

رفتار عناصر اصلی و کمیاب کانی تورمالین در پگماتیت‌های منگاو و گنجمه (استان همدان)

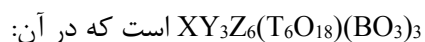
احمد احمدی خلجی^{۱*}، زهرا طهماسبی^۱، فرهاد زال^۱ و زهرا شعبانی^۲
^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران

چکیده

پگماتیت‌های منگاو (جنوب‌خاوری همدان) و گنجمه (جنوب‌باختری همدان) بخشی از توده گرانیتوئیدی الوند در پهنه سندر-سیرجان هستند. ترکیب تورمالین‌ها در منطقه منگاو شورل و در منطقه گنجمه شورل-فویتیت است. در تورمالین‌های گنجمه، مقدار Al و به تناسب با آن، مقدار جایگاه خالی X بیشتر از منطقه منگاو است؛ اما در کل، جانشینی‌های اصلی در هر دو نوع تورمالین از انواع پروتون‌زایی و افزایش آلومینیم و جانشینی‌هایی است که در آنها افزایش Al و جایگاه خالی X و کاهش Fe روی می‌دهد. جانشینی نوع اول به پیدایش اولنیت منجر شده و دومی موجب پیدایش فویتیت و تورمالین‌های حاوی آلومینیم و جایگاه خالی X شده است. نبود ترکیب دراویت و وجود Fe[#] بیش از ۰/۸ در همه نمونه‌های آنالیز شده نشان‌دهنده ماگمایی بودن تورمالین در این پگماتیت‌هاست. افزون بر این، وجود جانشینی‌هایی از نوع جایگاه خالی X و Na+Al (سازندگان اولنیت) را می‌توان نشان‌دهنده ماگمایی بودن تورمالین دانست؛ زیرا که عناصر مورد نیاز تورمالین (بور، آهن، سدیم و آلومینیم) از خود سیال ماگمایی تامین شده‌است. مقدار HREE‌ها در تورمالین‌های منگاو به علت همراهی با گارنت بسیار کم است؛ اما تورمالین‌های گنجمه در نبود گارنت دارای مقدار بالایی از این عناصر هستند. از این رو، اگرچه تورمالین‌ها دارای جانشینی‌های گسترده‌ای هستند؛ اما تمایل چندانی به جذب عناصر خاکی نادر ندارند. کانی‌های همایند (پاراژنز) تورمالین بیشترین تأثیر را در کنترل مقدار عناصر خاکی نادر آن دارند.

واژه‌های کلیدی: شورل، فویتیت، اولنیت، منگاو، گنجمه، الوند، همدان

فرمول شیمیایی این کانی آب‌دار بوروسیلیکاته



X=Ca, Na, K, [□ vacancy]

Y= Li, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Al, Cr³⁺, V³⁺, Fe³⁺, (Ti⁴⁺)

مقدمه

تورمالین یکی از کانی‌های فرعی مهم در پگماتیت‌ها و آپلیت‌هاست (Deer *et al.*, 1981).

* ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

از ذوب بخشی هستند (Michael *et al.*, 2013). تورمالین‌ها در گرانیت‌ها، نسبت به متاولکانیک‌ها، دارای Zn، Li، Nb، Ta، REE، Pb، Th و U بالاتر و Sr، V، Sc، Co و Ni کمتری هستند (Galbraith *et al.*, 2009). در اینجا، با بهره‌گیری از داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی (میکروپروپ) و ICP-MS، ترکیب تورمالین و عوامل کنترل‌کننده، رفتار عناصر کمیاب و خاکی نادر تورمالین در سنگ‌های پگماتیتهای مگماو در جنوب‌خاوری شهر همدان و گنجانامه در جنوب‌باختری شهر همدان بررسی شده است.

زمین‌شناسی

پگماتیتهای مگماو و گنجانامه به ترتیب در جنوب‌خاوری و جنوب‌باختری همدان رخنمون دارند و در نقشه‌های زمین‌شناسی همدان و توپسرکان (با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰) در ۲۶°۴۸' تا ۴۴°۴۸' طول جغرافیایی خاوری و ۳۹°۳۴' تا ۴۹°۳۴' عرض جغرافیایی شمالی هستند. این پگماتیتهای در مجموعه توده آذرین درونی الوند و سنگ‌های دگرگونی پیرامون آن (شکل ۱) که بخشی از پهنه سنندج-سیرجان هستند، نفوذ کرده‌اند. بخش بزرگی از توده نفوذی الوند، گرانیتوئیدها، به‌ویژه گرانیت‌های پورفیروئید (مونزوگرانیت - گرانودیوریت) مزوکرات تا لوکوکرات هستند. گرانیتوئیدهای تیره رنگ (تونالیت‌ها) و روشن تر (گرانیتوئیدهای هلولوکوکرات) حجم کمی از توده را می‌سازند. از دیدگاه سن نسبی، تونالیت‌ها کهن‌تر، مونزوگرانیت‌ها جوان‌تر بوده و گرانیتوئیدهای هلولوکوکرات جوان‌ترین سنگ‌ها هستند (Sepahi Garo and Moeinvaziri, 2001). گابرو و دیوریت‌ها که بیشتر در شمال‌خاوری توده رخنمون دارند از گرانیتوئیدها کهن‌تر هستند؛ زیرا انکلاوهای آنها در گرانیتوئیدها دیده می‌شوند. بر پایه پژوهش‌های Valizadeh و Cantagrel (۱۹۷۵) به روش‌های K-Ar و Rb-Sr، سن بیوتیت در گرانیت پورفیروئید ۷۵ - ۷۰ میلیون سال

Z= Mg, Al, Fe³⁺, V³⁺, Cr³⁺

T= Si, Al, (B)

B= B, [□ vacancy]

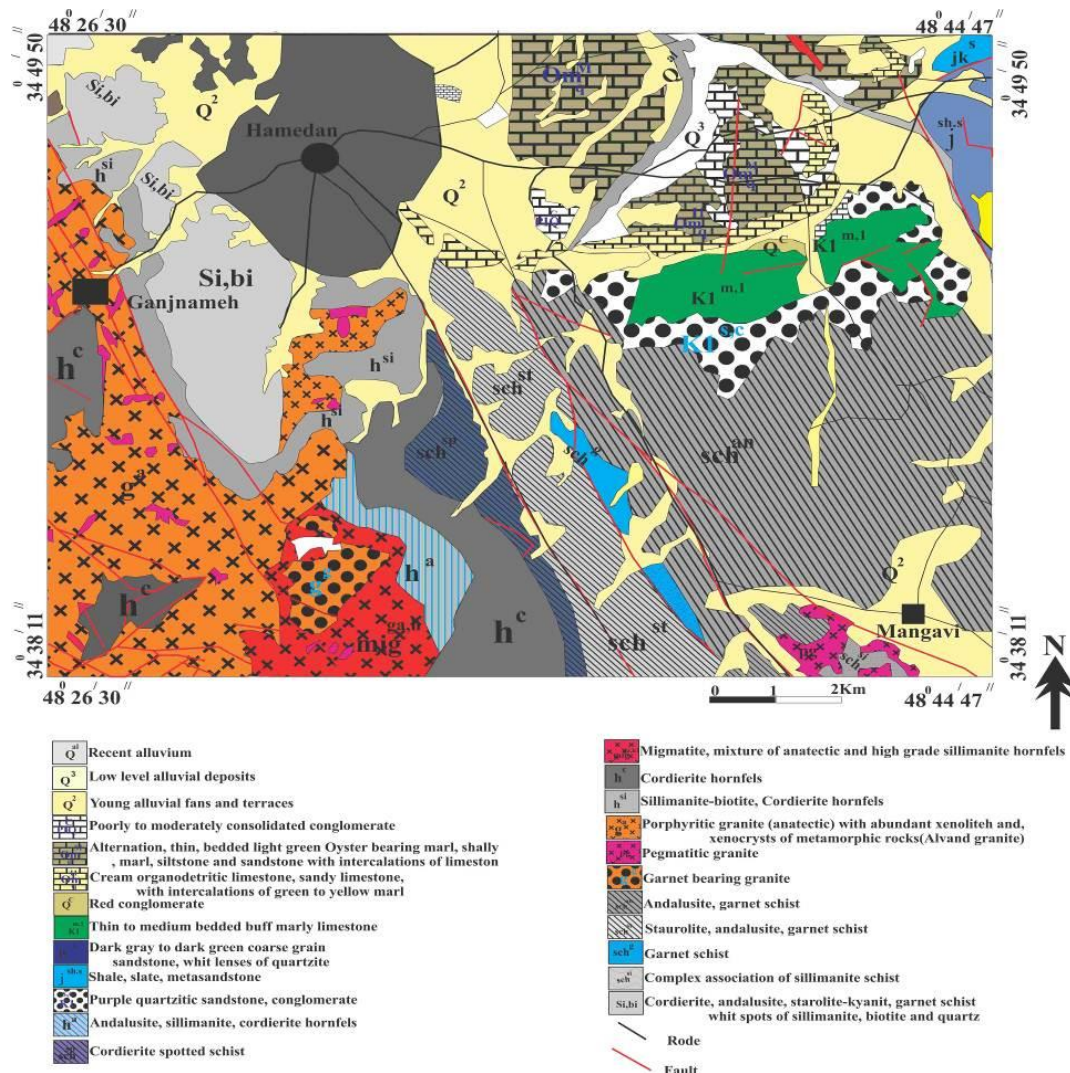
V=OH, O, (F)

