

Origin of tourmaline in micaschists of Gol-e-Gohar metamorphic complex from south-eastern Sanandaj-Sirjan Zone (Baft, Kerman Province)

Hosein Fatehi, Hamid Ahmadipour * and Hesam Moeinzadeh

Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

Abstract

In Gol-e-Gohar micaschists from south-east Sanandaj-Sirjan Zone (Kerman province), there are tourmaline crystals which are enriched in Mg and Na (Mg: 1.830 a.p.f.u and Na: 0.680 a.p.f.u), and so, they are dravite in compositions belonging to alkaline series. The delineated combinational profiles from core to rim from these tourmalines display a weak compositional zoning. Evidences such as the existence of quartz inclusions in these minerals, equilibrated boundaries between the tourmalines and biotites in all cases and the orientation of some tourmaline crystals along with other metapelite-forming minerals and weak chemical zoning in them indicate that they formed during or after acting tectonic forces and metamorphic events. Moreover, chemical composition of the studied tourmalines, such as F<0.3 wt%, FeO*<0.8 wt% and positive correlation between Mg and Fe contents indicate that these minerals have been produced by metamorphic reactions. It seems that with increasing temperature during and after metamorphism, boron released from the surface of clay minerals and concentrated in interstitial fluids. Then, boron-rich fluids reacted with other silicate minerals such as biotite to form tourmaline. A weak chemical zoning in the studied tourmalines implies this phenomenon

Key words: tourmaline, micaschist, Gol-e-Gohar complex, Sanandaj-Sirjan Zone

* hahmadi@uk.ac.ir

خاستگاه تورمالین در میکاشیست‌های مجموعه دگرگونی گل‌گهر در جنوب‌خاوری پهنه سنندج - سیرجان (شهرستان بافت، استان کرمان)

حسین فاتحی، حمید احمدی پور* و حسام معین زاده
گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

چکیده

در میکاشیست‌های کمپلکس دگرگونی گل‌گهر در جنوب‌خاوری پهنه سنندج - سیرجان (استان کرمان)، بلورهای تورمالینی دیده می‌شوند که مقدار کاتیون‌های Mg و Na در آنها بالاست (Mg: 1.83 a.p.f.u.; Na: 0.680 a.p.f.u.). این تورمالین‌ها از نوع دراویت هستند و به سری آلکالن تعلق دارند. نیمرخ‌های ترکیبی از مرکز به‌سوی حاشیه، نشان‌دهنده منطقه‌بندی شیمیایی ضعیف در آنهاست. وجود میانبارهای کوارتز در این تورمالین‌ها، مرزهای تعادلی آنها با بیوتیت، جایگیری برخی از این کانی‌ها در جهت شیستوزیته سنگ و منطقه‌بندی شیمیایی ضعیف در آنها نشان‌دهنده پیدایش این تورمالین‌ها هنگام یا پس از اعمال نیروهای زمین‌ساختی در سنگ‌های منطقه هستند. داده‌های ترکیب شیمیایی تورمالین‌های بررسی شده، که در آنها مقدار F کمتر از ۰/۳ و مقدار FeO* کمتر از ۰/۸ درصدوزنی است و همخوانی مثبت میان Mg و Fe نشان می‌دهند این کانی‌ها ماگمایی نیستند و محصول واکنش‌های دگرگونی هستند. درباره سازوکار پیدایش این تورمالین‌ها گمان می‌رود با افزایش دما و هنگام دگرگونی و پس از آن، عنصر بور از سطح کانی‌های رسی آزاد و در سیال‌ها میان‌روزنه‌ای انباشته شده است. سپس این سیال سرشار از بور با کانی‌های سیلیکاته مانند بیوتیت واکنش داده و تورمالین را پدید آورده است. منطقه‌بندی شیمیایی ضعیف در تورمالین‌های بررسی شده نیز گویای این نکته است.
واژه‌های کلیدی: تورمالین، میکاشیست، کمپلکس گل‌گهر، پهنه سنندج - سیرجان

مقدمه

کلی $(X)(Y_3)(Z_6)T_6O_{18}(BO_3)_3V_3W$ دارد. در ساختار تورمالین‌ها، جایگاه Z با Al و گاه با Fe^{2+} ، Fe^{3+} ، Ti، Mg، Cr و V^{3+} پر می‌شود. جایگاه Y جانشینی‌های گوناگونی

تورمالین کانی رایج و فرعی سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی است و ترکیب پیچیده سیلیکاته‌ای با فرمول

* hahmadi@uk.ac.ir

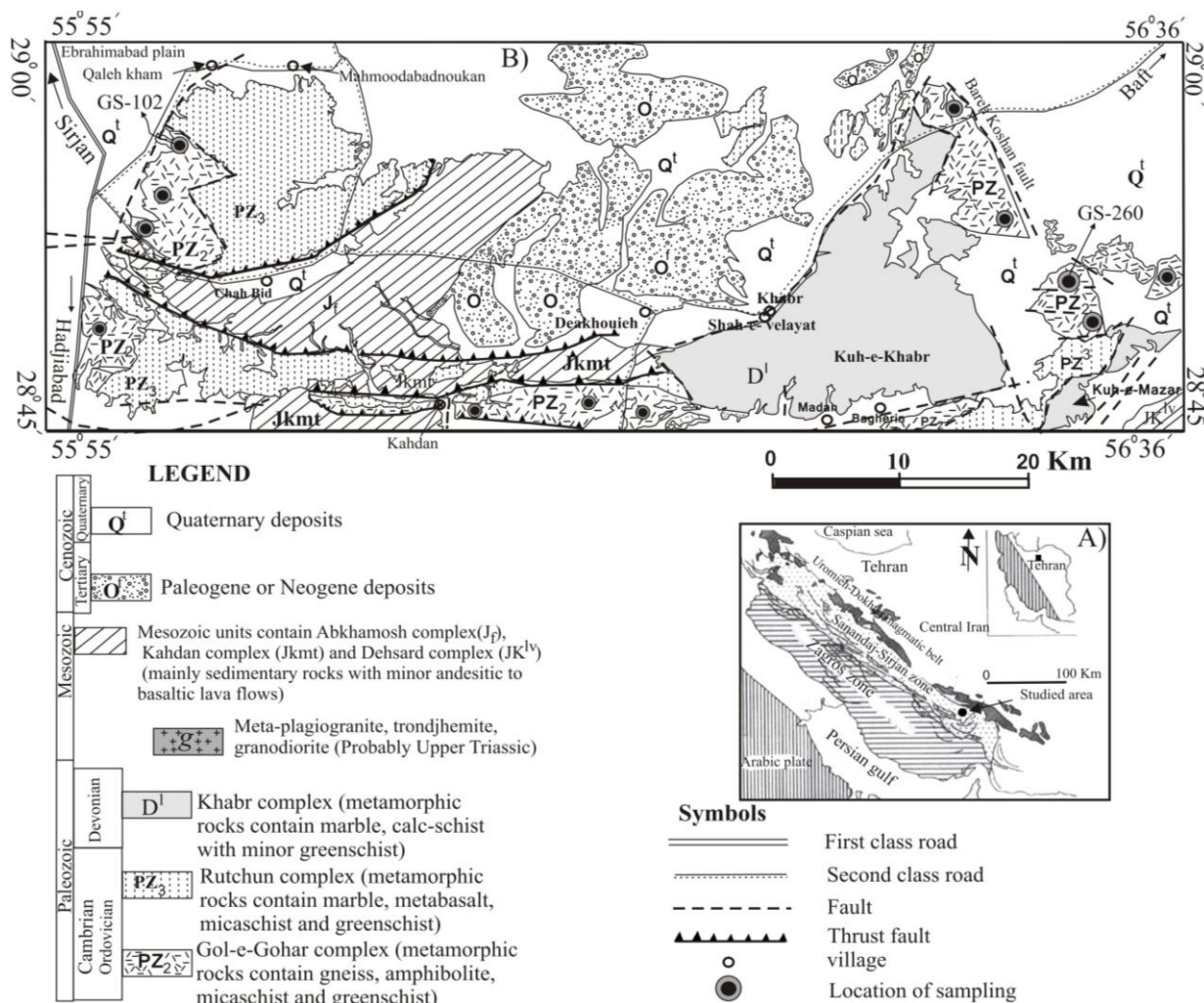
زمین‌شناسی عمومی منطقه

سیمای سنگی منطقه جنوب‌باختری بافت را تناوبی از واحدهای رسوبی، سنگ‌های آذرین بازیک و سنگ‌های آهکی می‌سازد که همگی دچار درجاتی از دگرگونی شده‌اند و به‌صورت سه کمپلکس دگرگونی عمده گل‌گهر، روتشون و کامپلکس دگرگونی پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان (جنوب‌باختری شهرستان بافت، استان کرمان) برونزد دارند (Sabzehei *et al.*, 1997) (شکل ۱). مجموعه دگرگونی گل‌گهر با سن کامبرین (Sabzehei *et al.*, 1997) و رنگ تیره‌تر در صحرا، نسبت به دیگر کمپلکس‌ها توپوگرافی پست‌تری دارد. در صحرا روی این بخش، کمپلکس روتشون با رنگ غالب سرخ‌قهوه ای و سن اردویسین (Sabzehei *et al.*, 1997) جای دارد. کمپلکس دگرگونی خبر با رنگ خاکستری روشن تا سفید و سن دونین، روی دو کمپلکس پیشین جای گرفته‌اند و بیشتر بخش‌های مرتفع را به‌خود اختصاص می‌دهد. همچنین، در این منطقه، یک‌سری واحدهای مربوط به مزوزوییک شامل کمپلکس‌های آب خاموش (J_F)، کاهدان (JKmt) و دهسرد (JK^{IV}) رخنمون دارند (Sabzehei *et al.*, 1997). کنگلومرا، ماسه‌سنگ و رسوب‌های آبرفتی نیز از رسوب‌های سنوزوییک هستند و همراه با واحدهای سنگی مزوزوییک در بخش شمالی، شمال‌باختری، باختری و جنوبی منطقه بررسی شده برونزد دارند. واحدهای پالئوزوییک، مزوزوییک و سنوزوییک، بیشتر به‌صورت دگرشیبی زاویه‌دار روی یکدیگر جای گرفته‌اند. بررسی Sabzehei و همکاران (۱۹۹۷) از بررسی‌های انجام‌شده روی بخش جنوبی کمر بند سنندج-سیرجان به‌شمار می‌رود. ایشان در

از کاتیون‌های یک تا چهار ظرفیتی را شامل می‌شود. جایگاه T بیشتر با Si و گاه همراه با مقداری Al پر می‌شود. جایگاه X معمولاً با Na، Ca و K پر می‌شود و یا تهی می‌ماند. جایگاه هیدروکسیل W با O و OH پر می‌شود و جایگاه V را O، F و H پر می‌کنند (Foigt and Rosenberg, 1977). سه عضو پایانی سری‌های محلول جامد تورمالین، البایت (Elbaite؛ سرشار از Al+Li)، شورل (Schorl؛ سرشار از Fe) و دراویت (Dravite؛ سرشار از Mg) اهمیت ویژه‌ای دارند. پنج خاستگاه محتمل برای تورمالین پیشنهاد شده است که عبارتند از: (۱) نواحی گرانیتی (Neiva, 1974)؛ (۲) نواحی پگماتیتی (Nemec, 1975)؛ (۳) نواحی پگماتیتی تزریق‌شده در نواحی دگرگونی (London, 1986)؛ (۴) تورمالین‌های اتوژنیک رسوبی (Henry and Guidotti, 1988)؛ (۵) تورمالین‌هایی که در مجموعه‌های دگرگونی کهن وجود دارند (Marks *et al.*, 2013). پایداری تورمالین در محدوده گسترده‌ای از تغییرات فشار و دما و ترکیب شیمیایی متنوع آن باعث شده است تا این کانی در بررسی‌های سنگ‌شناسی اهمیت ویژه‌ای داشته باشد و موضوع بسیاری از پژوهش‌ها باشد (مانند کارهای پژوهشی: Torres-Ruiz *et al.*, 2003; Harraz and El-Sharkaway, 2001). هدف اصلی این نوشتار، بررسی سرشت زمین‌شیمیایی، خاستگاه و سازوکار پیدایش بلورهای تورمالین در متاپلیت‌های کمپلکس دگرگونی گل‌گهر است. بررسی این ویژگی‌ها، درک بهتری از رویدادهای گرمایی در این بخش از پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان به‌دست خواهد داد و نقش سیال‌ها در پیدایش بلورهای تورمالین در این محیط را نشان می‌دهد.

