‌بندی و رشد می‌نمایند و با توجه به تغییرات چندرنگی در بخش تخریبی و دگرگونی قابل تمایز هستند (Henry and Dutrow, 1990). ریز بلور بودن و وجود منطقه‌بندی ترکیبی بارز به صورت ناپیوستگی رنگی، شاخص تورمالین‌های دگرگونی می‌باشد (Dutrow et al., 1999). در درجات بالاتر دگرگونی، تورمالین‌ها تمایل به همگن شدن دارند و هسته تخریبی تورمالین‌ها بر اثر تبادلات یونی با حاشیه یکسان می‌گردد و به همین دلیل تورمالین نمونه‌های گنیسی، منطقه‌بندی ترکیبی نشان نمی‌دهند.

در بعضی از نمونه‌های گنیسی، هسته‌بندی تورمالین بر روی ورقه‌های بیوتیت، مشاهده می‌شود. انحصار تجمع تورمالین در محل ورقه‌های بیوتیت و مرزهای غیر مستقیم بین آنها، نشان از حالت غیر تعادلی و رابطه واکنشی بین این دو کانی دارد. این فرآیند جان‌شینی، حاصل تأثیر سیالات اسیدی بوردار بر روی بیوتیت، طبق واکنش زیر می‌باشد (Morgan and London, 1989):



با افزایش درجه دگرگونی و انجام رویداد ذوببخشی، تحولات تورمالین تحت تأثیر سیستم جامد ملانوسوم و مذاب لوکوسوم قرار می‌گیرد. حوضه پایداری تورمالین تا درجات دگرگونی گرانیوت نیز می‌رسد (Henry and Dutrow, 2001 and Slack, 1996). احتمالاً تورمالین‌های قهوه‌ای هم‌زیست با ملانوسوم متشکل از مجموعه گارنت، سیلیمانیت و بیوتیت را می‌توان به‌عنوان پاراژنز پایدار در مرحله اوج دگرگونی در نظر گرفت. مقادیر کم تیتانیم لوکوگرانیت‌ها و لوکوسوم مجموعه گشت رودخان

متاپلیت و لوکوگرانیت‌های مجموعه دگرگونی گشت عمدتاً از نوع آلکالن است. تنها انواع قهوه‌ای موجود در ملانوسوم گارنت‌دار که معرف پارائنز اوج دگرگونی است، در گروه تورمالین‌هایی جای دارد که موقعیت X آنها تهی می‌باشد. تورمالین نمونه‌های لوکوگرانیتی، شورلیتی بوده و حاشیه آنها دراویتی است. به نظر می‌رسد که در درجات بالای دگرگونی تأثیرپذیری ترکیب تورمالین از فشار و دما دگرگونی چشمگیر بوده است به طوری که به جز تورمالین‌های قهوه‌ای مرحله اوج دگرگونی که از نوع منیزوفوئیتی است، سایر تورمالین‌های دگرگونی نمونه‌های شیبستی و گنیسی از نوع دراویتی می‌باشند. ژنز تورمالین در مجموعه گشت، تحت تأثیر شرایط دگرگونی و ماگمایی منتج از فرایند دگرگونی صورت پذیرفته است. شاخص‌های ترکیبی (مقادیر آهن و منیزیم) تورمالین‌های نمونه‌های متاپلیتی مبین تشکیل آنها در سیستم گرمایی حاکم در شرایط دگرگونی است در حالی که تبلور تورمالین لوکوگرانیت‌ها عمدتاً متأثر از شرایط ماگمایی می‌باشد. به عبارت دیگر احتمالاً تزریق لوکوگرانیت‌ها نقشی در ژنز تورمالین متاپلیت‌های میزبان نداشته است. به نظر می‌رسد وجود سیالات بوردار در درجات بالای دگرگونی نقش مهمی در تسهیل فرایند ذوب‌بخشی و تحرک‌پذیری و جدایش مذاب ایفا نموده است.