W=OH, F, O

این کانی در دما، فشار و محیط‌های زمین‌شناسی گوناگونی متبلور می‌شود (Manning, 1982; Benard *et al.*, 1985; London, 1999). تورمالین، به‌علت پایداری و داشتن طیف گسترده‌ای از عناصر در ترکیب شیمیایی، در زمین‌دماسنجی و شناخت فرایندهای سنگ‌زایی (پتروژنتیک) کاربرد دارد (Henry and Guidotti, 1985; London, 1999). این کانی در محدوده گسترده‌ای از دما و فشار پایدار بوده و در برابر هوازدگی نیز پایدار است. این ویژگی‌ها موجب کاربرد این کانی در بررسی‌های سنگ‌شناسی (پتروژئولوژیک) شده است (Manning, 1982; Khalili and Mackizadeh, 2012). تورمالین حامل اصلی بور در سنگ‌های پوسته‌ای است (Torres-Ruiz *et al.*, 2003). ترکیب تورمالین‌ها نشان‌دهنده ترکیب سیالی است که از آن متبلور شده‌اند (Slack and Trumbull, 2011). این پتانسیل درباره عناصر کمیاب در تورمالین به‌خوبی شناخته‌نشده‌است (Van Hinsberg, 2011). الگوی REE‌ها می‌تواند نشان‌دهنده خاستگاه زمین‌شیمیایی و فرآیندهای مؤثر در جدایش بلورین و تفریق ماگما باشد. تورمالین‌ها هم از این مستثنی نیستند. در پگماتیتهای تفاوت رفتار عناصر کمیاب مرتبط در چگونگی پیدایش آنها بوده است و می‌تواند در پی جدایش بلورین و یا ذوب‌بخشی روی داده باشد. جدایش بلورین عناصر ناسازگار در بخش مذاب و عناصر سازگار در بخش مذاب تهی شده را متحرک می‌کند (Michael *et al.*, 2013). در فرایند ذوب‌بخشی رفتار عناصر کمیاب بسیار به سنگ‌شناسی، بود و یا نبود کانی‌های جانبی خاص، به‌ویژه بیوتیت، بستگی دارد (Bea *et al.*, 1994). پگماتیتهای پدیدآمده از جدایش بلورین دارای Li، Be، Rb و Zn بیشتر و V و Sr کمتری نسبت به پگماتیتهای حاصل

برخی دایک‌های فلسیک با ترکیب آپلیتی و پگماتیتی، با روند شمال-باختری-جنوب‌خاوری، سنگ‌های گرانیتویدی منطقه را قطع کرده‌اند. این سنگ‌ها محصول مرحله پایانی فعالیت ماگمایی در ارتباط با جایگیری توده گرانیتویدی هستند (Aliani *et al.*, 2012).

پیش، سن بیوتیت در سنگ‌های بازیک الوند ۹۰ - ۷۸ میلیون سال پیش و سن مسکوویت در پگماتیت‌ها ۱۰۰ میلیون سال پیش است. Shahbazi و همکاران (۲۰۱۰) سن ۱۷۰ میلیون سال پیش را به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن برای توده‌های گرانیتویدی الوند به دست آورده‌اند.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه منگاو و گنجنامه بر پایه نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ همدان (Eghlimi, 2001) و تویسرکان (Eshraghi and Mahmoudi Gharai, 2003).

(گارنت‌دار)، آپلیت تورمالین‌دار هستند. پگماتیت‌ها سه زیررخساره پگماتیت‌های تورمالین‌دار، پگماتیت‌های تورمالین، مسکوویت، گرونادار (گارنت‌دار) دارند. پگماتیت گرافیک و رگه‌های کوارتزی را نیز می‌توان به

سنگ‌های رگه‌ای که مجموعه توده آذرین درونی الوند را قطع کرده‌اند به سه دسته آپلیت‌ها، پگماتیت‌ها و رگه‌های کوارتزی گروه‌بندی می‌شوند. آپلیت‌ها دارای سه زیر رخساره آپلیت دیوریتی اسفن‌دار، آپلیت گرونادار

همچنین، Rezai-Aghdam (۲۰۰۴)، Masoudi و Rezai-Aghdam (۲۰۰۹) ماهیت سیال‌های درگیر و نقش آنها در پیدایش پگماتیت‌های همدان را بررسی کرده‌اند. بر اساس این پژوهش‌ها، برخی از این پگماتیت‌ها دارای CO₂ هستند و خاستگاه دگرگونی دارند و برخی دیگر که دارای آب و CO₂ هستند خاستگاه دگرگونی و آذرین دارند. از این رو، نتیجه گرفته‌اند که فرآیند دگرگونی دست‌کم در پیدایش بخشی از پگماتیت‌های همدان نقش داشته است. بدین صورت که در پی گرمای توده و حضور سیال‌های گرانیته، سنگ‌های دگرگونی ذوب شده و از ذوب آنها رگه‌های پگماتیته پدید آمده‌اند (Rezai-Aghdam, 2004; Masoudi and Rezai-Aghdam, 2009). به باور Maanijou و همکاران (۲۰۱۱)، نخست مایع آپلیتی از رسوب‌هایی با ترکیب پلیتی دگرگون شده قدیمی در دامای ۸۰۰-۶۸۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵-۲ کیلوبار پدید آمده و به ترازهای بالاتر رانده شده است. سپس با توجه به حضور گنبد حرارتی و نقل و انتقالات آب و گازهای کانی‌ساز، این مایع کم‌کم به پگماتیته با درشت‌بلورهای مسکوویت و تورمالین‌دار تبدیل شده است. Sepahi Garo و همکاران (۲۰۱۴) دایک‌های پگماتیته و آپلیتی توده گرانیته‌ی الوند و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی نزدیک این توده (هورنفلس‌ها) را وابسته به آخرین فاز ماگمایی در این منطقه می‌دانند. با بررسی تورمالین‌ها در دایک‌های پگماتیته و آپلیتی این توده و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی، تورمالین‌ها را از نوع شورل-دراویت و حاصل فرآیندهای ماگمایی-گرمایی دانسته‌اند.

سنگ‌نگاری پگماتیت‌ها و آپلیت‌های تورمالین‌دار

بر پایه جایگاه و ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها در دو گروه جای دارند: گروه نخست در شیست‌ها و

رگه‌های کوارتز کانی‌دار و رگه‌های کوارتز خالص رده‌بندی کرد (Sepahi Garo and Moeinvaziri, 2001). Torkian (۱۹۹۵، ۲۰۰۹)، Valizadeh و Torkian (۱۹۹۹) پگماتیت‌های منطقه همدان را از دیدگاه ترکیب کانی‌شناسی و جایگاه آنها به دو دسته رده‌بندی کرده‌اند:

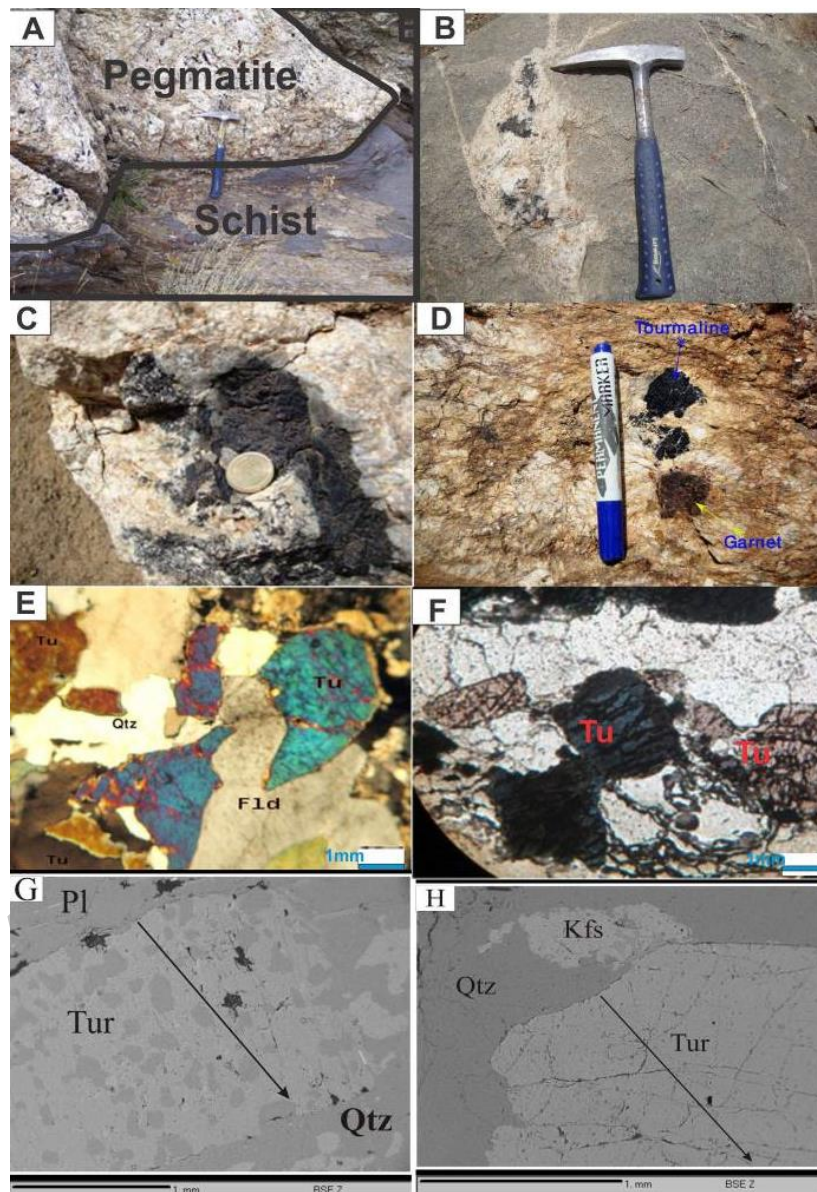
۱- پگماتیت‌های شمال و درون توده نفوذی که به شکل‌های گوناگونی مانند رگه‌ای، عدسی و قارچی دیده می‌شوند و دارای تورمالین، کوارتز، فلدسپار و کیانیت هستند. در این دسته، کانی‌هایی مانند بریل که نشان‌دهنده جدایش بلورین مذاب اصلی و نخستین هستند، دیده نمی‌شود. پگماتیت گنجانمه از این دسته است. در جنوب‌باختری گنجانمه بلورهای آبی کیانیت همراه کوارتز و ارتوز دیده می‌شوند؛

۲- پگماتیت‌های جنوب توده، پگماتیت‌های تورمالین‌دار، پگماتیت‌های کوارتز و مسکوویت‌دار، پگماتیت‌های آلومینوسیلیکات‌دار و رگه‌های کوارتزی و تورمالینیت هستند. منطقه منگاو در این بخش است. در منطقه منگاو کلفتی رگه‌ها به ۲/۵-۱/۵ متر می‌رسد. Valizadeh و Torkian (۱۹۹۹) با توجه به این که پیدایش توده گرانیته‌ی الوند را ناشی از یک گنبد حرارتی می‌دانند؛ خاستگاه پگماتیت‌ها را به ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی نسبت می‌دهند.

به گفته Torkian (۱۹۹۵)، در این منطقه، از ذوب‌بخشی یک ماده کهن‌تر با ترکیب رسی در اعماق، ماگمایی پدید آمده است. پس از آن، منطقه دچار فشارهای جانبی حرکت ورقه عربی به سوی ایران شده و آنگاه در پی پیدایش ماده مذاب اولیه (شامل کوارتز و فلدسپار)، به سوی مناطق کم فشارتر رانده شده است. از این رو، رگه‌های آپلیتی از این ماده مذاب پدید آمده است. در این منطقه، تبدیل آپلیت به پگماتیت در پی وجود گنبد حرارتی روی داده است.

سنگ‌ها کانی‌شناسی ساده‌ای را نشان می‌دهند و بیشتر دارای کوارتز، تورمالین، آلکالی‌فلدسپار، مسکوویت، اسفن، زیرکن و آپاتیت هستند. گارنت نیز عموماً در گروه اول دیده می‌شود (شکل ۲- D).

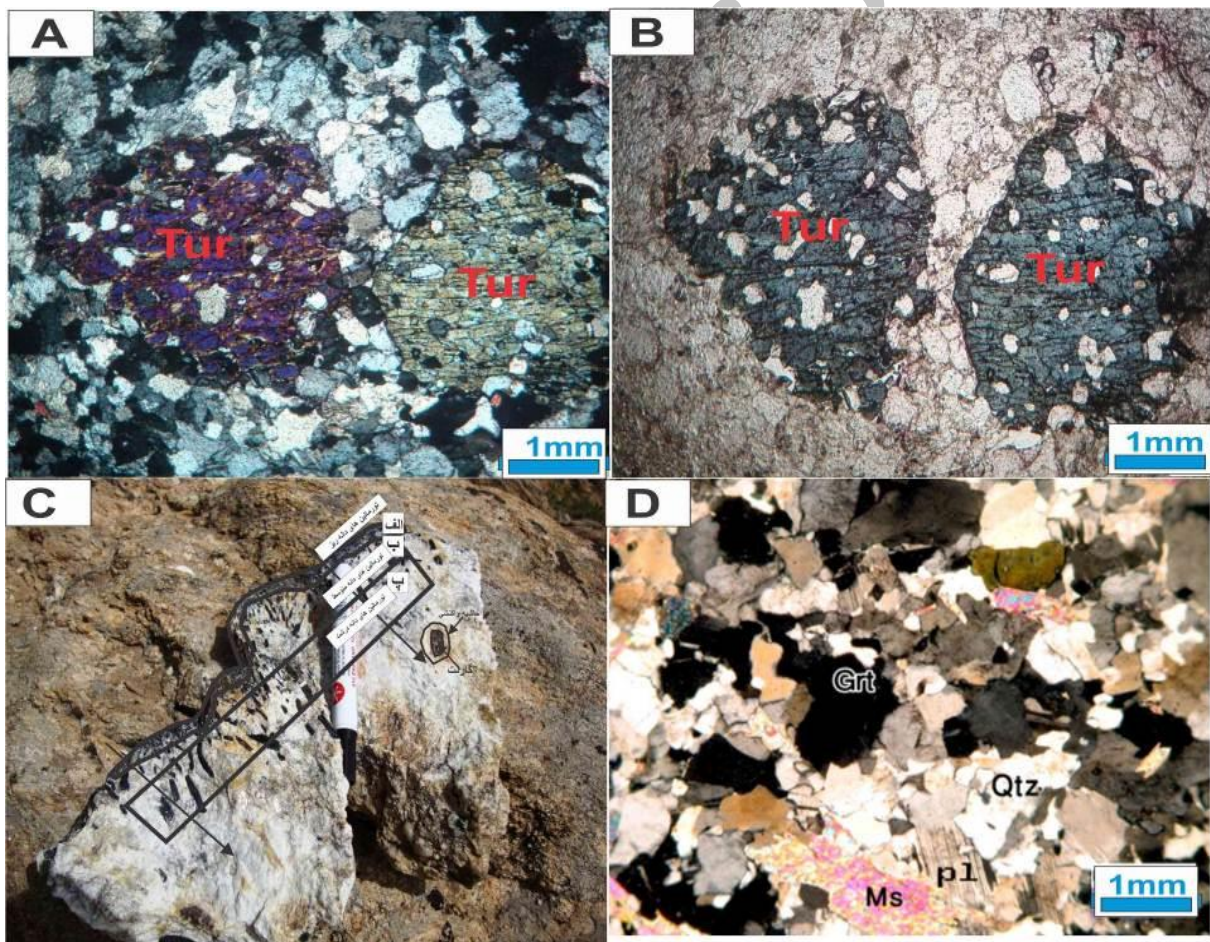
هورنفلس‌ها دیده می‌شوند و با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری از منگاو تا کمری گسترش دارند (شکل ۲- A). گروه دوم درون سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه گنجنامه جای گرفته‌اند (شکل‌های ۲- B و ۲- C). این