این محیط‌ها، هم‌زمان یک‌سری فعالیت‌های ماگمایی نیز داشته و سپس دچار یک دگرگونی ایستایی شده‌اند و در پی آن در طی فاز سیمیرن پیشین دگرگونی اصلی رخ داده است.

گزارش کلی خود، سنگ‌های دگرگونی منطقه بررسی‌شده را بخش‌هایی از پهنه‌ای رسوبی دانسته‌اند که در دوره زمانی پالئوزویک زیرین تا مزوزویک آغازین پدید آمده‌اند؛ به گونه‌ای که



شکل ۱- A) نقشه زمین‌شناسی ایران و جایگاه منطقه جنوب‌باختری بافت روی آن (Mohajjel and Fergusson, 2000)؛ B) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده‌ای از منطقه برگرفته از Sabzehei و همکاران (۱۹۹۷) با تغییرات

فشارشی بوده است، همگی در منطقه جنوب‌باختری بافت دیده می‌شوند. بررسی‌های Sheikholeslami و همکاران (۲۰۰۸)، Ranin و همکاران (۲۰۰۹) و Mahmoodi و همکاران (۲۰۱۱) از دیگر بررسی‌های انجام شده در بخش جنوبی پهنه سنندج- سیرجان هستند. به باور این پژوهشگران، ویژگی‌های زمین‌ساختی بخش جنوبی پهنه سنندج- سیرجان

همچنین، Shafiei Bafti (۲۰۰۰)، نیز به بررسی پیدایش ساختاری و زمین‌ساختی سنگ‌های پالئوزویک کمر بند سنندج - سیرجان در منطقه خیر پرداخته است. نامبرده، دگرگونی نهشته‌های پالئوزویک را مربوط به سیمیرن آغازی می‌داند و بر این باور است که تأثیر رژیم زمین‌ساختی کششی در سیمیرن میانی و فرایند کوهزایی لارامید که آغاز رژیم

ژاپن تجزیه شیمیایی شدند. زمان تجزیه هر نقطه بسته به نوع کانی و عنصرهای مورد نیاز برای تجزیه از ۳۰ ثانیه تا ۵ دقیقه متغیر بود.

فرمول‌های ساختاری برای بلورهای بیوتیت بر پایه ۱۱ اتم اکسیژن و برای بلورهای پلاژیوکلاز بر پایه ۸ اتم اکسیژن به دست آورده شده‌اند (جدول ۱). همچنین، فرمول ساختاری بلورهای تورمالین بر پایه ۳۱ آنیون (OH) و میزان H₂O و B₂O₃ برای ساخت ۴ یون OH و ۳ یون B به روش استوکیومتری به دست آورده شده است (جدول ۲). نام اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) برگرفته شده است.

متأثر از فرایندهای کافت اقیانوسی، گسترش اقیانوس نئوتتیس، فرورانش و سرانجام بسته شدن این حوضه اقیانوسی هستند.

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری از متاپلیت‌های تورمالین دار (فیلیت و میکاشیست)، شمار ۳۰ مقطع نازک ساخته و بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری روی آنها انجام شد. در این نمونه‌ها، بلورهای تورمالین (۲۰ نقطه)، بیوتیت (۵۰ نقطه) و پلاژیوکلاز (۴۰ نقطه) با دستگاه ریزکاو الکترونی JEOL-JX8600M در ولتاژ ۱۵KV و جریان الکتریکی ۲۰nA در دانشگاه یاماگاتای

جدول ۱- برگزیده‌ای از داده‌های تجزیه شیمیایی ریزکاو الکترونی پلاژیوکلازها و بیوتیت‌ها در متاپلیت‌های کمپلکس گل‌گهر، به همراه فرمول ساختاری به دست آمده به ترتیب بر پایه ۸ و ۱۱ اتم اکسیژن

| Mineral Name Sample No. Point No. | Plagioclase GS-260 | | | | | | Biotite GS-260 | | | | | |
|---|-----------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------------------|-------|-------|--------|-------|-------|
| | 5-f | 5-g | 8-f | GS-102 | | 3-f | 1-a | 1-b | 1-c | GS-102 | | |
| | | | | 1-e | 1-f | | | | | 1-c | 1-d | 3-d |
| SiO ₂ | 62.75 | 63.12 | 62.07 | 61.52 | 61.89 | 62.79 | 37.18 | 36.70 | 37.18 | 36.79 | 36.57 | 36.70 |
| TiO ₂ | 0.02 | 0.04 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 2.09 | 2.02 | 2.04 | 1.48 | 1.60 | 1.61 |
| Al ₂ O ₃ | 24.50 | 23.50 | 23.89 | 24.01 | 24.06 | 23.37 | 18.97 | 19.08 | 19.17 | 16.68 | 16.47 | 16.90 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.04 | 0.01 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.03 | 0.01 | 0.03 |
| V ₂ O ₃ | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.17 | 0.03 | 0.09 | 0.05 | 0.12 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.00 | 0.07 | 0.08 | 0.02 | 0.08 | 0.00 | 15.45 | 16.54 | 14.55 | 18.25 | 18.78 | 18.11 |
| MnO | 0.04 | 0.02 | 0.00 | 0.03 | 0.02 | 0.00 | 0.03 | 0.04 | 0.12 | 0.10 | 0.12 | 0.06 |
| MgO | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 12.71 | 11.75 | 12.43 | 11.85 | 11.62 | 11.86 |
| CaO | 5.42 | 4.39 | 5.36 | 5.42 | 5.43 | 4.71 | 0.01 | 0.07 | 0.05 | 0.03 | 0.06 | 0.04 |
| Na ₂ O | 9.00 | 9.72 | 8.34 | 8.70 | 8.86 | 9.36 | 0.15 | 0.17 | 0.15 | 0.18 | 0.19 | 0.26 |
| K ₂ O | 0.08 | 0.09 | 0.11 | 0.05 | 0.06 | 0.06 | 9.06 | 8.97 | 8.55 | 9.04 | 8.96 | 8.97 |
| F | 0.00 | 0.00 | 0.38 | 0.09 | 0.00 | 0.00 | 0.35 | 0.39 | 0.27 | 0.20 | 0.20 | 0.06 |
| Cl | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.23 | 0.18 | 0.23 | 0.34 | 0.36 | 0.36 |
| Total | 101.81 | 101.06 | 100.24 | 99.94 | 100.44 | 100.30 | 96.24 | 96.08 | 94.85 | 95.05 | 94.98 | 95.08 |
| Si | 2.73 | 2.73 | 2.75 | 2.74 | 2.74 | 2.76 | 2.71 | 2.70 | 2.73 | 2.77 | 2.76 | 2.75 |
| Ti | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 0.08 | 0.09 | 0.09 |
| Al | 1.26 | 1.20 | 1.25 | 1.26 | 1.25 | 1.21 | | | | | | |
| Al ^{iv} | | | | | | | 1.29 | 1.30 | 1.28 | 1.23 | 1.24 | 1.25 |
| Al ^{vi} | | | | | | | 0.33 | 0.36 | 0.38 | 0.24 | 0.23 | 0.25 |
| Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe | | | | | | | 0.94 | 1.02 | 0.89 | 1.15 | 1.19 | 1.14 |
| Fe ³⁺ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | | | | | |
| Fe ²⁺ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | | | | | |
| Mn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| Mg | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.38 | 1.29 | 1.36 | 1.33 | 1.31 | 1.33 |
| Li* | | | | | | | 0.33 | 0.29 | 0.33 | 0.31 | 0.29 | 0.30 |
| Ca | 0.25 | 0.21 | 0.26 | 0.26 | 0.26 | 0.22 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Na | 0.76 | 0.82 | 0.72 | 0.75 | 0.76 | 0.80 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.04 |
| K | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.84 | 0.84 | 0.80 | 0.87 | 0.86 | 0.86 |
| F | | | | | | | 0.08 | 0.09 | 0.06 | 0.05 | 0.05 | 0.02 |
| Cl | | | | | | | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.05 |
| Total | 5.00 | 5.02 | 4.98 | 5.01 | 5.02 | 5.00 | 8.07 | 8.05 | 8.00 | 8.10 | 8.10 | 8.07 |
| Anorthite | 24.86 | 20.00 | 26.06 | 25.52 | 25.22 | 21.68 | | | | | | |
| Albite | 74.69 | 79.55 | 73.32 | 74.18 | 74.43 | 78.01 | | | | | | |
| Orthose | 0.45 | 0.46 | 0.61 | 0.30 | 0.35 | 0.31 | | | | | | |
| Y _{total} | | | | | | | 3.10 | 3.07 | 3.08 | 3.12 | 3.11 | 3.10 |
| X _{total} | | | | | | | 0.86 | 0.87 | 0.83 | 0.90 | 0.90 | 0.90 |
| Fe/(Fe+Mg) | | | | | | | 0.41 | 0.44 | 0.40 | 0.46 | 0.48 | 0.46 |
| Mg/(Mg+Fe ²⁺) | | | | | | | 0.60 | 0.56 | 0.60 | 0.54 | 0.52 | 0.54 |

An: Anorthite proportion; Ab: Albite proportion; Or: Orthoclase proportion; Metapelite (Mica schist); GS-260 (Biotite schist) with 56°33' 12"E and 28°50' 46"N; GS-102 (Biotite garnet schist) with 55°58' 12"E and 28°56' 46"N; X total (Ca+Na+K); Y total (Alvi+Ti+Cr+Fe+Mn+Mg+Li*)

جدول ۲- داده‌های تجزیه شیمیایی ریزکاو الکترونی تورمالین‌ها در متاپلیت‌های کمپلکس گل‌گهر، به‌همراه فرمول ساختاری به‌دست‌آمده بر پایه ۳۱ اتم اکسیژن