در مذاب‌های گرانیتی، پایداری تورمالین بیشتر در رقابت با کانی بیوتیت بر سر جذب آهن و منیزیم است (Pichavant et al., 1996; Wolf and London, 1997; London, 1999). افزایش اکتیویته سدیم و کاهش اکتیویته منیزیم منجر به پایداری تورمالین به جای بیوتیت در مذاب‌های گرانیتی خواهد شد (Barbara and Durowt, 1999). در مذاب‌های با TiO_2 بالا، تقدم تبلور با بیوتیت است (Pichavant et al., 1996). نظر به نقش آب‌زدایی موسکویت و عدم دخالت بیوتیت در فرآیند ذوب‌بخشی متاپلیت‌های منطقه گشت رودخان، مذاب‌های حاصل فقیر از تیتانیم بوده و بنابراین تورمالین به جای بیوتیت متبلور شده است. افزایش فوگاسیته اکسیژن ماگما نیز منجر به تبلور تورمالین به جای بیوتیت خواهد شد (Pichavant et al., 1995 and Scaillet et al., 1996). تجزیه موسکویت و زایش سیال آبدار، بالا رفتن فوگاسیته اکسیژن در سیستم و تبلور تورمالین به جای بیوتیت را به همراه خواهد داشت.

نتیجه‌گیری

بر خلاف تنوع سنگ‌شناسی مجموعه گشت و تفاوت‌های بافتی تورمالین در این مجموعه، تنوع چندانی در ترکیب تورمالین‌های مورد مطالعه مشاهده نمی‌شود. تورمالین

جدول ۱. نتایج آنالیز ریزپردازنده نقطه‌ای تورمالین نمونه‌های منطقه گشت رودخان

نوع سنگ شماره آنالیز	شیست			گنیس									
	Ga22	Ga18		Mm9b	Mz4								
SiO ₂ %	۳۴/۳۶	۳۷/۵۴	۳۷/۳۶	۳۶/۳۷	۳۵/۷۲	۴۵/۴۶	۳۵/۸۹	۳۴/۶۴	۳۴/۴۱	۳۴/۲۵	۳۵/۰۴	۳۵/۲۱	۳۵/۱۴
TiO ₂	۰/۵۱	۰/۴۵	۰/۴۹	۱/۱۲	۲/۰۹	۰/۷۱	۰/۰۵	۰/۹۷	۱/۰۸	۰/۶۰	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۸
Al ₂ O ₃	۳۶/۸۹	۳۴/۹۳	۳۴/۰۱	۳۴/۷۵	۳۳/۹۰	۲۰/۹۵	۳۴/۳۵	۳۵/۵۶	۳۴/۴۲	۳۴/۷۵	۳۳/۴۷	۳۴/۲۵	۳۴/۱۸
FeO	۴/۵۶	۴/۸۶	۳/۰۲	۲/۷۹	۴/۴۱	۷/۶۱	۴/۵۲	۴/۵۴	۵/۱۳	۴/۸۱	۵/۷۸	۷/۵۳	۷/۵۶
MgO	۸/۱۲	۹/۴۱	۱۱/۱۳	۱۰/۱۵	۸/۶۳	۸/۴۳	۱۰/۶۹	۸/۵۳	۸/۹۲	۸/۷۲	۷/۶۷	۷/۲۹	۶/۶۶
CaO	۰/۴۲	۰/۶۱	۰/۶۳	۰/۲۸	۰/۴۳	۰/۰۵	۰/۵۵	۰/۴۳	۰/۶۶	۰/۶۲	۰/۴۹	۰/۳۷	۰/۳۵
Na ₂ O	۱/۹۳	۱/۶۱	۱/۰۳	۰/۰۷	۱/۹۶	۰/۱۹	۲/۶۳	۱/۸۹	۲/۳۷	۲/۵۱	۲/۵۰	۱/۶۶	۱/۶۵
K ₂ O	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۲
H ₂ O	۳/۵۱	۳/۵۴	۳/۲۹	۳/۲۶	۳/۵۵	۴/۲۴	۳/۵۹	۳/۴۹	۳/۷۸	۳/۶۳	۳/۵۷	۳/۴۱	۳/۳۳
B ₂ O ₃	۱۰/۸۵	۱۰/۷۸	۱۱/۰۶	۱۱/۰۲	۱۰/۹۲	۱۰/۷۲	۱۰/۱۲	۱۰/۹۴	۱۰/۹۷	۱۰/۷۴	۱۰/۶۵	۱۰/۵۸	۱۰/۵۷
%Total	۱۰۱/۲	۱۰۰/۹	۱۰۱/۵۱	۱۰۰/۸	۱۰۱/۸	۱۰۰/۷۹	۱۰۱/۸۱	۱۰۱/۹۱	۱۰۳/۵۵	۱۰۱/۰۵	۱۰۰/۴۰	۱۰۰/۰۴	۹۹/۶۵
فرمول ساختمانی بر پایه ۳۱ آنیون (O.H)													
Apfu Si	۵/۵۰	۵/۵۶	۵/۸۹	۵/۸۹	۵/۷۴	۵/۷۹	۵/۶۰	۵/۶۹	۵/۴۸	۵/۵۶	۵/۵۸	۵/۷۵	۵/۷۷
Ti	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۲۵	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۲
Al	۶/۹۶	۶/۶۳	۶/۲۹	۶/۴۵	۶/۳۱	۴/۰۰	۶/۶۴	۶/۶۵	۶/۶۴	۶/۶۵	۶/۶۸	۶/۴۷	۶/۶۲
Cr	۰/۰۰۳	۰/۰۱۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۹	۰/۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱
Fe ⁽²⁺⁾	۰/۶۱	۰/۶۵	۰/۳۹	۰/۳۶	۰/۷۱	۱/۰۳	۰/۵۲	۰/۶۰	۰/۶۷	۰/۶۵	۰/۷۸	۱/۰۶	۱/۰۳
Mg	۱/۹۳	۲/۲۶	۲/۶۰	۲/۳۸	۲/۲۳	۴/۲۱	۲/۲۰	۲/۰۱	۲/۱۰	۲/۱۰	۱/۸۶	۱/۷۸	۱/۶۲