شکل ۲- A) تصویر صحرایی از پگماتیت‌ها در منطقه منگاو (جنوب‌خاوری همدان)؛ B و C) تصویرهای صحرایی از سنگ‌های تورمالین‌دار منطقه گنجنامه (جنوب‌باختری همدان)؛ D) تصویری از بلورهای گارنت و تورمالین در پگماتیت‌های منگاو؛ E) تصویر میکروسکوپی از کانی‌ها و بافت گرانولار پگماتیت‌های منگاو (تصویر XPL یا cross polarized light)؛ F) تصویر میکروسکوپی سنگ‌های تورمالین‌دار منطقه گنجنامه (تصویر PPL یا plane polarized light)؛ G) تصویر میکروسکوپ الکترونی (Back-scattered Electron یا BSE) از کانی تورمالین در منطقه منگاو (نمونه شماره ZM1)؛ H) تصویر BSE از کانی‌های در پگماتیت‌های گنجنامه (نمونه شماره ZA5). تورمالین در امتداد پیکان تجزیه ریزکاو الکترونی شده است.

پولک‌هایی به همراه تورمالین دیده می‌شود. میکروکلین و پرتیت‌های بسیار درشت نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. در گنجانمه رگه‌های پگماتیتی تورمالین‌دار درون گرانیت‌ها دیده می‌شوند. در حقیقت، این پگماتیت‌ها درز و شکاف‌های حاصل از سرد شدن گرانیت‌ها را پر کرده‌اند. در نمونه دستی تورمالین‌های درشت به همراه کوارتز و فلدسپار دیده می‌شوند (شکل‌های ۲-B و ۲-C). در زیر میکروسکوپ نیز تورمالین با کوارتز و فلدسپار همراه است (شکل‌های ۲-F، ۲-H و ۳-A). تورمالین به صورت لکه‌های قهوه‌ای و آبی با چندرنگی معکوس دیده می‌شود (شکل ۳-B).

در منطقه منگاو سنگ‌های دارای تورمالین، فلدسپار و کوارتز به صورت توده‌ای، شکل‌های بلوکی و عدسی‌مانند در برونزدهایی به ضخامت‌های گوناگون (از دست‌کم چند متر تا حداکثر ۲۰ متر) دیده می‌شوند. در نمونه دستی پگماتیت‌های منگاو، مسکوویت‌های درشت، تورمالین، کوارتز و گارنت دیده می‌شوند (شکل ۲-D). در بررسی‌های میکروسکوپی نیز کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار، مسکوویت، تورمالین، گارنت، زیرکن و آپاتیت دارند و بافت آنها گرانولار و پرتیت است (شکل‌های ۲-E و ۲-G). کوارتزها خاموشی موجی و تبلور دوباره نشان می‌دهند. مسکوویت به صورت



شکل ۳- (A) تصویر میکروسکوپی XPL از کانی تورمالین در منطقه منگاو (جنوب‌خاوری همدان) (نمونه شماره ZM1); (B) تصویر میکروسکوپی PPL از کانی تورمالین در منطقه منگاو (نمونه شماره ZM1); (C) تصویر صحرایی از دانه‌بندی و جهت‌یافتگی تورمالین از حاشیه به سوی مرکز پگماتیت‌های منگاو; (D) تصویر میکروسکوپی از کانی‌ها در آپلیت‌های منگاو (تصویر XPL).

مدل-100 CAMECA SX تجزیه شدند (جدول ۱). همچنین، برای بررسی رفتار عناصر کمیاب و خاکی نادر در رگه‌های تورمالین‌دار در ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده، تورمالین‌های ۹ نمونه از رگه‌های گوناگون جدا شدند. برای جدایش کانی تورمالین، نخست نمونه‌های تورمالین‌دار خرد شدند. اگرچه پس از الک کردن و شستشو، با توجه به درشتی آنها، جدایش دستی امکان‌پذیر بود؛ اما با میکروسکوپ بیناکولار نیز به جداسازی و خالص‌سازی دانه‌های تورمالین پرداخته شد. سپس تورمالین‌های خالص پودر شده (نزدیک به ۱۰ گرم) و برای انجام تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS در آزمایشگاه SGS به کشور کانادا فرستاده شدند (جدول ۲).

زمین‌شیمی کانی تورمالین

برای بررسی تغییرات ترکیبی در نسبت‌های Na, Ca, Mg و Fe و شناسایی نوع تورمالین‌ها، نمودار دوتایی $X_{vac}/X_{vac}+Na$ در برابر $Mg/Mg+Fe$ (Hawthorne and Henry, 1999) به کار رفته است (شکل ۴- A). در این نمودار تورمالین‌های منگاو در بخش شورل و گنجانمه در بخش شورل-فویتیت جای گرفته‌اند؛ اما بر پایه نمودار $Na/Na+Ca$ در برابر $Fe/Fe+Mg$ (Trumbull and Chaussidon, 1999) هر دو گروه تورمالین در بخش شورل هستند (شکل ۴- B).

بر پایه مقادیر Na, Ca و K در تورمالین‌ها و نیز بود یا نبود فضالی خالی در جایگاه X آنها، تورمالین‌ها را به سه دسته (شکل ۴- C) تورمالین‌های کلسیک، قلیایی و انواعی که جایگاه X آنها خالی است، رده‌بندی می‌کنند (Hawthorne and Henry, 1999). بر پایه این رده‌بندی بیشتر تورمالین‌های منگاو از گروه قلیایی، و تورمالین‌های گنجانمه از گروه‌های قلیایی و جایگاه خالی X هستند. مقدار کمبود جایگاه X برای تورمالین پگماتیته منگاو ۰/۴۳-۰/۳۲ و برای گنجانمه ۰/۵۵-۰/۳۵ است.

در برخی پگماتیت‌ها ساخت‌های شانه‌ای از بلورهای تورمالین را می‌توان دید (شکل ۳- C)؛ به‌گونه‌ای که در کناره رگه‌ها و در نزدیکی رگه‌ها با سنگ میزبان، دانه‌های ریز تورمالین دارای کشیدگی به‌سوی درون رگه‌ها هستند. در این بخش همانند حاشیه انجماد سریع، بلورها به‌علت اختلاف دما میان پگماتیت و توده به‌صورت دانه‌ریز و فراوان متبلور شده‌اند. در واقع این بخش به‌عنوان یک سد شیمیایی از تبادل مواد بین پگماتیت و سنگ میزبانش جلوگیری می‌کند. این پدیده را در برخی از پگماتیت‌ها می‌توان دید که در کنار توده به شکل آپلیت و در حرکت به‌سوی هسته بلورها درشت‌تر می‌شوند (به شکل پگماتیت). از بیرون به درون این پگماتیت‌ها، بلورهای تورمالین درشت‌تر شده و به شکل کشیده و عمود بر رگه پگماتیته رشد کرده‌اند. این پدیده‌ها می‌توانند به‌علت رشد سریع بلور و همچنین، در جهت جریان‌های درون پگماتیت و در پی نقل و انتقالات مواد باشند (Webber et al., 1997). در منطقه منگاو رگه‌های آپلیتی با کلفتی حداکثر نزدیک به ۴ متر در کناره پگماتیت‌ها یا در درون آنها دیده می‌شوند. بررسی مقطع میکروسکوپی نمونه‌ای از این سنگ‌ها با بافت آپلیتی روشن می‌سازد که کانی‌های سازنده آنها کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، تورمالین، گارنت و به مقدار بسیار کم مسکوویت هستند (شکل ۳- D).

روش انجام پژوهش

پس از نمونه‌برداری از پگماتیت‌های تورمالین و گارنت‌دار منگاو و پگماتیت‌های تورمالین‌دار و بی‌گارنت گنجانمه، ۳۵ مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شدند. سپس برای بررسی نوع تورمالین در این سنگ‌ها ۲۰ مقطع نازک صیقلی تهیه شد. برای بررسی ترکیب تورمالین، ۴۵ نقطه از کانی تورمالین در شرکت فرآوری مواد معدنی کرج با روش کمی کانیایی میکروپروپوب الکترونی (ریزکاو الکترونی)

جدول ۱- داده‌های برگزیده تجزیه ریزکاو الکترونی کانی تورمالین در پگماتیت‌های منطقه منگاو (نمونه شماره ZM1، محاسبه فرمول کانی تورمالین بر پایه ۳۱ آنیون). مقدار B₂O₃ با نرم‌افزار اکسل Tourmaline Recalculation (Julie Selway and Jian Xiong) به‌دست آمده است (X_{vac.}: جایگاه خالی X).