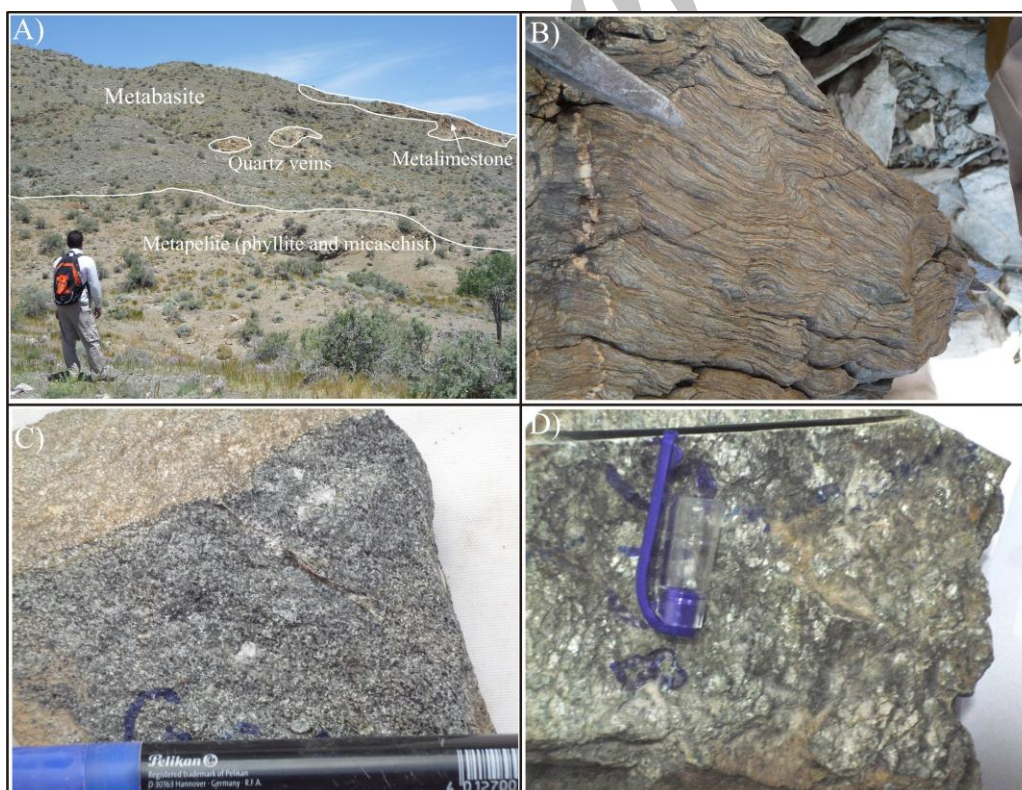
| Mineral Name Sample No. Point No. Part | Tourmaline GS-260 (Biotite schist) | | | | | | | | | GS-102 (Biotite-garnet schist) | | | | | |
|---|---------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 5-a | 5-b | 5-c | 8-a | 8-b | 8-c | 3-a | 3-b | 3-c | 4-a | 4-b | 4-c | 10-a | 10-b | 10-c |
| | Core | Mid | Rim | Core | Mid | Rim | Core | Mid | Rim | Core | Mid | Rim | Core | Mid | Rim |
| SiO ₂ | 36.53 | 36.94 | 36.61 | 36.76 | 37.19 | 37.59 | 35.51 | 35.65 | 35.50 | 35.74 | 36.01 | 36.04 | 36.13 | 36.83 | 36.31 |
| TiO ₂ | 0.62 | 0.59 | 0.65 | 0.62 | 0.63 | 0.66 | 0.40 | 0.39 | 0.33 | 0.31 | 0.41 | 0.51 | 0.42 | 0.37 | 0.51 |
| Al ₂ O ₃ | 33.40 | 33.67 | 32.43 | 32.79 | 32.74 | 32.94 | 31.44 | 31.36 | 31.65 | 32.05 | 32.64 | 29.84 | 32.17 | 32.48 | 30.58 |
| V ₂ O ₃ | 0.09 | 0.05 | 0.00 | 0.14 | 0.08 | 0.12 | 0.05 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.15 | 0.08 | 0.02 | 0.06 | 0.03 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.16 | 0.00 | 0.06 | 0.09 | 0.21 | 0.07 | 0.12 | 0.06 | 0.03 | 0.08 | 0.15 | 0.17 | 0.00 | 0.07 | 0.09 |
| FeO | 3.83 | 3.74 | 3.79 | 4.48 | 4.75 | 4.64 | 7.79 | 7.56 | 6.72 | 6.72 | 6.44 | 7.90 | 6.87 | 6.73 | 8.16 |
| MgO | 7.72 | 7.91 | 8.62 | 8.29 | 8.29 | 8.55 | 7.15 | 7.26 | 6.96 | 6.98 | 7.12 | 7.47 | 7.27 | 7.12 | 7.57 |
| CaO | 0.89 | 0.84 | 1.12 | 0.87 | 0.64 | 0.89 | 0.90 | 0.85 | 0.89 | 0.89 | 0.77 | 1.45 | 0.86 | 0.78 | 1.28 |
| MnO | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 0.04 | 0.00 | 0.04 |
| Na ₂ O | 2.00 | 2.16 | 2.19 | 2.14 | 2.29 | 2.36 | 2.15 | 2.18 | 2.11 | 2.12 | 2.15 | 2.03 | 2.15 | 2.22 | 2.10 |
| K ₂ O | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.03 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 |
| F | 0.24 | 0.04 | 0.28 | 0.06 | 0.49 | 0.38 | 0.06 | 0.27 | 0.08 | 0.10 | 0.00 | 0.06 | 0.13 | 0.23 | 0.00 |
| Cl | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| B ₂ O ₃ * | 10.77 | 10.86 | 10.76 | 10.81 | 10.88 | 11.01 | 10.49 | 10.49 | 10.43 | 10.52 | 10.64 | 10.47 | 10.62 | 10.75 | 10.60 |
| Total | 85.53 | 85.98 | 85.77 | 86.27 | 87.32 | 88.24 | 85.63 | 85.66 | 84.36 | 85.07 | 85.87 | 85.57 | 86.08 | 86.92 | 86.70 |
| H ₂ O* | 3.60 | 3.72 | 3.58 | 3.70 | 3.52 | 3.62 | 3.58 | 3.49 | 3.56 | 3.58 | 3.67 | 3.58 | 3.61 | 3.60 | 3.65 |
| Li ₂ O* | 0.41 | 0.43 | 0.37 | 0.28 | 0.27 | 0.32 | 0.08 | 0.09 | 0.22 | 0.22 | 0.21 | 0.20 | 0.17 | 0.26 | 0.12 |
| O=F | 0.10 | 0.02 | 0.12 | 0.03 | 0.21 | 0.16 | 0.03 | 0.11 | 0.04 | 0.04 | 0.00 | 0.03 | 0.05 | 0.10 | 0.00 |
| B* | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 |
| T-Site | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 5.90 | 5.91 | 5.91 | 5.91 | 5.94 | 5.94 | 5.89 | 5.91 | 5.92 | 5.91 | 5.88 | 5.98 | 5.91 | 5.95 | 5.96 |
| Al | 0.10 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.06 | 0.07 | 0.11 | 0.09 | 0.08 | 0.09 | 0.12 | 0.02 | 0.09 | 0.05 | 0.05 |
| T-Site Total | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 |
| Z-Site | | | | | | | | | | | | | | | |
| Al | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 5.82 | 6.00 | 6.00 | 5.87 |
| Mg | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.18 | 0.00 | 0.00 | 0.14 |
| Z-Site Total | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 |
| Y-Site | | | | | | | | | | | | | | | |
| Al | 0.25 | 0.26 | 0.09 | 0.12 | 0.11 | 0.06 | 0.03 | 0.04 | 0.13 | 0.15 | 0.16 | 0.00 | 0.11 | 0.14 | 0.00 |
| Ti | 0.08 | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.05 | 0.05 | 0.06 |
| V | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Cr | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| Fe ³⁺ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mg | 1.86 | 1.89 | 2.08 | 1.99 | 1.97 | 2.01 | 1.77 | 1.79 | 1.73 | 1.72 | 1.73 | 1.67 | 1.77 | 1.72 | 1.72 |
| Mn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 |
| Fe ²⁺ | 0.52 | 0.50 | 0.51 | 0.60 | 0.63 | 0.61 | 1.08 | 1.05 | 0.94 | 0.93 | 0.88 | 1.10 | 0.94 | 0.91 | 1.12 |
| Y-Site Total | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 |
| X-Site | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ca | 0.15 | 0.14 | 0.19 | 0.15 | 0.11 | 0.15 | 0.16 | 0.15 | 0.16 | 0.16 | 0.14 | 0.26 | 0.15 | 0.14 | 0.23 |
| Ba | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Na | 0.63 | 0.67 | 0.69 | 0.67 | 0.71 | 0.72 | 0.69 | 0.70 | 0.68 | 0.68 | 0.68 | 0.65 | 0.68 | 0.70 | 0.67 |
| K | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| X-site total | 0.79 | 0.82 | 0.89 | 0.82 | 0.83 | 0.87 | 0.86 | 0.86 | 0.85 | 0.84 | 0.82 | 0.92 | 0.84 | 0.84 | 0.90 |
| X-site vacancy | 0.21 | 0.18 | 0.12 | 0.18 | 0.18 | 0.13 | 0.14 | 0.14 | 0.15 | 0.16 | 0.18 | 0.09 | 0.16 | 0.17 | 0.10 |
| Li* | 0.27 | 0.28 | 0.24 | 0.18 | 0.17 | 0.20 | 0.05 | 0.06 | 0.15 | 0.15 | 0.14 | 0.14 | 0.12 | 0.17 | 0.08 |
| Fe/(Fe+Mg) | 0.22 | 0.21 | 0.20 | 0.23 | 0.24 | 0.23 | 0.38 | 0.37 | 0.35 | 0.35 | 0.34 | 0.40 | 0.35 | 0.35 | 0.40 |
| Mg/(Mg+Fet) | 0.78 | 0.79 | 0.80 | 0.77 | 0.76 | 0.77 | 0.62 | 0.63 | 0.65 | 0.65 | 0.66 | 0.60 | 0.65 | 0.65 | 0.61 |

The weight percent of B₂O₃ is calculated assuming 3 boron atoms in the structural formula. Li* (=15-Total(T+Z+Y)), B₂O₃*, H₂O* and Li₂O* contents in tourmalines were not measured, but calculated by stoichiometry; B= 3 a.p.f.u., OH+F= 4 a.p.f.u., and Li= 15 - (T+Z+Y) total. Hence, electron microprobe analyses were normalized to 31 O atoms (e.g. Henry, 2010). Metapelite (Mica schist); GS-260 (Biotite schist) with 56°33' 12"E and 28°50' 46"N; GS-102 (Biotite garnet schist) with 55°58' 12"E and 28°56' 46"N.

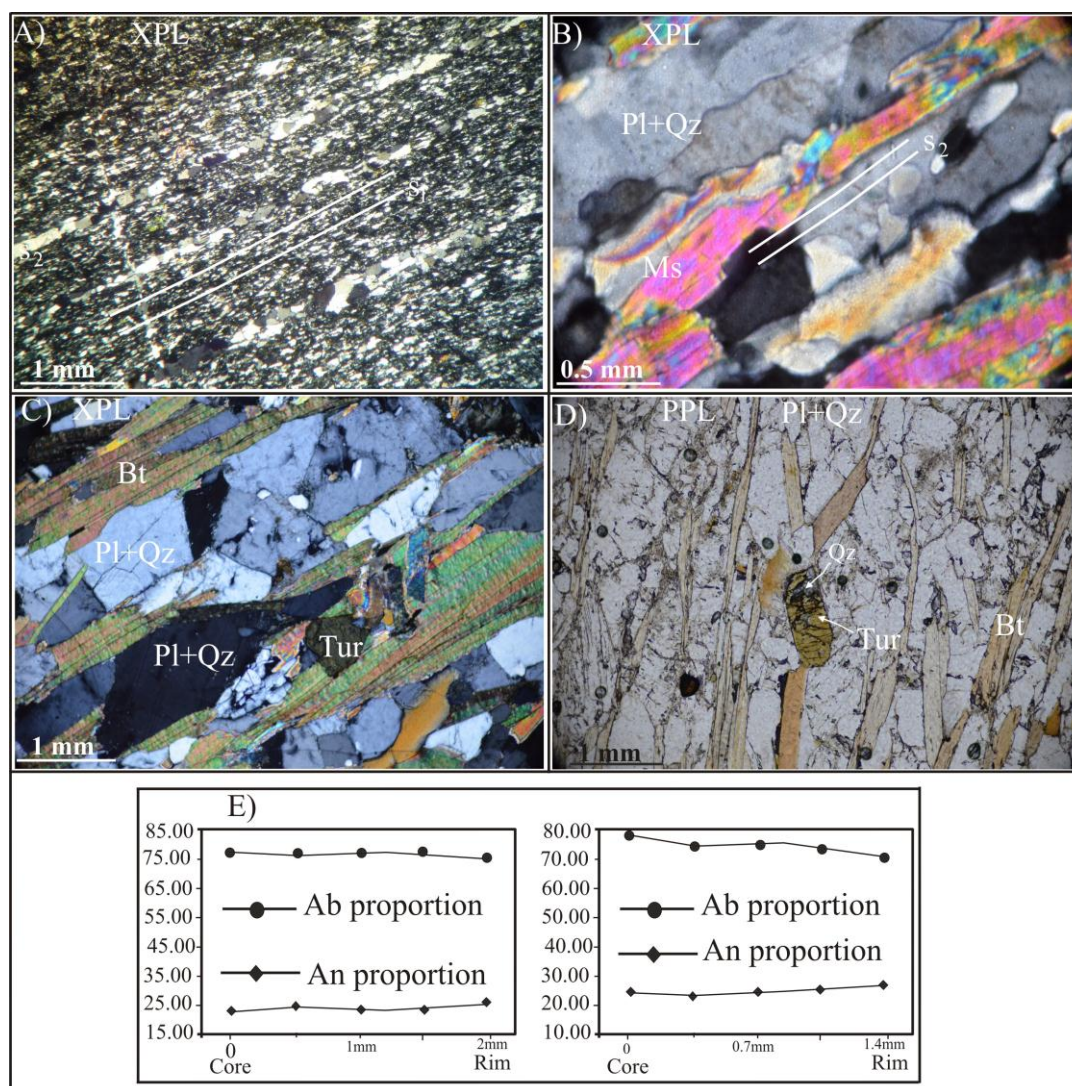
ویژگی‌های سنگ‌شناسی واحدها

کمپلکس دگرگونی گل‌گهر، شامل تناوبی از واحدهای رسوبی دگرگون شده، متابازیت‌ها و سنگ‌های آهکی دگرگون شده (شکل ۲- A) و با توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی دگرگون شده (گنیس) قطع شده است. اسلیت، فیلیت (شکل ۲- B) و شیست (شکل‌های ۲- C و ۲- D) از سنگ‌های رسوبی دگرگون شده هستند که در تناوب با لایه‌هایی از گدازه‌های بازیک و آهک‌های دگرگون شده هستند (شکل ۲- A). اسلیت‌ها و فیلیت‌های یادشده ریزدانه هستند و در آنها لایه‌بندی نخستین (S_0) به‌خوبی دیده می‌شود. در این سنگ‌ها، لایه‌بندی نخستین به‌صورت تناوب لایه‌های روشن سرشار از کوارتز و فلدسپار و تیره سرشار از کلریت، مسکوویت و گرافیت دیده می‌شوند. نخستین دگرریختی