ادامه جدول ۱.

نوع سنگ	شیست						گنیس							
	شماره آنالیز	Ga22		Ga18		Mm9b			Mz4					
Ca	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۴۷	۰/۲۰	۰/۰۰۹	۰/۰۸	۰/۰۷۳	۰/۱۱۲	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۶
Na	۰/۵۹	۰/۵۰	۰/۰۰	۰/۲۱	۰/۱۳	۰/۰۶	۰/۹۷	۰/۵۸	۰/۸۳	۰/۷۸	۰/۷۹	۰/۵۲	۰/۴۷	۰/۵۲
K	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۶	۰/۰۰۸	۰/۰۰۴	۲/۲۲	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰
X-vacanc	۰/۳۲	۰/۳۸	۰/۷۹	۰/۷۳	۰/۶۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۳	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۳۶	۰/۴۵	۰/۴۰
R ₁	۰/۶۷	۰/۶۰	۰/۲۰	۰/۲۶	۰/۳۴	۰/۶۸	۱/۰۵	۰/۶۵	۰/۹۵	۰/۸۹	۰/۸۷	۰/۶۲	۰/۵۴	۰/۵۸
R ₂	۲/۵۵	۲/۹۱	۳/۰۰	۲/۷۵	۲/۹۵	۲/۲۴	۲/۷۳	۲/۶۲	۲/۷۸	۲/۷۵	۲/۶۵	۲/۸۷	۲/۶۶	۲/۶۴
R ₃	۷/۰۴	۶/۷۱	۶/۳۶	۶/۵۳	۶/۴۹	۶/۳۴	۶/۶۴	۶/۷۳	۶/۷۹	۶/۷۳	۶/۷۷	۶/۵۰	۶/۶۵	۶/۶۵
X Al (Al-in-R ₂)	۰/۵۴	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۴۲	۰/۲۳	۱/۸۶	۰/۲۵	۰/۴۳	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۳۶	۰/۲۶	۰/۴۲	۰/۴۲
Mg*	۲/۴۸	۲/۸۵	۲/۹۴	۲/۶۹	۲/۸۱	۴/۹۹	۲/۷۱	۲/۵۶	۲/۶۶	۲/۶۲	۲/۵۸	۲/۸۳	۲/۶۳	۲/۶۲
Al*	۷/۰۸	۶/۷۵	۶/۴۰	۶/۵۷	۶/۵۸	۴/۵۱	۶/۶۶	۶/۷۷	۶/۸۷	۶/۸۲	۶/۸۲	۶/۵۲	۶/۶۶	۶/۶۶
Na*	۰/۶۰	۰/۵۱	۰/۱۰	۰/۲۲	۰/۱۳	۲/۲۸	۰/۹۸	۰/۵۸	۰/۸۴	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۵۳	۰/۴۸	۰/۵۳
OH*	۰/۷۵	۰/۸۰	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۵۱	۱/۰۰	۰/۰۳	۰/۷۰	۰/۹۹	۰/۹۱	۰/۸۹	۰/۷۴	۰/۶۳	۰/۶۵
Fe ^(tot) , Fe ^{(tot)+Mg}	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۹	۰/۳۷	۰/۳۸	۰/۲۹
Na.(Na+Ca)	۰/۸۹	۰/۸۲	۰/۴۷	۰/۸۱	۰/۳۹	۰/۸۷	۰/۹۲	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۹۰	۰/۸۴	۰/۸۸	۰/۸۹