Analytical Profile	Rim					Core					Rim				
SiO ₂	35.51	35.63	36.61	35.85	34.78	35.23	34.71	34.68	35.85	35.88	35.69	35.47	34.91	34.88	35.81
TiO ₂	0.00	0.00	0.06	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	33.57	33.06	33.55	34.07	33.56	33.39	33.84	33.64	34.25	33.77	33.93	32.76	33.99	34.10	34.20
FeO*	11.47	10.28	12.05	12.18	11.90	12.21	10.88	10.75	12.43	11.62	11.89	12.45	11.49	11.62	11.40
MgO	0.83	1.65	1.06	0.64	0.67	0.89	0.88	1.42	0.51	0.74	1.67	2.10	1.35	1.48	1.55
CaO	0.08	0.07	0.08	0.08	0.03	0.02	0.05	0.08	0.05	0.06	0.07	0.13	0.07	0.06	0.05
MnO	0.15	0.17	0.16	0.17	0.20	0.17	0.11	0.05	0.20	0.20	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
Na ₂ O	1.81	1.78	1.79	1.72	1.99	1.67	1.78	1.93	1.82	2.04	1.87	2.08	1.79	1.71	1.82
K ₂ O	0.05	0.04	0.04	0.05	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.05	0.02	0.06	0.03	0.03	0.03
F	0.34	0.57	0.28	0.18	0.68	0.38	0.47	0.39	0.59	0.32	0.57	0.43	0.32	0.34	0.63
H ₂ O	2.68	2.62	2.74	2.73	2.66	2.68	2.58	2.62	2.75	2.71	2.47	2.54	2.54	2.54	2.74
B ₂ O ₃	10.01	10.01	10.22	10.13	9.96	9.99	9.90	9.92	10.20	10.12	10.17	10.10	10.01	10.03	10.22
Total	86.49	85.87	88.42	87.75	86.49	86.65	85.32	85.60	88.47	87.39	88.18	88.02	88.02	88.02	88.42
O=F	0.14	0.24	0.12	0.08	0.29	0.19	0.22	0.14	0.25	0.13	0.13	0.13	0.14	0.14	0.27
Total	86.35	88.28	88.30	87.67	86.20	86.46	85.10	85.46	88.22	88.28	88.28	88.28	88.28	88.28	88.15
Si	6.16	6.19	6.23	6.15	6.07	6.13	6.10	6.07	6.11	6.16	6.10	6.10	6.06	6.04	6.09
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	6.87	6.77	6.72	6.89	6.90	6.84	7.00	6.94	6.88	6.84	6.83	6.65	6.96	6.96	6.85
Fe ²⁺	1.66	1.49	1.71	1.75	1.74	1.78	1.60	1.57	1.77	1.67	1.70	1.79	1.67	1.68	1.62
Mg	0.21	0.43	0.27	0.16	0.17	0.23	0.23	0.37	0.13	0.19	0.43	0.54	0.35	0.38	0.39
Mn	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Na	0.61	0.60	0.59	0.57	0.67	0.56	0.61	0.66	0.60	0.68	0.62	0.69	0.60	0.57	0.60
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
FeO+MgO	12.30	11.93	13.11	12.82	12.57	13.10	11.76	12.17	12.94	12.36	13.56	14.55	12.84	13.10	12.95
FeO/FeO+MgO	0.93	0.86	0.92	0.95	0.95	0.93	0.93	0.88	0.96	0.94	0.88	0.86	0.89	0.89	0.88
X _{site}	0.64	0.62	0.61	0.60	0.68	0.57	0.62	0.68	0.61	0.70	0.64	0.73	0.62	0.59	0.62
X _{vac.}	0.36	0.38	0.39	0.40	0.32	0.43	0.38	0.32	0.39	0.30	0.36	0.27	0.38	0.41	0.38
Na+K	0.62	0.61	0.60	0.58	0.68	0.57	0.61	0.66	0.61	0.69	0.62	0.71	0.61	0.58	0.61
X _{vac.} +Na	0.97	0.98	0.98	0.97	0.99	0.99	0.99	0.98	0.99	0.98	0.98	0.96	0.98	0.98	0.98
X _{vac.} /X _{vac.} +Na	0.37	0.39	0.40	0.41	0.32	0.43	0.39	0.33	0.39	0.31	0.37	0.28	0.39	0.42	0.39
Mg/Mg+Fe	0.11	0.22	0.14	0.09	0.09	0.11	0.13	0.19	0.07	0.10	0.20	0.23	0.17	0.19	0.20
Al in R ₂	1.03	0.95	0.96	1.05	0.97	0.97	1.10	1.02	0.99	1.00	0.93	0.75	1.02	1.00	0.94
R ₂ *	2.93	2.90	2.96	2.98	2.90	3.00	2.95	2.97	2.92	2.89	3.06	3.08	3.04	3.08	2.95
Fe/Fe+Mg	0.89	0.78	0.86	0.91	0.91	0.89	0.87	0.81	0.93	0.90	0.80	0.77	0.83	0.81	0.80
R ₁ =Na+Ca	0.62	0.61	0.60	0.59	0.68	0.57	0.62	0.67	0.61	0.69	0.63	0.72	0.62	0.59	0.61
R ₂ =Fe ^{total} +Mg+Mn	1.90	1.95	2.01	1.94	1.94	2.03	1.84	1.95	1.93	1.89	2.12	2.33	2.02	2.07	2.01
R ₃ =Al+1.33Ti	6.87	6.77	6.73	6.90	6.90	6.84	7.00	6.94	6.88	6.84	6.83	6.65	6.96	6.96	6.85
R ₁ +R ₂	2.53	2.56	2.61	2.52	2.62	2.60	2.46	2.62	2.54	2.58	2.76	3.05	2.63	2.66	2.62
R ₂ *+Al in R ₂ =R ₂ *	3.96	3.85	3.92	4.03	3.87	3.98	4.05	3.99	3.91	3.88	3.99	3.83	4.06	4.08	3.89
X _{vac.} /Ca+Na+ X _{vac.}	0.37	0.61	0.64	0.68	0.47	0.77	0.61	0.46	0.64	0.43	0.57	0.38	0.61	0.69	0.61
Ca+Na+X _{vac.} -X	0.98	0.62	0.61	0.59	0.68	0.56	0.62	0.69	0.61	0.70	0.63	0.72	0.62	0.59	0.62
Ca/Na+Ca+X _{vac.} -X	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Na/Na+Ca+X _{vac.} -X	0.62	0.97	0.97	0.97	0.99	1.00	0.98	0.96	0.98	0.97	0.98	0.96	0.97	0.97	0.97
Fe/Fe+Mg+Al	0.57	0.52	0.58	0.59	0.60	0.60	0.55	0.53	0.61	0.58	0.56	0.58	0.55	0.55	0.55
Fe+Mg+Al	2.90	2.87	2.94	2.96	2.88	2.98	2.93	2.96	2.89	2.86	3.06	3.08	3.04	3.06	2.95
Mg/Mg+Fe+Al	0.07	0.15	0.09	0.05	0.06	0.08	0.08	0.13	0.04	0.07	0.14	0.18	0.12	0.12	0.13
Al/Mg+Fe+Al	0.36	0.33	0.33	0.35	0.34	0.33	0.38	0.34	0.34	0.35	0.30	0.24	0.34	0.33	0.32
Schorl	42.53	38.39	42.68	41.92	47.63	42.11	39.54	41.43	44.71	46.51	42.68	49.57	40.52	39.34	39.71
Dravite	5.38	11.08	6.74	3.83	4.65	5.44	5.68	9.76	3.28	5.29	10.80	14.95	8.49	8.90	9.56
Fe-Foite	8.91	8.05	9.21	10.43	7.66	10.52	9.25	6.92	9.96	7.17	7.53	4.72	8.61	9.25	25.15
Mg-Foite	1.13	2.32	1.45	0.95	0.75	1.36	1.33	1.63	0.73	0.82	1.91	1.42	1.80	2.09	1.93
Alunite	26.39	24.48	23.96	25.15	26.55	22.95	27.18	26.91	25.01	27.85	23.35	20.77	24.75	23.42	23.04
Uvite	0.09	0.18	0.11	0.07	0.07	0.00	0.09	0.30	0.05	0.08	0.17	0.43	0.14	0.16	0.16
X _{vac.} of Tourmaline	15.57	15.50	15.84	17.65	12.68	17.62	16.93	13.05	16.26	12.29	13.56	8.13	15.68	16.84	0.46
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

جدول ۱- ادامه.