(D_1) در این سنگ‌ها، با پیدایش کلیواژ اسلیتی (S_1) شناخته می‌شود و برگوارگی آشکاری به موازات لایه‌بندی نخستین را پدید آورده است. این برگوارگی (S_1) در سنگ‌های بررسی شده با کانی‌های کوارتز، فلدسپار، کلریت، کانی‌های کدر و گرافیت اولیه‌ای تعریف می‌شود که در پی دگرریختی کشیده شده و جهت‌یافتگی پیدا کرده‌اند. افزون بر این، در این مرحله کانی‌های تازه‌ای مانند مسکوویت، بیوتیت و گارنت نیز پدید آمده‌اند (شکل ۳- A). مسکوویت‌شیست، بیوتیت‌شیست و بیوتیت‌گارنت‌شیست از شیست‌های منطقه هستند. بیوتیت، مسکوویت، گارنت، کوارتز و فلدسپار از مجموعه کانیایی این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۳- B و ۳- C). کانی‌های زیرکن، تورمالین و کانی‌های کدر نیز از فازهای فرعی در این نمونه‌ها به‌شمار می‌روند.



شکل ۲- تصویرهایی از سنگ‌های دگرگونی گل‌گهر: (A) واحدهای رسوبی، بازیک و آهکی دگرگون‌شده در کمپلکس گل‌گهر؛ (B) گسترش ریزچین‌ها در واحدهای فیلیتی ریزدانه؛ (C) نمونه‌دستی از یک بیوتیت‌شیست به‌همراه بلورهای ریز تورمالین در سطح آن؛ (D) بلورهای درشت مسکوویت در شیست‌های کمپلکس گل‌گهر



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از متاپلیت‌های کمپلکس گل‌گهر. (A) توسعه شیستوزیته S₁ به موازات لایه‌بندی اولیه در فیلیت‌ها؛ (B) درشت بلورهای مسکوویت به همراه بلورهای کوارتز و فلدسپار در مسکوویت‌شیت‌ها؛ (C) درشت‌شدگی بلورها به همراه سطوح صاف و شکل‌دار و پیدایش بافت تعادلی گرانولیدوبلاستیک در بیوتیت‌شیت‌ها (در این تصویر، بلورهای ریز تورمالین در جهت شیستوزیته مرتب شده‌اند)؛ (D) کشیدگی تورمالین‌ها در جهت شیستوزیته سنگ و وجود انکلوزیون‌های ریز کوارتز درون تورمالین‌ها در بیوتیت‌شیت‌ها؛ (E) نیم‌رخ عرضی از سازنده‌های آلبیت و آنورتیت در بلورهای پلاژیوکلاز در متاپلیت‌های گل‌گهر

درجهٔ دگرگونی، سنگ بافت گرانولاستیک نشان می‌دهد. در برخی متاپلیت‌های کمپلکس گل‌گهر که بلورهای تورمالین دیده می‌شوند. با افزایش درجه دگرگونی، از فراوانی بلورهای تورمالین کاسته و بر اندازه آنها افزوده می‌شود. بلورهای تورمالین همراه با بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت و گارنت در جهت شیستوزیته اصلی سنگ (شیستوزیته

دگرریختی بعدی (D₂)، باعث گسترش شیستوزیته S₂ شده است و به دنبال آن، ریزچین‌های منظمی در برگوارگی S₁ پدید آمده‌اند. در سنگ‌های پدیدآمده، تنها بقایایی از شیستوزیته S₁ با جهتی متفاوت در میان‌روزنه‌ای شیستوزیته S₂ دیده می‌شوند. بافت بیشتر این سنگ‌ها، گرانولیدوبلاستیک است. البته با درشت‌شدن اندازه بلورها (بیوتیت و فلدسپار) و افزایش

نشان دهندهٔ بالابودن عنصرهای Fe و Mg در آنهاست و Fe و Mg مورد نیاز برای پیدایش تورمالین را فراهم می‌کند (Pirajno and Smithies, 1992).

شیمی پلاژیوکلازها

ترکیب شیمیایی بلورهای پلاژیوکلاز در متاپلیت‌های کمپلکس دگرگونی گل‌گهر به صورت زیر است:

Ab: ۶۶/۸۹-۸۹/۶۰؛ میانگین: ۷۵/۶۶

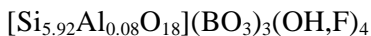
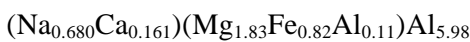
An: ۱۲/۷۲-۱۰/۳۲؛ میانگین: ۲۳/۹۱

Or: ۱۱/۰۱-۰/۱؛ میانگین: ۰/۴۴

از مرکز به سوی حاشیه، مقدار سازندهٔ انورتیت افزایش کمی را نشان می‌دهد و از مقدار سازندهٔ آلبیت کاسته می‌شود. این پدیده چه بسا پیامد دگرگونی پیشرونده متاپلیت‌ها است (Qian *et al.*, 2013) (شکل ۳-۱؛ جدول ۱). همچنین، مقدار اکسید CaO از ۲۲/۲۷ تا ۷/۰۳ درصدوزنی متغیر است و مقدار میانگین آن ۵/۱۵ درصدوزنی است.

شیمی تورمالین‌ها

برای بررسی ترکیب شیمیایی و منطقه‌بندی در تورمالین‌ها، از مرکز به سوی حاشیه بلورها، تجزیه ریزکاو الکترونی انجام شده است. مقدارهای میانگین اکسیدهای سازندهٔ بلورهای تورمالین در جدول ۲ آمده است. همچنین، مقدارهای میانگین نسبت‌های $Mg/(Mg+Fe)$ و $Fe/(Fe+Mg)$ در آنها به ترتیب برابر با ۰/۶۹ و ۰/۳۱ است (جدول ۲). برپایهٔ میانگین ترکیب شیمیایی بلورهای تورمالین و مقدار کاتیون‌های به دست آمده از روی داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی، فرمول زیر برای این کانی‌ها پیشنهاد می‌شود:



در نمودار سه‌تایی Ca, Na+K و X-Site_{vacancy}

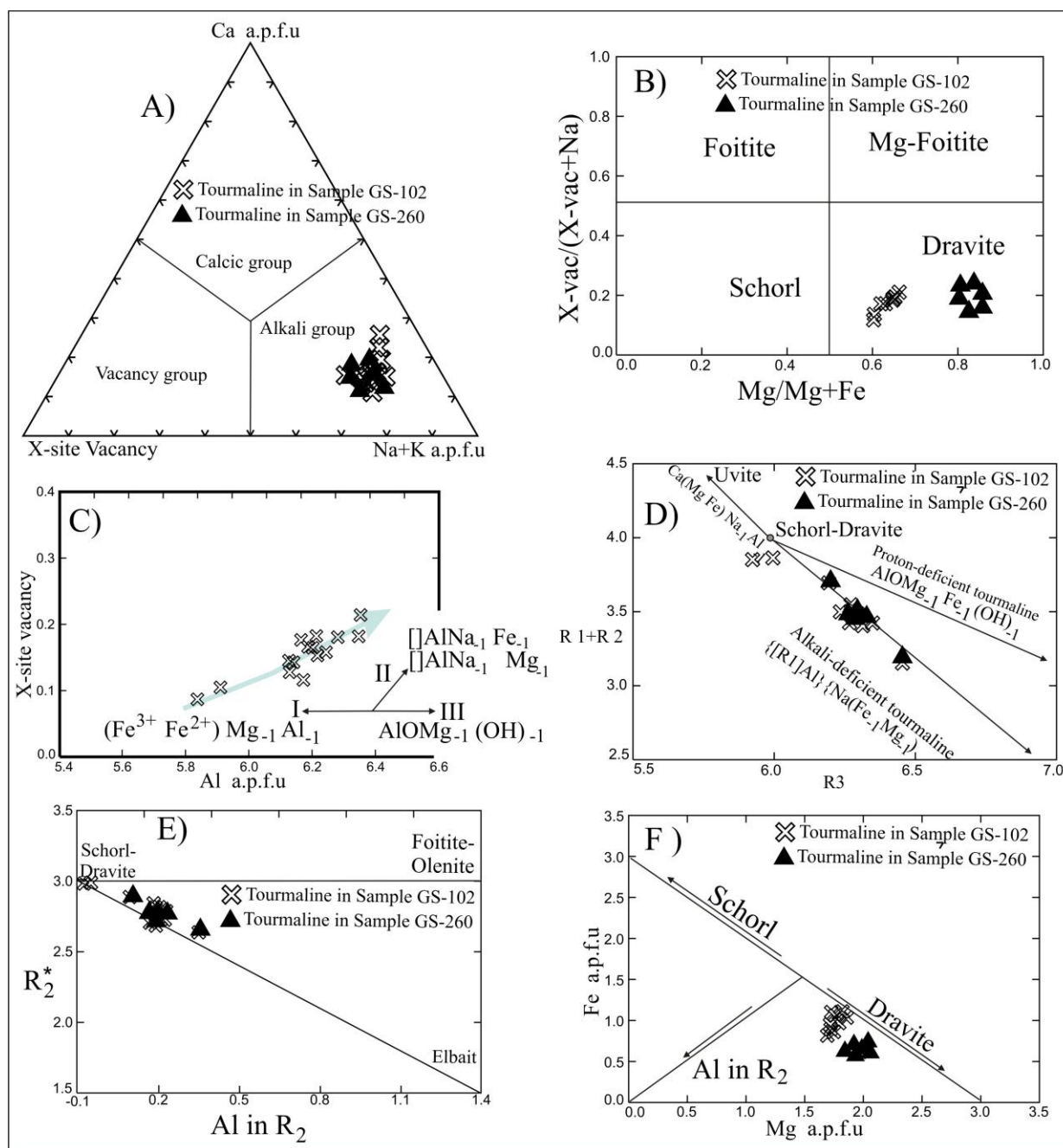
(شکل ۴-۱) سرشت آکالی تورمالین‌های بررسی شده دیده می‌شود.

(S₂) مرتب شده‌اند (شکل ۳-۱). رنگ سبز حنایی تا سبز قهوه‌ای کم‌رنگ با چندرنگی وارونه و مشخص از ویژگی‌های بلورهای تورمالین بررسی شده است. این بلورها در مقطع‌های عرضی به صورت شش‌گوش با ساختار منطقه‌بندی ضعیف و در برش‌های طولی به صورت منشورهای کوتاه تا بلند و سوزنی شکل دیده می‌شوند. جهت‌گیری بلورهای تورمالین همراه با دیگر کانی‌های سازندهٔ متاپلیت‌ها و وجود میانبارهای ریز و کمابیش جهت‌یافته از کوارتز در آنها (شکل ۳-۱) نشان دهندهٔ پیدایش آنها همزمان با دگرگونی است.