Al.(Al+Mg)	۰/۷۸	۰/۷۴	۰/۷۰	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۴۸	۰/۷۴	۰/۷۶	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۸۰	۰/۸۰
Al.(Al+Si)	۰/۵۵	۰/۵۴	۰/۵۱	۰/۵۲	۰/۵۲	۰/۴۰	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۵۳
Al.(Al+Fe ^{(tot)+Mg})	۰/۷۳	۰/۹۶	۰/۶۷	۰/۷۰	۰/۶۸	۰/۴	۰/۷۰	۰/۷۱	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۷۱	۰/۶۹	۰/۷۱	۰/۷۱
نوع سنگ	ملاونسوم (عاری از گارنت)			ملاونسوم گارنت دار			لوکوگرنیت							
شماره آنالیز	Ga24		Sr5		Mm10									
					مرکز		حاشیه							
SiO ₂ (%)	۳۴/۹	۳۵/۱۱	۳۷/۱۱	۳۷/۱۴	۳۲/۷۴	۳۳/۹۹	۳۳/۴۲	۳۳/۸۳	۳۴/۴۷	۳۵/۴۲	۳۴/۳۶			
TiO ₂	۰/۵۴	۰/۴۲	۰/۹۹	۰/۹۵	۰/۴۶	۰/۴۴	۱/۱۳	۰/۲۷	۰/۷۱	۱/۰۵	۱/۰۶			
Al ₂ O ₃	۳۵/۵۸	۳۶/۹۳	۳۵/۵۵	۳۳/۸۶	۳۴/۸۷	۳۴/۱۷	۳۵/۳۸	۳۴/۸۵	۳۵/۴	۳۴/۰۵	۳۵/۸۱			
FeO	۷/۲۲	۷/۰۱	۶/۱۳	۶/۷۵	۱۲/۶۸	۱۲/۹۲	۹/۰	۱۳/۱۲	۱۰/۰	۹/۹۲	۷/۷۶			
MnO	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۱			
MgO	۷/۳۲	۶/۴۸	۶/۵۸	۶/۶۵	۳/۵۹	۳/۱۰	۴/۹۳	۲/۴۳	۲/۹	۳/۰۸	۵/۵۳			
CaO	۰/۵۱	۰/۴۴	۱/۴۶	۱/۶۶	۰/۳۱	۰/۲۸	۰/۶۰	۰/۲۰	۰/۲	۰/۵۷	۰/۴۵			
Na ₂ O	۱/۶۵	۱/۸۴	۰/۱	۰/۰۴	۲/۱۳	۲/۱۰	۱/۹۱	۲/۱۳	۱/۶	۱/۸۳	۱/۵۲			
K ₂ O	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵			
H ₂ O	۳/۴۸	۳/۴۹	۳/۰۵	۳/۰۵	۳/۴۶	۳/۳۸	۳/۴۲	۳/۳۵	۳/۱۳	۳/۱۵	۳/۲۹			
B ₂ O ₃	۱۰/۷۲	۱۰/۹۲	۱۱/۰۰	۱۰/۸۶	۱۰/۳۸	۱۰/۴۲	۱۰/۵۷	۱۰/۴۰	۱۰/۴۵	۱۰/۴۹	۱۰/۶۶			
(%) Total	۱۰۱/۲۵	۱۰۲/۷۱	۱۰۲/۰۸	۱۰۲/۲۳	۱۰۰/۸۲	۱۰۰/۹۳	۱۰۱/۱۸	۱۰۰/۷۲	۹۹/۳۱	۹۹/۹	۱۰۰/۵۰			
فرمول ساختمانی بر پایه ۳۱ آنیون (O,H)														
(apfu) Si	۵/۵۲	۵/۵۸	۵/۸۵	۵/۹۴	۵/۴۸	۵/۶۶	۵/۴۹	۵/۶۵	۵/۷۳	۵/۸۶	۵/۵۹			
Ti	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۴	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۱۳			
Al	۶/۷۹	۶/۹۲	۶/۶۱	۶/۳۸	۶/۸۸	۶/۷۱	۶/۸۵	۶/۸۶	۶/۹۴	۶/۶۴	۶/۸۷			