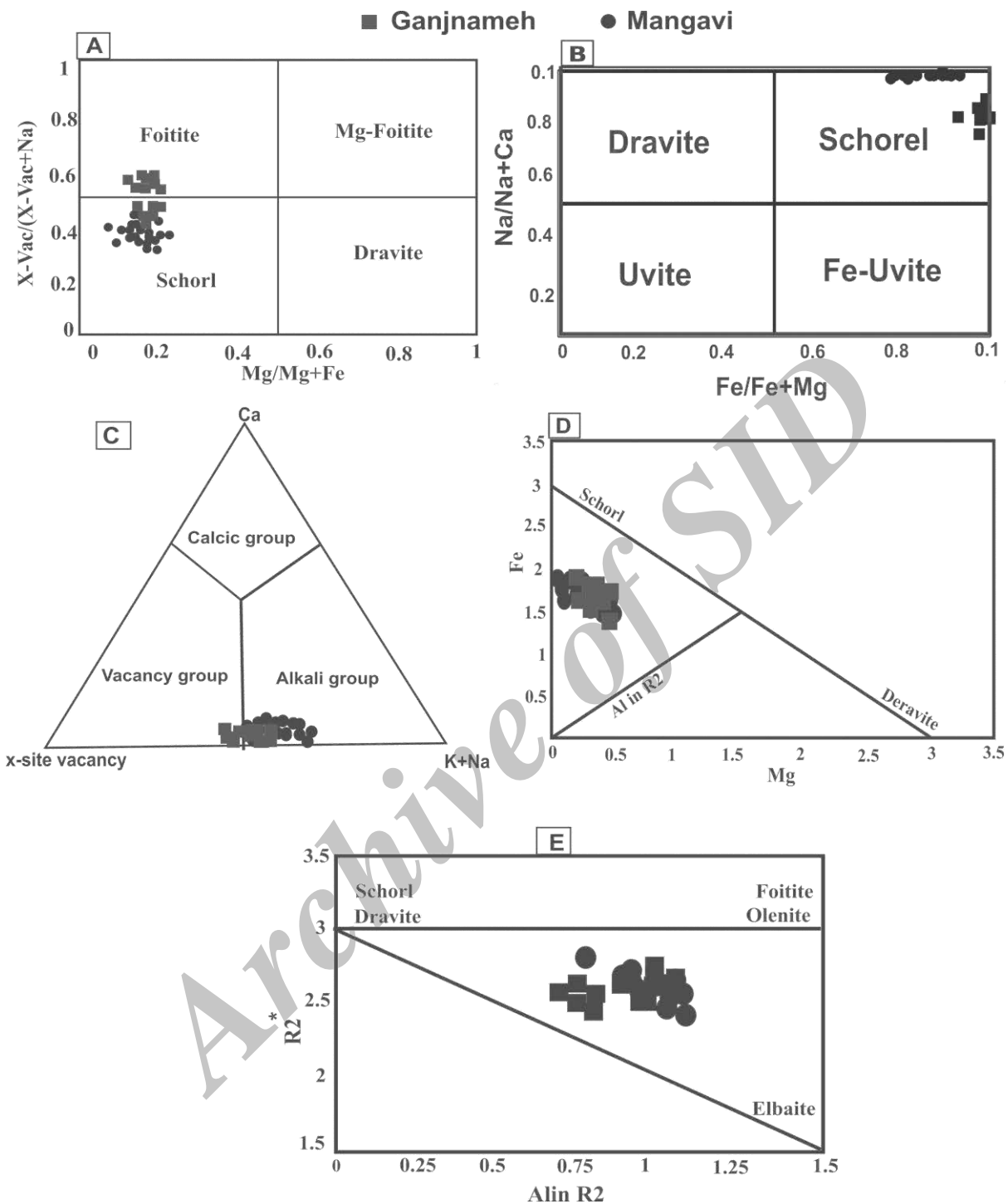
Analytical Profile	Rim				Core				Rim	
SiO ₂	35.21	34.94	34.82	35.56	35.25	35.63	35.58	35.39	35.13	35.41
TiO ₂	0.10	0.87	0.27	0.00	0.27	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	33.20	33.25	33.39	33.85	33.54	34.49	33.69	34.55	33.57	33.69
FeO*	10.96	12.13	12.03	11.77	11.89	11.74	11.28	11.37	11.64	11.07
MgO	1.92	1.13	0.79	1.39	1.45	1.46	1.28	1.44	1.37	1.00
CaO	0.08	0.06	0.03	0.03	0.05	0.04	0.05	0.06	0.20	0.09
MnO	0.13	0.76	0.30	0.25	0.37	0.11	0.11	0.21	0.10	0.09
Na ₂ O	1.75	1.84	1.82	1.42	1.58	1.54	1.41	1.41	1.39	1.73
K ₂ O	0.04	0.05	0.03	0.04	0.06	0.02	0.03	0.03	0.07	0.04
F	0.50	0.44	0.47	0.34	0.53	0.39	0.09	0.28	0.28	0.60
H ₂ O	2.74	2.54	2.74	2.66	2.75	2.58	2.34	2.75	2.71	2.45
B ₂ O ₃	10.04	10.08	9.99	10.42	10.27	10.40	10.09	10.12	10.15	10.14
Total	86.35	88.00	86.43	87.02	87.34	87.83	86.09	87.18	86.07	86.03
O=F	0.27	0.14	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.25
Total*	96.12	98.36	96.15	97.44	97.29	97.42	96.18	97.30	96.10	95.92
Si	6.09	6.02	6.06	6.00	5.96	5.96	6.03	5.97	6.02	6.07
Ti	0.01	0.11	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	6.77	6.76	6.85	6.73	6.69	6.79	6.73	6.87	6.78	6.80
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.59	1.75	1.75	1.66	1.68	1.64	1.60	1.61	1.67	1.59
Mg	0.50	0.29	0.21	0.35	0.37	0.36	0.32	0.36	0.35	0.26
Mn	0.02	0.11	0.04	0.04	0.05	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01
Ca	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02
Na	0.59	0.62	0.61	0.47	0.52	0.50	0.46	0.46	0.46	0.58
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
FeO+MgO	12.88	13.26	12.82	13.16	13.34	13.20	12.56	12.81	13.01	12.07
FeO/FeO+MgO	0.85	0.92	0.94	0.89	0.89	0.89	0.90	0.89	0.90	0.92
X _{site}	0.61	0.64	0.63	0.47	0.53	0.51	0.48	0.48	0.51	0.60
X _{vac.}	0.39	0.36	0.37	0.53	0.47	0.49	0.52	0.52	0.49	0.40
Na+K	0.60	0.63	0.62	0.47	0.53	0.50	0.47	0.47	0.48	0.58
X _{vac.} +Na	0.98	0.98	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98	0.98	0.95	0.98
X _{vac.} /X _{vac.} +Na	0.40	0.37	0.38	0.53	0.48	0.50	0.53	0.53	0.51	0.41
Mg/Mg+Fe	0.24	0.14	0.11	0.17	0.18	0.18	0.17	0.18	0.17	0.14
Al in R ₂	0.88	0.93	0.96	0.74	0.70	0.75	0.76	0.85	0.79	0.87
R ₂ *	2.98	3.08	2.96	2.78	2.80	2.77	2.70	2.85	2.82	2.72
Fe/Fe+Mg	0.76	0.86	0.90	0.83	0.82	0.82	0.83	0.82	0.83	0.86
R ₁ =Na+Ca	0.60	0.63	0.62	0.47	0.52	0.51	0.47	0.47	0.50	0.59
R ₂ =Fe ^{total} +Mg+Mn	2.10	2.15	2.00	2.05	2.10	2.02	1.94	2.00	2.03	1.86
R ₃ =Al+1.33Ti	6.79	6.91	6.90	6.73	6.73	6.80	6.73	6.88	6.78	6.80
R ₁ +R ₂	2.70	2.78	2.62	2.51	2.62	2.53	2.41	2.47	2.53	2.45
R ₂ *+Al in R ₂ =R ₂ *	3.86	4.01	3.91	3.52	3.49	3.53	3.46	3.69	3.61	3.59
Fe+Mg	2.08	2.04	1.96	2.01	2.05	2.01	1.92	1.97	2.02	1.84
Fe+Mg+Al	2.96	2.97	2.91	2.75	2.74	2.76	2.68	2.82	2.81	2.71
Na+Ca+X _{vac.} -X	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99
Fe/Fe+Mg+Al	0.54	0.59	0.60	0.60	0.61	0.59	0.60	0.57	0.59	0.59
Mg/Fe+Mg+Al	0.17	0.10	0.07	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13	0.12	0.09
Al/Fe+Mg+Al	0.30	0.31	0.33	0.27	0.25	0.27	0.28	0.30	0.28	0.32
Ca/Ca+Na+X _{vac.} -X	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02
Na/Ca+Na+X _{vac.} -X	0.59	0.62	0.62	0.47	0.52	0.50	0.47	0.46	0.47	0.58
X _{vac.} /Ca+Na+X _{vac.}	0.39	0.37	0.38	0.53	0.48	0.49	0.52	0.52	0.49	0.40
Schorl	39.96	44.85	45.04	39.61	43.75	40.62	38.46	36.05	39.02	42.49
Alunite	22.20	23.85	24.59	17.57	18.10	18.64	18.29	19.05	18.52	23.28
Foite	7.88	8.29	9.01	12.04	10.05	10.89	12.27	12.27	11.61	9.48
Mg-Foite	2.46	1.37	1.05	2.53	2.19	2.42	2.48	2.77	2.44	1.52
Dravite	12.47	7.44	5.27	8.34	9.52	9.01	7.77	8.13	8.19	6.83
Uvite	0.32	0.13	0.05	0.00	0.00	0.13	0.15	0.19	0.66	0.20
X _{vac.} of Tourmaline	14.71	14.07	14.98	19.91	16.39	18.30	20.58	21.53	19.56	16.20
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