شیمی کانی‌ها

شیمی بیوتیت‌ها

ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها در مقطع شماره GS-260 (بیوتیت‌شیست) که ترکیب کانی‌شناسی بیوتیت، فلدسپار، کوارتز و تورمالین دارند، در جدول ۱ آمده است. نسبت‌های $Fe/(Fe+Mg)$ و $Mg/(Mg+Fe)$ در این کانی‌ها به ترتیب برابر با ۰/۴۰۸ و ۰/۵۸۴ هستند. این ویژگی‌ها، به همراه وجود مقدارهای کمابیش بالای MgO و K₂O در این بیوتیت‌ها پیامد درجه دگرگونی تا رخسارهٔ شیست و درشت‌شدگی بلورها هستند (Sepahi *et al.*, 2014). مقطع شماره GS-102 (بیوتیت‌گارنت‌شیست) ترکیب کانی‌شناسی گارنت، بیوتیت، فلدسپار، تورمالین و کوارتز با بافت لپیدوبلاستیک تا گرانوبلاستیک دارد. نسبت‌های $Fe/(Fe+Mg)$ و $Mg/(Mg+Fe)$ در بیوتیت‌های این نمونه، به ترتیب ۰/۴۶۴ و ۰/۵۳۶ هستند (جدول ۱). در مقطع شماره GS-102 (بیوتیت‌گارنت‌شیست) که گارنت دارد، نسبت به مقطع شماره GS-260 (بیوتیت‌شیست) که گارنت ندارد، Al₂O₃ و TiO₂ کاهش ۰/۳ تا ۳ درصدی (درصدوزنی)، MgO کاهش ۰/۳ درصدی و FeO افزایش ۳ درصدی را نشان می‌دهد. ترکیب شیمیایی بلورهای بیوتیت در سنگ‌های بررسی شده



شکل ۴- ترکیب شیمیایی تورمالین‌های درون متاپلیت‌های گل‌گوهر برپایه: (A) سه پارامتر مقدارهای Ca و مقدار فضای خالی در جایگاه X یا X-site_{vacancy} (Hawthorne and Henry, 1999)؛ (B) نمودار Mg/Mg+Fe در برابر $X_{vac}/(X_{vac}+Na)$ ؛ (C) نمودار Al در برابر X-site_{vacancy} (Torres- Ruiz *et al.*, 2003)؛ (D) نمودار R_1+R_2 در برابر R_3 (Hawthorne and Henry, 1999; Henry *et al.*, 2002)؛ (E) نمودار Al in R_2 در برابر R_2^* (Manning, 1982)؛ (F) نمودار Mg در برابر R_2^* (London and Manning, 1995)؛ (F) نمودار R_2^* در برابر R_2 (London and Manning, 1995)؛ (F) نمودار Fe در برابر Mg (London and Manning, 1995).

سیال‌های اسیدی و در دمای کم پدید می‌آیند. سیال‌هایی با ترکیب اسیدی باعث انتشار

به باور Collines (۲۰۱۰)، چنین تورمالین‌هایی که ترکیب آلکان دارند، در حضور

Mg^{2+} به جای Fe^{2+} در جایگاه Y) و یا به صورت تبادل عنصرهایی با ظرفیت‌های متفاوت در چندین جایگاه (مانند: جانشینی زوجی اوویت (Uvite) Ca و Mg به جای Na و Al که دو جایگاه X و Z را درگیر می‌کنند) روی می‌دهد (Henry *et al.*, 2002). در نمودار Al در برابر X-Site_{vacancy} (شکل ۴- C)، تورمالین‌های سنگ‌های بررسی‌شده به‌سوی جانشینی $\{[Al], [Mg, Fe]Na_{-1}\}$ گرایش دارند. نماد [] مقدار فضاهای خالی در جایگاه را نشان می‌دهد که با عنصرهای قلیایی‌ها پر می‌شود. روند داده‌ها در این نمودار، نشان می‌دهد جانشینی در آنها روی نداده است.

برای بررسی واکنش‌های جانشینی در ترکیب تورمالین‌ها، نمودار $R_3 = Al + 1.33Ti$ در برابر $R_1 + R_2$ ($R_2 = Fe + Mn + Mg$; $R_1 = Ca + Na$) (شکل ۴- D) به کار برده شد. روی این نمودار، ترکیب شورل- دراویت نزدیک مرکز نمودار با مقدار $R_1 + R_2 = 4$ و $R_3 = 6$ جای گرفته است و همه بردارها با مولفه جانشینی شورل دراویت آغاز می‌شوند. این وضعیت اجازه می‌دهد که بتوان تبادل اوویت با فرمول $\{[Na, Al]_{-1}\} \{Ca(Fe, Mg)\}$ ، تبادل پروتون‌زدایی با فرمول آلنیت $\{Fe^{3+}O\} \{Fe^{2+}OH\}$ و تهی‌شدگی از قلیایی‌ها را با فرمول $\{[R_1]Al\} \{Na(Fe, Mg)\}_{-1}$ بررسی کرد. در این نمودار، تورمالین‌های بررسی‌شده در راستای تهی‌شدگی از قلیایی‌ها جای گرفته‌اند و نشان‌دهنده وجود مقدار ناچیز اوویت در ساختار این کانی‌هاست.

در شکل ۴- E که در آن مقدار Al in $R_2 = Al + 1.33Ti + Si - 12$ در برابر $R_2^* = Fe + Mg + Mn + Al$ in Y site) نمایش

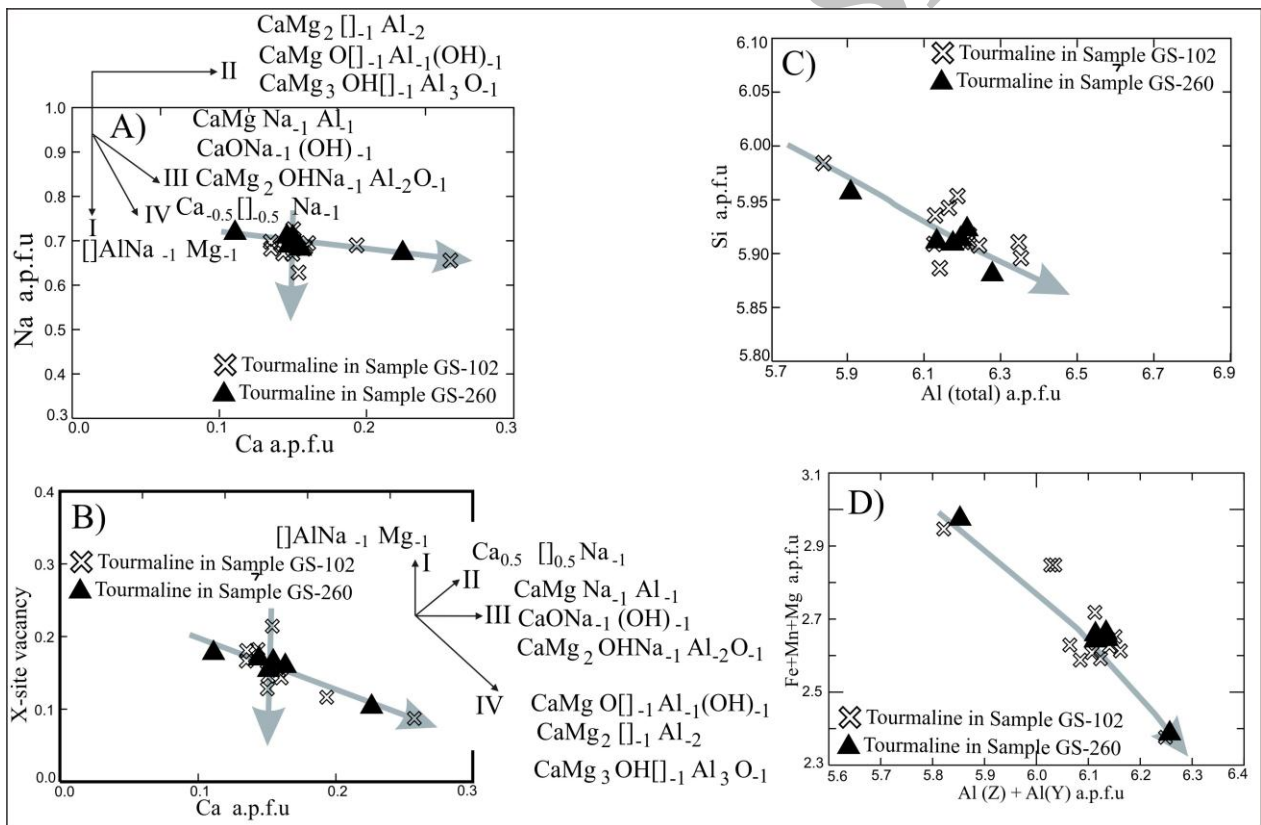
کاتیونی سریع‌تر و آزادشدن آهن و منیزیم از ساختار بلورهایی مانند بیوتیت می‌شوند و شرایط برای پیدایش تورمالین و آزادشدن سیلیسیم و پیدایش کوارتز، هم به صورت ریزدانه درون بلورهای تورمالین و هم در اطراف آنها و زمینه سنگ فراهم می‌شود (Rosenberg and Foit, 1979; Collines, 2010). برپایه بالابودن مقدار کاتیون Al در تورمالین‌ها ($Al > 6$ a.p.f.u.) و بالابودن میزان OH در آنها (بیشتر از ۳)، بهترین نمودار برای رده‌بندی تورمالین‌های بررسی‌شده، نمودار $Mg / (Mg + Fe)$ در برابر $X_{vac} / (X_{vac} + Na)$ (Hawthorne and Henry, 1999) است (Henry *et al.*, 2002) (شکل ۴- B). برپایه این نمودار، تورمالین‌های بررسی‌شده محلول جامدی از شورل- دراویت با گرایش به سوی دراویت هستند و جانشینی Fe و Mg در جایگاه Y متناسب با سری شورل- دراویت تورمالین‌های بررسی‌شده است. جانشینی یک کاتیون با کاتیونی با بار بالاتر (مانند Mg^{2+} و Fe^{2+} به جای Al^{3+}) به موازنه بار نیاز دارد. این موازنه چه‌بسا با خروج عامل هیدروکسیل از کانی آبدار و جانشینی کاتیون فلزی (Dehydroxylation)، یا جانشینی ناقص عنصرهای آلکالن و یا جانشینی مقدار کمی Al^{3+} به جای Si^{4+} و یا با افزایش محتوای Al در جایگاه Y جبران می‌شود (Foit and Rosenberg, 1977; MacDonald and Hawthorne, 1995).

بررسی سازوکار جانشینی در ترکیب تورمالین‌ها

جانشینی عنصری در ترکیب تورمالین‌ها چه‌بسا به صورت تبادل عنصرهایی با ظرفیت یکسان در یک جایگاه خاص (مانند جانشینی

میزان جانشینی Al در جایگاه Y بیشتر است (London and Manning, 1995). جایگاه Mg نمونه‌ها در این نمودار و ارتباط مثبت میان Al و Fe در تورمالین‌ها و ارتباط منفی میان Al در جایگاه Y و Fe/(Fe+Mg) (شکل ۵- D؛ جدول ۲) نشان‌دهنده جانشینی Al در جایگاه Y و جانشینی Al(Na-Mg) در تورمالین‌هاست. این نکته نشان می‌دهد جانشینی‌های (MgFe)₋₁ نقش مهمی در ترکیب تورمالین‌ها نداشته‌اند و این نکته نشان می‌دهد آنها خاستگاه ماگمایی نداشته‌اند (Henry and Dutrow, 1990).