Cr	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰			
Fe ⁽²⁺⁾	۰/۹۷	۰/۹۳	۰/۸۰	۰/۹۰	۱/۷۷	۱/۸۰	۱/۳۳	۱/۸۳	۱/۲۹	۱/۳۷	۱/۰۵			
Mg	۱/۷۶	۱/۵۳	۱/۵۴	۱/۵۸	۰/۸۹	۰/۷۷	۱/۲۰	۰/۶۰	۰/۷۲	۱/۳۶	۱/۳۴			
Ca	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۲۴	۰/۲۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۰۷			
Na	۰/۵۱	۰/۵۶	۰/۰۰۰	۰/۰۱۲	۰/۶۹	۰/۶۷	۰/۶۰	۰/۶۹	۰/۵۱	۰/۵۸	۰/۴۸			
K	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱			
X-vacancy	۰/۳۸	۰/۳۴	۰/۷۴	۰/۶۸	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۴۱	۰/۲۹	۰/۴۳			
R ₁	۰/۶۰	۰/۶۴	۰/۲۴	۰/۲۹	۰/۷۴	۰/۷۲	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۵۶	۰/۶۸	۰/۵۵			
R ₂	۲/۷۴	۲/۶۴	۲/۳۶	۲/۴۹	۲/۶۸	۲/۵۸	۲/۵۴	۲/۴۴	۲/۱۲	۲/۱۴	۲/۴۰			
R ₃	۶/۸۸	۶/۹۹	۶/۷۷	۶/۵۳	۶/۹۵	۶/۷۸	۷/۰۳	۶/۹۰	۷/۰۶	۶/۸۱	۷/۰۵			
X Al (Al-in-R ₂)	۰/۴۱	۰/۵۷	۰/۶۳	۰/۴۸	۰/۴۳	۰/۴۵	۰/۵۲	۰/۵۵	۰/۷۹	۰/۶۸	۰/۶۴			
Mg*	۲/۶۸	۲/۴۱	۲/۳۲	۲/۴۸	۲/۶۲	۲/۵۲	۲/۴۰	۲/۴۲	۲/۲۵	۲/۴۴	۲/۲۷			
Al*	۶/۹۳	۷/۰۲	۶/۸۱	۶/۵۶	۶/۹	۶/۸۲	۷/۱۳	۶/۹۲	۷/۰۱	۶/۶۸	۷/۱۳			
Na*	۰/۵۲	۰/۵۷	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۷۰	۰/۶۹	۰/۶۲	۰/۷۰	۰/۵۳	۰/۶۰	۰/۴۹			
OH*	۰/۷۶	۰/۶۸	۰/۲۱	۰/۲۶	۰/۸۶	۰/۷۶	۰/۷۵	۰/۷۳	۰/۴۷	۰/۴۸	۰/۵۷			
Fe ^(tot) , (Fe ^(tot)+Mg)	۰/۳۵	۰/۳۷	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۶۶	۰/۷۰	۰/۵۲	۰/۷۵	۰/۶۵	۰/۶۴	۰/۴۴			
Na.(Na+Ca)	۰/۸۵	۰/۸۸	۰/۰۰۰	۰/۰۴	۰/۹۲	۰/۹۳	۰/۸۵	۰/۹۵	۰/۹۱	۰/۸۵	۰/۸۵			
Al.(Al+Mg)	۰/۷۹	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۸۰	۰/۸۸	۰/۸۹	۰/۸۵	۰/۹۱	۰/۹۰	۰/۸۹	۰/۸۳			
Al.(Al+Si)	۰/۵۵	۰/۵۵	۰/۵۳	۰/۵۱	۰/۵۵	۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۳	۰/۵۵			
Al.(Al+Fe ^(tot)+Mg)	۰/۷۱	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۷۶	۰/۷۵	۰/۷۴			