جدول ۲- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب و خاکی نادر (بر پایه ppm) به روش ICP-MS از تورمالین پگماتیت‌های گنجانمه و منگاو (استان همدان).

Location	Mangavi				Ganjnameh					
	Sample No.	ZM7	ZM3	ZM1	ZA1	ZA3	ZA5	ZA7	ZA8	ZA9
Geographic	34°37'38"N	34°36'13"N	34°38'33"N	34°45'50"N	34°45'54"N	34°45'50"N	34°45'58"N	34°46'1"N	34°46'20"N	
Coordination	48°42'3"E	48° 41'5"E	48°41'59"E	48°26'20"E	48°26'25"E	48°27'20"E	48°26'35"E	48°26'40"E	48°26'50"E	
K	4.86	3.47	80.56	29.86	26.39	14.58	18.06	9.03	43.06	
Ti	1.69	1.30	1.46	5.53	11.75	13.88	9.90	10.39	14.56	
P	2.86	22.86	5.71	0.95	6.67	0.95	7.62	0.95	22.86	
V	8	7	6	31	362	390	353	347	288	
Ba	34	20	20	20	20	10	30	20	80	
Sr	123	153	20	30	160	170	150	160	160	
Zr	14	4	3	40	50	20	110	30	170	
Co	1	1	2	32	34	37	24	28	31	
Ni	9	9	8	9	55	54	27	55	25	
Cu	60	40	27	19	12	21	13	12	324	
Zn	630	1,130	569	253	150	165	130	131	168	
Ga	70	83	63	113	48	51	56	47	56	
Rb	2	3	94	12	15	8	10	4	24	
Sn	8	13	22	119	217	251	173	226	268	
Cs	0.50	0.80	5.70	0.40	0.60	0.40	0.30	0.20	1.90	
La	12.80	4.30	0.80	30.10	10.80	6.30	11.30	7.20	14.90	
Ce	23.00	7.50	0.90	61.00	18.20	9.10	15.30	10.60	29.50	
Pr	2.37	0.77	0.12	6.50	1.84	0.86	1.31	0.93	3.32	
Nd	7.80	2.70	0.40	21.80	6.40	2.90	4.00	2.80	13.10	
Sm	0.90	0.30	0.03	5.00	1.20	0.40	0.70	0.40	3.40	
Eu	0.17	0.07	0.05	0.42	0.58	0.61	0.50	0.58	0.61	
Gd	0.40	0.20	0.12	4.38	0.96	0.28	0.58	0.19	3.04	
Tb				0.76	0.16	0.05	0.09	0.05	0.56	
Dy	0.30	0.10	0.16	4.84	0.88	0.25	0.71	0.20	3.38	
Ho	-	-	-	1.09	0.19	0.06	0.13	0.05	0.71	
Er	-	-	-	3.22	0.69	0.13	0.45	0.13	2.16	
Tm	-	-	-	0.56	0.11	0.06	0.09	0.05	0.39	
Yb	-	-	-	3.80	0.80	0.20	0.70	0.20	2.50	
Lu	-	-	-	0.65	0.13	0.06	0.14	0.08	0.45	
Hf	0.40	0.20	0.33	3.00	2.00	0.80	4.00	1.00	5.00	
Ta	0.30	0.60	1.70	35.20	2.40	2.30	6.00	1.50	6.70	
Th	0.40	0.20	0.30	7.00	12.10	7.00	9.40	1.80	3.30	
U	0.50	1.00	0.49	2.24	3.41	4.42	3.65	0.38	1.96	
ΣREE	47.74	15.94	2.58	143.47	42.94	21.26	36.00	23.46	78.02	

تورمالین‌ها (۰/۹۸ تا ۰/۹۲) نشان‌دهنده غنی‌بودن این تورمالین‌ها از سدیم است. بر پایه نمودار تغییرات Fe در برابر Mg (London and Manning, 1995) نمونه‌ها همگی در زیر خط $\sum(\text{Fe}+\text{Mg})=3$ جای گرفته‌اند (شکل ۴- D). بر پایه این نمودار، در همه نمونه‌هایی که دارای $\sum(\text{Fe}+\text{Mg})$ کمتر از ۳ هستند، جانشینی Al در جایگاه Y بیشتر است. در نمودار R_2^* در برابر Al in R_2 (London and Manning, 1995)، نمونه‌های آنالیز شده در بالای خط $R_2^*=3$ جای دارند؛ زیرا جایگاه Y آنها به‌طور کامل پر شده است (شکل ۴- E).