داده شده است، تورمالین‌های بررسی‌شده در زیر خط $R_2^* = 3$ جای گرفته‌اند و نشان می‌دهند جایگاه Y آنها به‌گونه کامل پر نشده است. نقصان در این تورمالین‌ها تا اندازه‌ای با فعالیت مؤلفه جانشینی الباییت $LiAl(Fe,Mg)^{2+}_2$ توجیه می‌شود؛ یعنی در پی این جانشینی، Li و Al جانشین مقداری از Fe و Mg در جایگاه Y می‌شوند. در نمودار Mg برابر Fe (شکل ۴- F) تورمالین‌ها در زیر خط $\sum(Fe+Mg)=3$ جای گرفته‌اند و به‌سوی درایت گرایش دارند. در این نمودار، هر چه مقدار (Mg+Fe) کمتر باشد،



شکل ۵- ترکیب شیمیایی تورمالین‌های درون متاپلیت‌های گل‌گوهر بر پایه: (A) نمودار Ca برابر Na؛ (B) نمودار Ca برابر X-site vacancy؛ (C)؛ (D) ارتباط منفی میان $Al_{(tot)}$ ، Si، و $Fe+Mg+Mn$

(Velasco, 1997; Henry and Dutrow, 1990 (شکل ۵- B)، روند ترکیبی تورمالین‌ها موازی

در نمودار Ca برابر Na (شکل ۵- A) و نمودار Ca برابر X-site vacancy (Pesquera and

(بخش میان مرکز و حاشیه بلور) و حاشیه (حاشیه بلور) به روش ریزکاو الکترونی تجزیه شدند. مقدار میانگین کاتیون Si در مرکز ۵/۹۰ (a.p.f.u.)، در بخش میانی ۵/۹۲ و در حاشیه ۵/۹۴ است که روند افزایشی را نشان می‌دهد. مقدار کاتیون Ti در هسته و بخش میانی ۰/۰۶ (a.p.f.u.) و در حاشیه مقدار آن ۰/۰۷ است و در نیمرخ‌های رسم‌شده در حاشیه بلورها، مقدار آن افزایش نشان می‌دهد. کاتیون Al روندی کاهشی را از مرکز به سوی حاشیه نشان می‌دهد؛ به‌گونه‌ای که مقدار آن در مرکز ۶/۲۳ (a.p.f.u.)، در بخش میانی ۶/۲۲ و در حاشیه ۶/۰۵ است. تغییر کاتیون Mg در هسته و بخش میانی ثابت است؛ اما در حاشیه افزایش نشان می‌دهد (شکل ۶). تغییر مقدار کاتیون Fe تقریباً مانند کاتیون Mg است. تغییرات کاتیون Ca نوسانی است؛ به‌گونه‌ای که مقدار آن در هسته ۰/۱۵ (a.p.f.u.) است و در بخش میانی ۰/۱۳ و در حاشیه به ۰/۲۰ افزایش می‌یابد. تغییرات مقدارهای کاتیون Na نیز تا اندازه‌ای نوسانی است. مقدار Li* از مقدار ۰/۱۵ (a.p.f.u.) در هسته به مقدار ۰/۱۶ در بخش میانی و حاشیه افزایش ناچیزی را نشان می‌دهد. مقدار $B_2O_3^*$ روند افزایشی نشان می‌دهد و در هسته ۱۰/۶۴ (a.p.f.u.) و در بخش میانی ۱۰/۷۲ است؛ اما در حاشیه به مقدار ۱۰/۶۵ (a.p.f.u.) کاهش می‌یابد و الگوی نوسانی به خود می‌گیرد.

همان‌گونه که دیده شد، دربارهٔ بیشتر کاتیون‌ها، الگوی تغییرات عنصرها از مرکز به بخش میانی و سپس به سوی حاشیه بلورها نوسانی است و نشان‌دهندهٔ منطقه‌بندی ضعیف تا متوسط در تورمالین‌های بررسی شده است (شکل ۶).

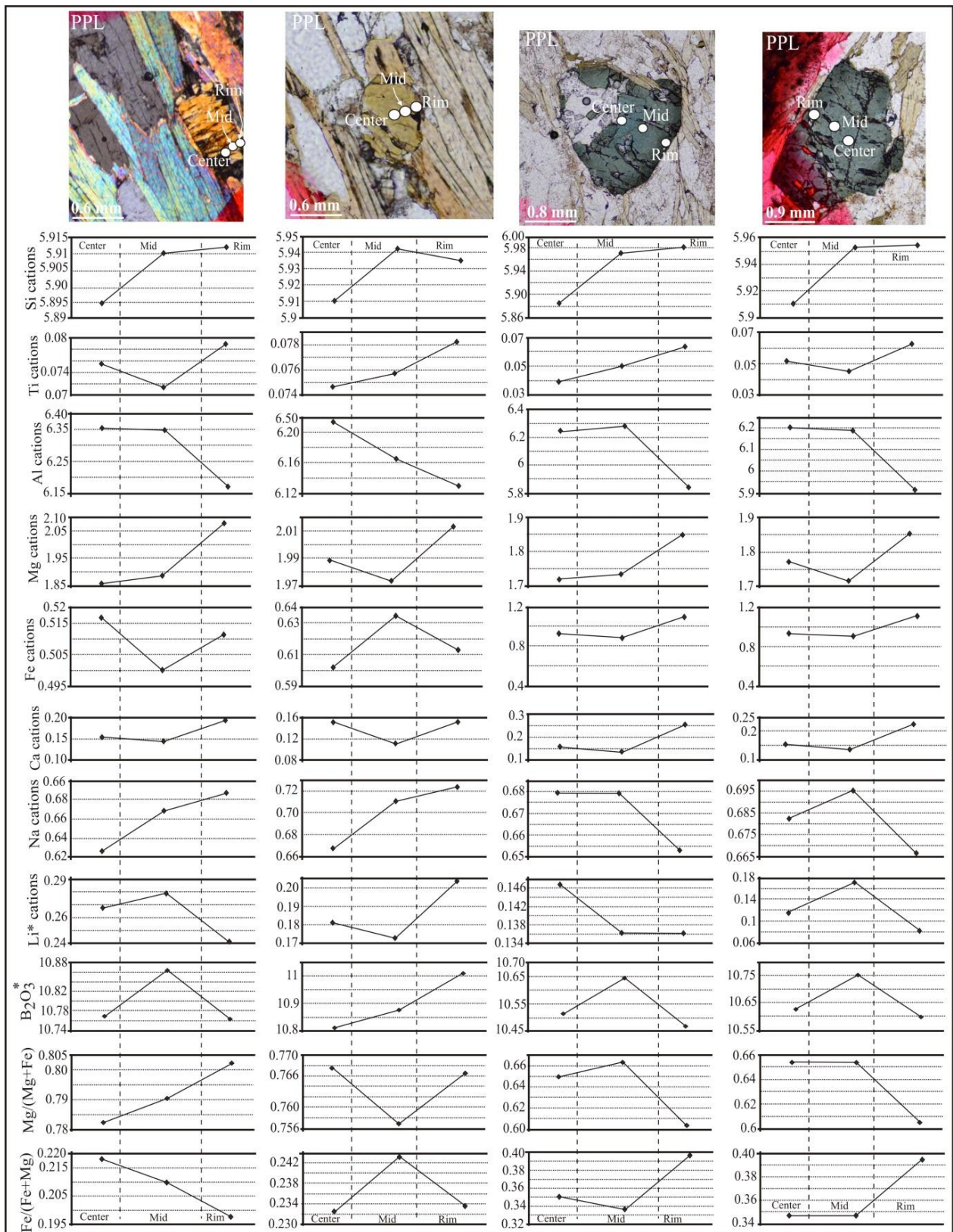
روند جانشینی $CaMgO[Al_1Al_2]$ ، $CaMg_2[Al_1Al_2]$ و $(OH)_1$ و Al_3O_1 است.

همچنین، مقدار بالای Al در جایگاه Y، بالابودن کاتیون Mg در تورمالین‌ها و روند رو به پایین چند نمونه در نمودار Ca در برابر Na (شکل ۵ - A) نشان می‌دهند جانشینی $[AlNa-1Mg-1]$ در تورمالین‌ها رخ داده است و این پدیده نشان‌دهندهٔ فضای خالی در جایگاه X است (Pesquera et al., 1999). همچنین، ارتباط منفی میان Al_t با Si و Fe+Mg+Mn (شکل‌های ۵ - C و ۵ - D) نشان‌دهندهٔ رویداد جانشینی $[AlNa-1Mg-1]$ در تورمالین‌هاست و حضور Al تتراهدری را توجیه می‌کند.

بحث

همراهی تورمالین‌های بررسی شده با بیوتیت در همه نمونه‌ها (شکل‌های ۳ - C و ۳ - D)، جایگیری آنها درون شیسستوزیته سنگ و نیز شیمی تورمالین‌ها نشان می‌دهند که این کانی‌ها باید حاصل سیال‌های همزمان با دگرگونی بوده باشند (سیال‌های میان‌دانه‌ای) و رشد آنها هنگام دگرگونی و به‌صورت دوره‌ای رخ داده باشد (Henry, 1985). برای بررسی وجود منطقه‌بندی ترکیبی و رشد دوره‌ای این کانی‌ها در منطقه، چندین نیمرخ ترکیبی از بخش‌های گوناگون این کانی‌ها تهیه شد. در نیمرخ‌های ترکیبی رسم‌شده از مرکز به سوی حاشیه بلورهای تورمالین، عنصرهای گوناگون تغییراتی را نشان می‌دهند. این تغییرات نشان‌دهندهٔ منطقه‌بندی ترکیبی ضعیف در تورمالین‌های بررسی شده هستند (شکل ۶).

برای بررسی تغییر فراوانی عنصرها، سه بخش مرکزی (مرکز بلور تورمالین)، بخش میانی

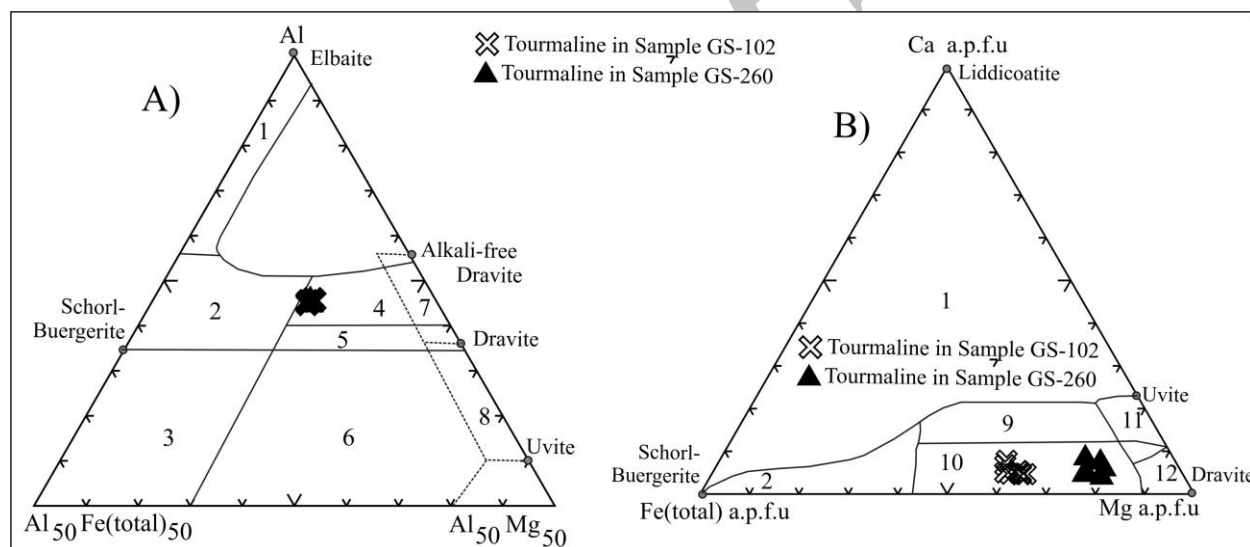


شکل ۶- ترکیب شیمیایی تورمالین‌های درون متاپلیت‌های گل‌گوهر به صورت نیم‌رخ‌های ترکیبی از مرکز به سوی حاشیه

خاستگاه تورمالین در متاپلیت‌ها

بلورهای تورمالین به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل در طیف گسترده‌ای از سنگ‌ها دیده می‌شوند و خاستگاه متفاوتی را برای آنها پیشنهاد شده است. خاستگاه ماگمایی (London and Manning, 1995; Pesquera *et al.*, 1999; Cavarretta and Puxeddu, 1990; Khalili and Mackizadeh, Trumbull and 2012)، خاستگاه گرمایی (Chaussidon, 1999) و خاستگاه رسوبی (Krynine, 1946) مهم‌ترین خاستگاه‌های تورمالین‌ها هستند. اکنون به بررسی چگونگی پیدایش بلورهای تورمالین در متاپلیت‌های منطقه پرداخته می‌شود.