منابع

- دانشگاه تبریز، ۱۶۰.
- نصرآبادی، م. و سعادت، م.، ۱۳۹۵. ژئوشیمی و جایگاه پالئونکتونوماگماتیک پروتولیت متابازیت‌های مجموعه دگرگونی اسالم (شمال‌باختری رشت). مجله پترولوژی، ۲۸، ۱۷۹-۱۶۱.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 983-992.
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1), 1-33.
- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K. and Lasemi, Y., 1997. The Triassic and associated rocks of the Naxhlak and Aghdarband area in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 1563-1575.
- Barbara, L. and Dutrow, B. L., 1999. Tourmaline-rich pseudomorphs in sillimanite zone metapelites: Demarcation of an infiltration front. *American Mineralogist*, 84, 794-805.
- Cavarretta, G. and Puxeddu, M., 1990. Schorl-Dravite-Ferridravite Tourmalines Deposited by Hydrothermal Magmatic Fluids during Early Evolution of the Larderclio Geothermal Field, Italy. *Economic Geology*, 85, 1236-1251.
- Clark, G. C., Davies, R. G., Hamzehpour, B. and Jones, C. R., 1975. Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi quadrangle map, 1/250000", Geological Survey of Iran, Tehran.
- Delaloye, M., Jenny, J. and Stampfli, G., 1981. K-Ar dating in the eastern Elburz (Iran). *Tectonophysics*, 79, 27-36.
- Dingwell, D. B., Knoche, R., Webb, S. L. and Pichavant, M., 1992. The effect of B₂O₃ - جوانمرد، م. ر.، ۱۳۹۳. پترولوژی مجموعه دگرگونی گشت. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین.
- جوانمرد، م. ر.، نصرآبادی، م. و قلی‌زاده، ک.، ۱۳۹۵. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی گشت (باختر رشت). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، ۲، ۲۵۸-۲۴۳.
- جوانمرد، م. ر.، نصرآبادی، م.، داوودی، ز. و قلی‌زاده، ک.، ۱۳۹۳. مجموعه دگرگونی گشت: مثالی از دگرگونی P/T متوسط کمربندهای کوهزایی سی و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، ۳۱۳-۳۰۶.
- رسولی جمادی، ف.، ۱۳۸۸. پترولوژی و فابریک گرانیت میلونیتی مجموعه دگرگونی گشت در جنوب باختر فومن (گیلان). رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۹۰.
- رزاقی، ص.، ۱۳۹۵. میگماتیت‌زایی مجموعه دگرگونی گشت. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین، ۱۴۰.
- رزاقی، ص.، نصرآبادی، ن.، قلی‌زاده، ک. و داوودی، ز.، ۱۳۹۷. دما-فشارسنجی و تفسیر جایگاه تکتونیکی متاپلیت‌های منطقه گشت رودخان (مجموعه دگرگونی گشت، غرب رشت). مجله علوم زمین، ۱۰۸، ۲۸۰-۲۶۹.
- زندی‌فر، م.، ۱۳۹۵. گرانیت‌زایی مجموعه دگرگونی گشت. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین، ۱۴۴.
- سعادت، م.، ۱۳۹۲. پترولوژی مجموعه دگرگونی اسالم. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین، ۱۳۴.
- سعادت، م.، نصرآبادی، م. و آسیابانها، ع.، ۱۳۹۳. دما-فشارسنجی و تفسیر جایگاه تکتونیکی سنگ‌های رخساره شیست آبی مجموعه دگرگونی اسالم (شمال‌باختر رشت). مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، ۱۹، ۱۵۴-۱۳۸.
- محمدی، م.، ۱۳۹۵. تورمالین‌زایی مجموعه دگرگونی گشت. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین، ۱۳۲.
- میکائیلی، ر.، ۱۳۹۲. پترولوژی سنگ‌های رسی دگرگونی گشت و ماسال. شمال ایران، رساله دکتری،

- on the viscosity of haplogranitic liquids. *American Mineralogist*, 77, 457-461.
- Dutrow, B. L., Foster, C. T. and Henry, D. J., 1999. Tourmalinerich pseudomorphs in sillimanite zone metapelites: Demarcation of an infiltration front. *American Mineralogist*, 84, 794-805.
 - Gautier, D. L., 1979. Preliminary report of authigenic, euhedral tourmaline crystals in a productive gas reservoir of the Tiger Ridge Field, north-central Montana. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 911-916.
 - Gou, Z. and Wilson, M., 2012. The Himalayan leucogranites: Constraints on the nature of their crustal source region and geodynamic setting. *Gondwana Research*, 22, 360-376.
 - Hawthorne, F. C. and Henry D. J., 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, 11, 201-215.
 - Henry, D. J. and Dutrow, B. L., 1990. Ca substitution in Li-poor aluminous tourmaline. *Canadian Mineralogist*, 28, 111-124.
 - Henry, D. J. and Dutrow, B. L., 1992. Tourmaline in clastic metasedimentary rocks: an illustration of the petrogenetic potential of tourmaline. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112, 203-218.
 - Henry, D. J. and Dutrow, B. L., 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic aspects. In *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 33, 503-558.
 - Henry, D. J. and Dutrow, B. L., 2001. Compositional zoning and element partitioning in nikeloan tourmaline from a metamorphosed karst-bauxite from Samos, Greece. *American Mineralogist*, 86, 1130-1142.
 - Henry, D. J. and Dutrow, B. L., 2012. Tourmaline at diagenetic to low-grade metamorphic conditions: Its petrologic applicability. *Lithos*, 154, 16-32.
 - Henry, D. J. and Guidotti, C. V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite grade metapelites of NW-Marine. *American Mineralogist*, 70, 1-15.
 - Kawakami, T. and Kobayashi, T., 2006. Trace element composition and degree of partial melting of pelitic migmatites from the Aoyama area, Ryoke metamorphic belt, SW Japan: Implications for the source region of tourmaline leucogranites. *Gondwana Research*, 9, 176-188.
 - Kawakami, T., 2001. Tourmaline breakdown in the migmatite zone of the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 61-75.
 - Kawakami, T., 2004. Tourmaline and boron as indicators of the presence, segregation and extraction of melt in pelitic migmatites: examples from the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *Earth Sciences*, 95, 111-123.
 - Krynine, P. D., 1946. The tourmaline group in sediments. *Journal of Geology*, 54, 65-87.
 - London, D., 1999. Stability of tourmaline in peraluminous granite systems: the boron cycle from anatexis to hydrothermal aureoles. *European Journal of Mineralogy*, 11, 253-262.
 - London, D. and Manning, D. A. C., 1995. Chemical Variation and Significance of tourmaline from southwest England. *Economic Geology*, 90, 495-519.
 - London, D., Morgan, G. B. and Wolf, M. B., 1996. Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry* (E.S. Grew and L.M. Anovitz, eds.). *Reviews in Mineralogy*, 33, 299-330.