جایگیری همه نمونه‌ها در نمودار سه‌تایی Al-Fe-Mg (شکل ۷- A) و نمودار سه‌تایی Ca-Fe-Mg (شکل ۷- B) در محدوده بالای خط شورل- دراویت، نشان‌دهنده نبود Fe^{3+} در ترکیب تورمالین‌هاست (Henry and Guidotti, 1985). همچنین، ترکیب این تورمالین‌ها در هر دو نمودار سه‌تایی، در گستره ترکیبی تورمالین‌های درون متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های همراه با یک فاز اشباع از Al و فقیر از Ca و سنگ‌های کوارتز تورمالینی جای گرفته است. هر دوی این نمودارها نشان می‌دهند تورمالین‌های بررسی شده، از متاپلیت‌ها و یا سنگ‌هایی با ترکیب رسی پدید آمده‌اند.



شکل ۷- ترکیب شیمیایی تورمالین‌های درون متاپلیت‌های گل‌گهر بر پایه: A) در نمودار سه‌تایی Al-Fe-Mg (شکل ۷- A)؛ B) نمودار سه‌تایی Ca-Fe-Mg (Henry and Guidotti, 1985) (۱): گرانیتویدهای سرشار از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها؛ ۲: گرانیتویدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها؛ ۳: سنگ‌های کوارتز-تورمالین سرشار از Fe^{3+} ؛ ۴: متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های همزیست با فازی اشباع از آلومینیم؛ ۵: متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های ناهمزیست با فازی اشباع از آلومینیم؛ ۶: سنگ‌های کالک‌سیلیکاته، متاپلیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالین سرشار از Fe^{3+} ؛ ۷: اولترامافیک‌های دگرگون‌شده با کلسیم کم و ته‌نشست‌های دگرگون‌شده سرشار از وانادیم و کروم؛ ۸: متاکربنات‌ها و متاپیروکسنیت‌ها؛ ۹: سنگ‌های کالک‌سیلیکاته، متاسامیت‌ها و متاپلیت‌های سرشار از Ca؛ ۱۰: سنگ‌های کوارتز-تورمالین، متاسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca؛ ۱۱: متاکربنات‌ها؛ ۱۲: اولترامافیک‌های دگرگون‌شده)

سازنده متاپلیت‌ها (مانند: بیوتیت) و منطقه‌بندی شیمیایی ضعیف در آنها نشان‌دهنده پدید آمدن آنها

وجود میانبارهایی از کوارتز درون تورمالین‌ها، جایگیری تورمالین‌ها در همبری با دیگر کانی‌های

هستند (Henry and Dutrow, 1992). همچنین، در پلیت‌ها و پسامیت‌ها، مقدار بور به اندازه‌ای می‌تواند بالا باشد که از راه واکنش با کانی‌های سنگ تورمالین بسازند (Abu El-Enen and Okruch, 2007). ترکیب شیمیایی متاپلیت‌های منطقه جنوب‌باختری بافت نشان می‌دهد مقدار عنصرهای Fe، Na، Mg و Al مورد نیاز برای پیدایش تورمالین در متاپلیت‌ها وجود دارد و مقدار میانگین اکسیدها به صورت $\text{FeO} : \text{MgO} = ۳/۲۰ : ۹/۲۰$ و $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Al}_2\text{O}_3 = ۱۷/۷۰$ است (Fatehi and Ahmadipour, 2017). همچنین، در ترکیب کانی‌شناسی متاپلیت‌ها، بلورهای بیوتیت فراوانی دیده می‌شوند که Fe و Mg مورد نیاز برای پیدایش تورمالین را تامین می‌کنند (Deer, et. al., 1992; Nemeč, 1975). سیال‌های اسیدی و پدیده انتشار کاتیونی باعث فراهم شدن یون‌های Mg، Fe، Ti و K از بلورهای بیوتیت برای پیدایش بلورهای تورمالین می‌شوند (Deer, et. al., 1992; Marks et al., 2013). افزایش عنصرهای Fe و Mg از مرکز به سوی حاشیه بلورهای تورمالین نیز این نکته را نشان می‌دهند. همچنین، با افزایش دمای دگرگونی، بر مقدار Mg بیوتیت‌ها نیز افزوده می‌شود (Qian et al., 2013). از سوی دیگر، مقدار کاتیون Ca نیز در بلورهای تورمالین، از هسته به سوی حاشیه افزایش می‌یابد. این پدیده در ترکیب شیمیایی بلورهای پلاژیوکلاز متاپلیت‌ها نیز دیده می‌شود. مقدارهای کم اکسید CaO در ترکیب تورمالین‌ها، نشان‌دهنده کم بودن این اکسید در ترکیب متاپلیت‌ها و همچنین، کم بودن اکسید CaO در ترکیب بلورهای پلاژیوکلاز در متاپلیت‌ها هستند و چه بسا دست کم بخشی از کلسیم، برای پیدایش تورمالین‌ها از پلاژیوکلازها فراهم شده باشد. کم بودن این اکسید به همراه منطقه‌بندی ضعیف و تغییرات ناچیز عنصرها از مرکز به سوی حاشیه بلورهای تورمالین نشان می‌دهد تورمالین‌ها در سیستمی بسته پدید آمده‌اند و دچار محلول‌های گرمایی خارجی

همراه یا پس از اعمال نیروهای زمین‌ساختی روی سنگ‌های منطقه جنوب‌باختری بافت است (Slack et al., 1993; Pesquera and Velasco, 1997). نسبت بالای $\text{FeO}^* = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$ (بالا تر از ۰/۸ درصدوزنی) در تورمالین‌ها نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی و بسته بودن سیستم ماگمایی است و دخالت نکردن سیال‌ها و آلیش آنها با رسوب‌های سرشار از Al را نشان می‌دهد؛ اما اگر این نسبت کمتر از ۰/۶ درصدوزنی باشد، حمل بور با رسوب‌های سرشار از Al و بور از یک خاستگاه خارجی را نشان می‌دهد (Pirajno and Smithies, 1992). مقدار میانگین FeO^* در تورمالین‌های بررسی شده برابر ۰/۴۳ درصدوزنی است. همچنین، چنانچه درصدوزنی عنصر F بیشتر از ۰/۳ باشد، تورمالین‌ها در شرایط ماگمایی پدید آمده‌اند (Henry and Guigotti, 1985; Burianek and Novak, 2004). مقدار میانگین عنصر F در تورمالین‌های منطقه جنوب‌باختری بافت ۰/۱۶ درصدوزنی است. نیمه‌شکل‌دار بودن بلورهای تورمالین، وجود منطقه‌بندی ضعیف تا متوسط در آنها، مقدار F کمتر از ۰/۳ درصدوزنی، مقدار FeO^* کمتر از ۰/۸ و همخوانی مثبت Fe و Mg، خاستگاه ماگمایی آنها را رد می‌کند. از سوی دیگر، نشانه‌هایی که نشان دهند تورمالین‌های منطقه جنوب‌باختری بافت به دنبال فعالیت سیال‌های خارجی بردار و واکنش آنها با متاپلیت‌ها پدید آمده‌اند، دیده نمی‌شوند. کانی‌شناسی متاپلیت‌ها، دگرسان‌نشدن کانی‌های سازنده سنگ و واکنش ندادن آنها با سیال‌ها، جایگیری تورمالین‌ها در تماس تعادلی با کانی‌های دیگر، وجود میانبارهای ریز کوارتز در آنها و نبود منطقه‌بندی شیمیایی شدید (Xavier et al., 2008; Burianek and Novak, 2004) خاستگاه گرمایی آنها و پیدایش آنها در پی ورود سیال‌های خارجی بردار درون سنگ و واکنش آن با سنگ و پیدایش تورمالین را رد می‌کنند. کانی‌های رسی به‌ویژه ایلیت و مواد آلی مهم‌ترین منبع‌ها برای بور

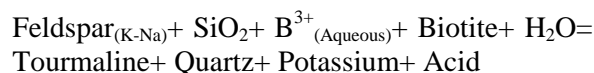
(1977; Ricketts, 1978; Slack, 1982).

پس بور با چندین سازوکار در رسوب‌ها انباشته می‌شود و سپس با فراهم‌شدن شرایط، تورمالین را می‌سازد. بدین‌گونه، در متاپلیت‌های منطقه جنوب‌باختری بافت، گویا با افزایش دما (بیشتر از ۱۵۰ درجه سانتیگراد)، بور از سطح کانی‌های رسی آزاد و در سیال‌های میان‌روزنه‌ای انباشته می‌شود. سپس چه‌بسا، با کانی‌های سیلیکاته‌ای که در سنگ‌های میزبان وجود دارند (مانند بیوتیت) واکنش می‌دهد و تورمالین می‌سازد. وابستگی بسیار نزدیک تورمالین‌ها با بیوتیت‌ها و مرزهای تعادلی میان آنها در شکل ۳- C و شکل ۶ نشان می‌دهند سیال میان‌دانه‌ای بوردار، شرایط تعادلی میان بیوتیت و هسته‌های اولیه تورمالین را پدید آورده است و در این شرایط، عنصرهای مورد نیاز به‌صورت انتشاری، از بیوتیت خارج و در ساختار تورمالین شرکت می‌کنند. به‌گفته دیگر، از آنجایی که شرایطی تعادلی میان سیال سازنده تورمالین و بیوتیت برپا می‌شود، تورمالین‌های پدیدآمده با بیوتیت‌ها در تعادل بافتی خواهند بود (Abu El-Enen and Okruch, 2007). اینچنین سازوکاری برای پیدایش تورمالین در دیگر متاپلیت‌های بررسی‌شده در جهان نیز دیده شده است؛ به‌گونه‌ای که برای پیدایش بلورهای تورمالین در متاپلیت‌های شمال‌باختری ماین (Henry, 1985) و متاپلیت‌های جنوب‌خاوری مصر (Harraz and El-Sharkaway, 2001) چنین سازوکاری پیشنهاد شده است.