- Mader, D., 1980. Tourmaline authigenesis in carbonate-rock breccias from the upper Bunter of the northern Triev Bay; western Eifel. *Aufschluss*, 31, 249-256.
- Maning, D. A. C., 1982. Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapon batholith of peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine*, 45, 139-147.
- Morgan, G. B. and London, D., 1989. Experimental reactions of amphibolite with boron-bearing aqueous fluids at 200 MPa: Implications for tourmaline stability and partial melting in mafic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102, 281-297.
- Nabelek, P. I. and Liu, M., 2004. Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens. *Earth Sciences*, 95, 73-85.
- Omrani, H., Michaeli, R. and Moazzen, M., 2013b. Geochemistry and petrogenesis of the Gasht peraluminous granite, Western Alborz Mountains, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 268/2, 175-189.
- Omrani, H., Moazzen, M., Oberhänsli, R., Tsujimori, T., Bousquet, R. and Moayyed, M., 2013a. Metamorphic history of glaucophane-paragonite-zoisite eclogites from the Shanderman area, northern Iran. *Journal of Metamorphic Geology*, 31, 791-812.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. and Siever, R., 1973. *Sand and Sandstones*. Springer-Verlag, New York.
- Pichavant, M., 1981. An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1kbar vapor pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 430-439.
- Pichavant, M., Hammouda, T. and Scaillet, B., 1996. Control of redox state and Sr isotopic composition of granitic magmas: a critical evaluation of the role of source rocks. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 88, 321-329.
- Pirajno, F. and Smithies, R. H., 1992. The FeO/(FeO+MgO) ratio of tourmaline: a useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 42, 371-381.
- Rossetti, F., Monié, P., Nasrabad, M. Lucci, F., Theye T. and Saadat, M., 2017. Early Carboniferous subduction zone metamorphism preserved within the Paleo-Tethyan Rasht ophiolites (western Alborz, Iran). *Journal of the Geological Society*, 174, 741-758.
- Scaillet, B., Pichavant, M. and Roux, J., 1995. Experimental crystallization of leucogranite magmas. *Journal of Petrology*, 36, 663-705.
- Sengör, A. M. C., 1984. The Cimmeride Orogenic System and the Tectonics of Eurasia. *Geological Society of America, Special Paper*, 195, 1-82.
- Slack, J. F., 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In E. S. Grew and L. M. Anovitz, Ed., *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Washington, D. C. 33, 559-643.
- Sperlich, R., Giere, R. and Frey, M., 1996. Evolution of compositional polarity and zoning in tourmaline during prograde metamorphism of sedimentary rocks in the Swiss Central Alps. *American Mineralogist*, 81, 1222-1236.
- Trumbull R. B. and Chaussidon M., 1999. Chemical and boron isotopic composition of megmatic and hydrothermal tourmalines from the

- Sinceni granite-pegmaite system in Swaziland. *American Mineralogist*, 153, 125-137.
- Wadhawan, S. K. and Roonwal, G. S., 1977. Genetic significance of tourmaline associated with sulphide mineralization at Zawar area, Udaipur, Rajasthan, India. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Monatshefte*, 233-237.
 - Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
 - Wilke, M., Nabelek, P. I. and Glascock, M. D., 2002. B and Li in Proterozoic metapelites from the Black Hills, U.S.A.: implications for the origin of leucogranitic magmas. *American Mineralogist*, 87, 491-500.
 - Wolf, M. B. and London, D., 1997. Boron in granitic magmas: stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130, 12-30.
 - Yavuz, F., Karakaya, N., Yildirim, D. K., Karakaya, M. C. and Kurmal, M., 2014. A Windows program for calculation and classification of tourmaline-supergroup (IMA-2011). *Computers and Geosciences*, 63, 70-87.
 - Zanchetta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S. and Muttoni, G., 2009. The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran). In: *South Caspian to Central Iran basins* (Eds. Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W.) *Special Publications, Geological Society, London*, 312, 57-79.
 - Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E. and Molyneux, S., 2009. The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran. In: *South Caspian to Central Iran basins* (Eds. Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W.) *Geological Society, London Special Publications*, 312, 31-55.
 - Zen, E., 1981. Metamorphic mineral assemblages of slightly calcic pelitic rocks in and around the Taconic Allochthon, southwestern Massachusetts and adjacent Connecticut and New York. *United States Geological Survey Professional Paper*, 13, 1-128.