نتیجه‌گیری

- ترکیب شیمیایی تورمالین‌ها در متاپلیت‌های کمپلکس گل‌گهر تعلق آنها را به تورمالین‌های آلکالن نشان می‌دهد و از دیدگاه ترکیبی، این

نشده‌اند. پس پیدایش بلورهای تورمالین با فراوانی کم در برخی متاپلیت‌های کمپلکس گل‌گهر چه‌بسا به‌دنبال واکنش زیر روی داده باشد (Kretz, 1994; Deer, et. al., 1992; Abu El-Enen and Okruch, 2007; London, 1986; Lynch and Ortega, 1977; Nemeč, 1975):



در متاپلیت‌های منطقه جنوب‌باختری بافت ویژگی‌هایی مانند دگرسان‌نشدن کانی‌های سازنده سنگ، واکنش‌ندادن آنها با سیال‌های گرمایی، جایگیری تورمالین‌ها در تماس تعادلی با کانی‌های دیگر در سنگ، وجود میانبارهای ریز کوارتز در تورمالین‌ها و نبود منطقه‌بندی شیمیایی شدید نشان می‌دهند بور از خاستگاهی خارجی و همراه با سیال‌های گرمایی خارجی آزاد به سنگ افزوده نشده است. در بیشتر سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده، عنصر بور با تورمالین حمل می‌شود (Ethier and Chmpbell, 1977). به‌هر روی، خاستگاه بور در بسیاری از سنگ‌ها یک مسأله است؛ به‌گونه‌ای که در سنگ‌های رسوبی درشت دانه، تورمالین بیشتر کانی آواری به‌جای مانده به‌شمار می‌رود (Pettijohn et al., 1973)؛ اما در سنگ‌های رسوبی آرژیلی ریزدانه که سرشار از بور هستند، بور با دانه‌های تورمالین آواری حمل نمی‌شود (Ethier and Chmpbell, 1977)، بلکه در این محیط‌ها عنصر بور به سه شکل دیده می‌شود:

- (۱) بور محلول در آب دریا، جذب سطح کانی‌های رسی می‌شود؛
- (۲) جانشین سیلیسیم در جایگاه تتراهدری می‌شود یا در دولومیت جانشین کربن می‌شود؛
- (۳) شاید پس از رسوب‌گذاری، در پی سیالی سرشار

از بور پدید آید (Stubican and Roy, 1962; Eager and Spears, 1966; Lerman, 1966; Cody, 1971; Abraham et al., 1972; Wadhawan and Roonwal,

میان‌روزنه‌ای انباشته شده و با کانی‌های سیلیکاته (مانند: بیوتیت و پلاژیوکلاز) واکنش داده است و تورمالین ساختار یافته شده است. ارتباط تعادلی تورمالین‌ها با بیوتیت‌ها و مرزهای مستقیم میان آنها در سنگ‌های بررسی شده، نشان می‌دهد سیال میان‌دانه‌ای بوردار، شرایط تعادلی میان بیوتیت و هسته‌های نخستین تورمالین را فراهم می‌کند و در این شرایط، عنصرهای مورد نیاز به صورت انتشاری، از بیوتیت خارج و در ساختار تورمالین شرکت می‌کنند. منطقه‌بندی شیمیایی ضعیف نیز این نکته را نشان می‌دهد و پیدایش تورمالین از راه دیگر سازوکارها را رد می‌کند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهند تورمالین‌های بررسی شده خاستگاه دگرگونی دارند و در گروه سنگ میزبان دگرگونی جای گرفته‌اند.

سپاس‌گزاری

از جناب آقای پروفسور ناکاشیما برای انجام تجزیه‌های نقطه‌ای بلورهای تورمالین، بیوتیت و پلاژیوکلاز در دانشگاه یاماگاتای ژاپن سپاس‌گزاری می‌کنیم.

تورمالین‌ها در بردارنده محلول جامد شورل- دراویت با گرایش به سوی دراویت هستند.

- در نمودار Al در برابر X-site_{vacancy}، نمودار Ca در برابر Na و نمودار Ca در برابر X-site vacancy، روند تورمالین‌ها موازی با جانشینی $CaMg_2[Al_{-1}]Al$ ، $CaMg_3OH[Al_{-1}Al_3O]$ و $CaMgO[Al_{-1}Al_1(OH)_{-1}]$ است. همچنین، مقدار بالای Al در جایگاه Y، بالابودن کاتیون Mg در تورمالین‌ها و روند رو به پایین چند نمونه در نمودار Ca در برابر Na نشان می‌دهند جانشینی $[AlNa_{-1}Mg_{-1}]$ در تورمالین‌ها رخ داده است و نشان‌دهنده فضای خالی در جایگاه X هستند. از آنجایی که این جانشینی‌ها بیشتر در تورمالین‌های برخاستگاه از فرایندهای دگرگونی دیده می‌شوند (Henry and Guigotti, 1985)، پس تورمالین‌های بررسی شده نیز به احتمال بسیار بالا پیامد واکنش‌های دگرگونی هستند و خاستگاه آذرین ندارند.

- نیم‌رخ‌های ترکیبی نشان‌دهنده منطقه‌بندی ضعیف در تورمالین‌های بررسی شده هستند.

- با افزایش دما و در جریان دگرگون شدن سنگ‌ها، بور از سطح کانی‌های رسی آزاد و در سیال‌های

منابع

- Abraham, K., Mielke, H. and Povondra, P. (1972) On the enrichment of tourmaline in metamorphic sediments of the Arzberg Series, W. Germany (NE Bavaria). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte 5: 209-219.
- Abu El-Enen, M. M. and Okruch, M. (2007) The texture and composition of tourmaline in metasediments of the Egypt, Implication for the tectono-metamorphic evolution of the Pan-African basement. Mineralogy Magazine 71(1): 17-40.
- Burianek, D. and Novak, M. (2004) Morphology and compositional evolution of tourmaline from nodular granite at Lavicky near VelkMezirci, Moldanubicum, Czech Republic. Journal of Crezech Geological Society 49(1): 81-90.
- 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.

- Cody, R. (1971) Adsorption and reliability of trace elements as environmental indicators for shales. *Journal of Sedimentary Petrology* 41: 461-471.
- Collines, A. C. (2010) Mineralogy and geochemistry of tourmaline in contrasting hydrothermal system, Coplapo area, Northern Chile. Ph.D. Thesis, University of Arizona, Arizona, United States.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the Rock forming minerals. 17th Edition, Longman Ltd., London, UK.
- Eager, R. M. C. and Spears, D. A. (1966) Boron content in relation to organic carbon and to paleosalinity in certain British Upper Carboniferous sediments. *Nature* 2: 172-191.
- Ethier, V. G. and Campbell, F. A. (1977) Tourmaline concentrations in Proterozoic sediments of the southern Cordillera of Canada and their economic significance. *Canadian Journal of Earth Science* 14: 2348-2363.
- Fatehi, H. and Ahmadipour, H. (2017) Reconstruction of geological setting for the parent rocks of Gole-Gohar, Rutchun and Khabr metamorphic complexes (South-west of Baft, Kerman province). *Geoscience Journal* 27(105): 253-264 (in Persian).
- Foit, F. F. J. and Rosenberg, P. E. (1977) Coupled substitutions in the tourmaline group. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 62: 109-127.
- Harraz, H. Z. and El-Sharkaway, M. F. (2001) Origin of tourmaline in the metamorphosed Sikait politic belt, southeastern desert, Egypt. *Journal of African Earth Science* 33: 391-416.
- 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. (1985) Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist* 70: 1-15.
- Henry, D. J. and Dutrow, B. L. (1990) Ca substitution in Li-poor aluminous tourmaline. *The Canadian Mineralogist* 28: 101-114.
- Henry, D. J. and Dutrow, B. L. (1992) Tourmaline in a low-grade clastic metasedimentary rocks: an example of the petrogenetic potential of tourmaline. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 102: 203-218.
- 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.
- Henry, D. J., Dutrow, B. L. and Selverstone, J. (2002) Compositional symmetry in replacement tourmaline: An example from the Tauern Window, Eastern Alps. *Geological Materials Research* 4: 1-18.
- Khalili, K. and Mackizadeh, M. A. (2012) The occurrence of tourmaline in Kuh Zar (Baghoo) Au-Cu mine, south of Semnan province. *Iranian Journal of Petrology* 3(9): 57-70 (in Persian).
- Kretz, R. (1994) *Metamorphic Crystallization*. John Wiley and Sons, New York, US.
- Lerman, A. (1966) Boron in clays and estimation of paleosalinities. *Sedimentology* 6: 267 -286.
- London, D. (1986) Formation of tourmaline- rich gem pockets in miarolitic pegmatites. *American Mineralogist* 71: 396-405.

- London, D. and Manning, D. A. C. (1995) Chemical variation and significance of tourmaline from SW England. *Economic Geology* 90: 495-519.
- Lynch, G. and Ortega, J. (1977) Hydrothermal alteration and tourmaline-albite equilibrium at the Coxheath porphyry Cu-Mo-Au deposit, Nova Scotia. *The Canadian Mineralogist* 35: 79-94.
- MacDonald, D. J. and Hawthorne, F. C. (1995) The crystal chemistry of Si=Al substitution in tourmaline. *Canadian Mineralogist* 33: 849-858.
- Mahmoodi, S. H., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (2011) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41: 238-249.
- Manning, D. A. C. (1982) Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of Peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine* 45: 139-147.
- Marks, M. A. W., Marschall, H. R., Schühle, P., Guth, A., Wenzel, T., Jacob, D. E., Barth, M., Markl, G. (2013) Trace element systematics of tourmaline in pegmatitic and hydrothermal systems from the Variscan Schwarzwald (Germany): The importance of major element composition, sector zoning, and fluid or melt composition. *Chemical Geology* 344: 73-90.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2000) Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology* 22: 1125-1139.
- Neiva, A. M. R., 1974. Geochemistry of tourmaline (schorlite) from granites, aplites and pegmatites from northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 1307-1317.
- Nemec, D. (1975) Genesis of tourmaline spots in leucocratic granites. *Neues Jahrbuch Mineralogic Monatshefte* 7: 308-317.
- Pesquera, A. and Velasco, F. (1997) Mineralogy, geochemistry and geological significance of tourmaline-rich rocks from the Paleozoic Cinco Villas massif (western Pyrenees, Spain). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 129: 53-74.
- Pesquera, A., Torres-Ruiz, J., Gil-Grespo, P. P. and Velilla, N. (1999) Chemistry and genetic implications of tourmaline and Li-F-Cs micas from the Valdeflores area (Caceres, Spain). *American Mineralogist* 84: 55-69.
- Pettijohn, E. J., Potter, P. E. and Siever, R. (1973) *Sand and Sandstones*: first edition. Springer-Verlag, New York, US.
- 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 Explorations* 42: 371-381.
- Qian, J., Wei, C., Zhou, X., Zhang, Y. (2013) Metamorphic P-T paths and New Zircon U-Pb age data for garnet-mica schist from the Wutai Group, North China Craton. *Elsevier, Precambrian Research* 233: 282-296.
- Ranin, A., Sepahi Garoo, A.A., Moinvaziri, H. and Aliani, F. (2009) Petrology and geochemistry of the plutonic complexes of the Marivan area, Sanandaj-Sirjan zone. *Iranian Journal of Petrology* 1(2): 43-63 (in Persian).
- Ricketts, B. D. (1978) Authigenic tourmaline from the Middle Precambrian Belcheher group, Northwest Territories, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 26: 541-550.

- Rosenberg, P. E. and Foit, F. F. (1979) Synthesis and characterization of alkali-free tourmaline. *American Mineralogist* 64: 180-186.
- Sabzehei, M., Navazi, M., Azizan, H., Roshan Ravan, J. and Nazemzadeh, M. (1997) Geological Khabr Map 1:100000. No. 7247, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Sepahi Gerow, A. A., Asadi, N. and Salami, S. (2014) The study of petrogenesis, mineral chemistry and thermobarometry of contact metamorphic rocks from aureole of Alvand body, Hamedan. *Iranian Journal of Petrology* 5(19): 67-86 (in Persian).
- Shafiei Bafti, S. (2000) Tectonic and structural evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks from Sanandaj-Sirjan zone, Kkabr area (Southwest Baft). MSc thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran (in Persian).
- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehi, M., Bellon, H. and Emami, M. H. (2008) Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-esehid area (Sanandaj-Sirjan zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 31: 504-521.
- Slack, J. F. (1982) Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits and its exploration significance. *Transactions/section B of the Institution of Mining and Metallurgy* 91: B81-B87.
- Slack, J. F., Palmer, M. R., Stevens, B. P. J. and Barnes, R. G. (1993) Origin significance of tourmaline rich rocks in the Broken Hill district, Australia. *Economic Geology* 88: 505-541.
- Stubican, V. and Roy, R. (1962) Boron substitution in synthetic micas and clays. *American Mineralogist* 47: 1166-1173.
- Torres-Ruiz, J., Pesquera, A., Gil Crespo, P. P. and Velilla, N. (2003) Origin and petrogenetic implications of tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southeastern Spain). *Chemical Geology*, 197: 55-86.
- Trumbull, R. B. and Chaussidon, M. (1999) Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmaline from the Sinceni granite pegmatite system in Swaziland. *Chemical Geology* 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 für Mineralogie, Monatshefte* 233-237.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W. (2010) Abbreviation for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Xavier, R. P., Wiedenbeck, M., Trumbull, R. B. and Dreher, A. M., Monteiro, L. V. S. (2008) Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporites as the source of high-salinity ore fluids in iron oxide coppergold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *Geology* 36: 743-746.