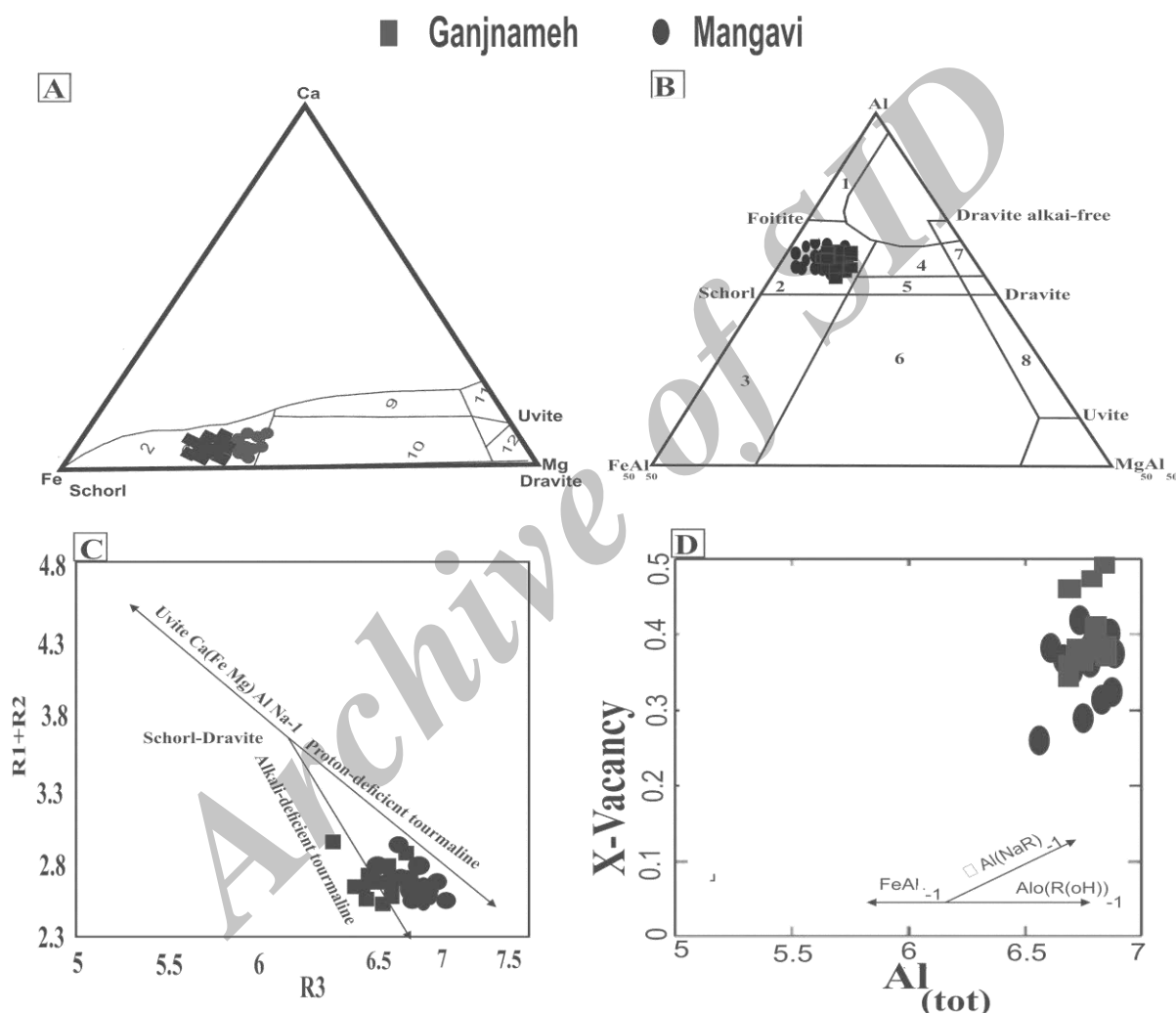
شناسایی نوع جانشینی غالب در این تورمالین‌ها با اندازه‌گیری کسر مولی انجام شده و نوع تورمالین‌ها و میزان تغییرات ترکیبی آنها در هر نقطه بررسی شده است. این روش در شناسایی نوع جانشینی‌ها در تورمالین کارآمد است. بر این پایه، تورمالین‌ها از گروه محلول جامد شورل - فویتیت (در فویتیت افزون بر آلومینیم، آهن نیز هست) و یا شورل - تورمالین دارای آلومینیم و جایگاه خالی X هستند و جانشینی نوع اولنیت ($\text{Na}+\text{Al}(\text{O})=\text{Na}+\text{Fe}(\text{OH})$) نیز در این تورمالین‌ها فراوان است. میزان $\text{Na}/\text{Na}+\text{Ca}$ در این



شکل ۴- جایگاه ترکیبی تورمالین‌های منگاو و گنجامه (استان همدان) در: (A) نمودار $X\text{-vac}/X\text{-vac}+Na$ در برابر $Mg/Mg+Fe$ (Hawthorne and Henry, 1999). منگاو در محدوده شورل و تورمالین‌های گنجامه در محدوده شورل-فویتیت جای می‌گیرند؛ (B) نمودار $Na/(Na+Ca)$ در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ (Trumbull and Chaussidon, 1999). ترکیب تورمالین‌ها در محدوده شورل جای می‌گیرند؛ (C) نمودار مثلثی $(Na+K)$ و Ca و $x\text{-site vacancy}$ (Hawthorne and Henry, 1999) که در آن این تورمالین‌ها در بخش آلکالی‌ها جای دارند؛ (D) نمودار Fe در برابر Mg (London and Manning, 1995) و جایگاه تورمالین‌ها در آن؛ (E) نمودار R_2^* نسبت به Al in R_2 (London and Manning, 1995) $R_2=Al+1.33+Si-12$ و $R_2^*=Fe+Mg+Mn+Al$

هستند (شکل‌های ۵-A و ۵-B). در شکل ۵-
C، بیشتر جانشینی‌های در این تورمالین‌ها از گروه
تورمالین‌های با جایگاه خالی X و سدیم‌دار
هستند. شکل ۵-D نیز رابطه مثبت بین آلومینیم
و مقدار جایگاه خالی X را نشان می‌دهد (Bacik
et al., 2012).

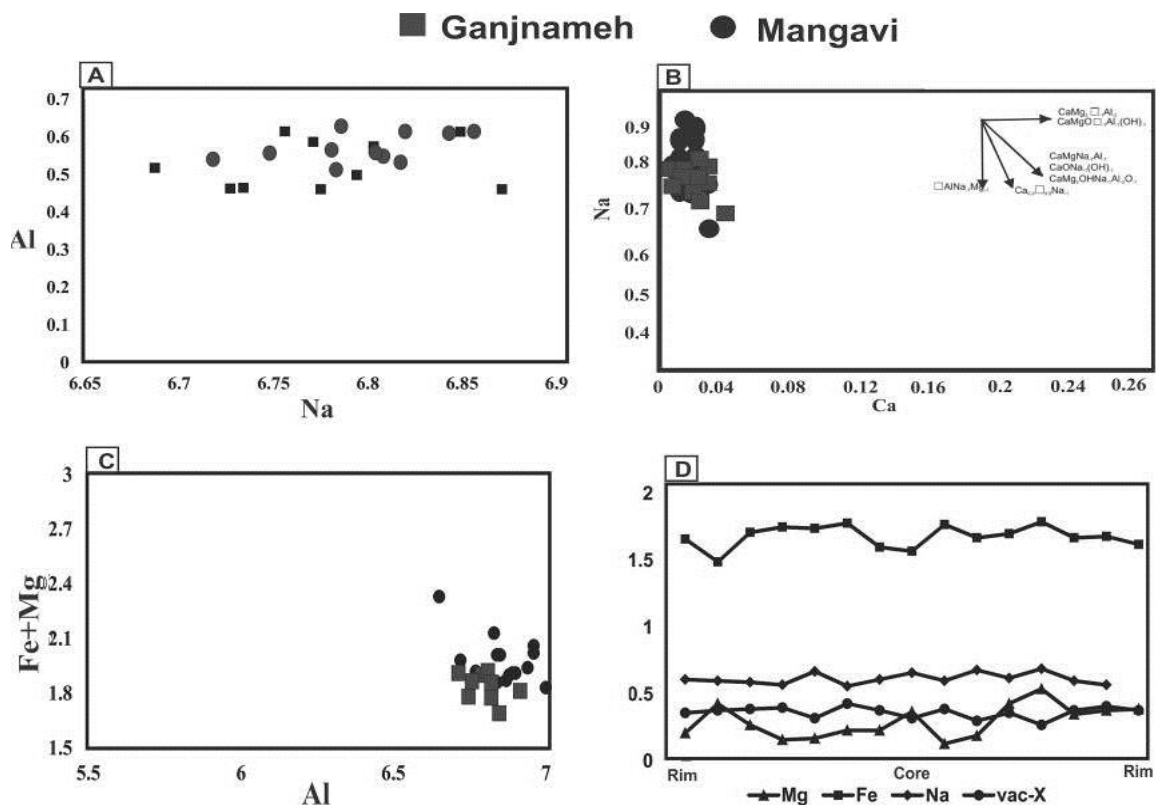
بر پایه نمودارهای Al-Mg-Fe و Fe-Mg-Ca
(Henry and Guidotti, 1985)، تورمالین‌ها بیشتر
همانند تورمالین‌های گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم،
پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها هستند.
برخی نیز همانند تورمالین در سنگ‌های کوارتز-
تورمالین، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca



شکل ۵- جایگاه ترکیبی تورمالین‌های منگاوی و گنجنامه (استان همدان) در: A و B) نمودار سه‌تایی Al-Fe-Mg و Ca-Fe-Mg
(Henry and Guidotti, 1985). بیشتر نمونه‌ها در جایگاه شماره ۲ یعنی گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها
وابسته به آنها و برخی در جایگاه شماره ۱۰ یعنی سنگ‌های کوارتز-تورمالین، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca
جای می‌گیرند؛ C) نمودار R₁+R₂ در برابر R₃ (Manning, 1982) نشان‌دهنده جانشینی‌هایی است که در آن آلومینیم شرکت دارد. به
عبارت دیگر، نشان‌دهنده وجود فویتیت، تورمالین دارای آلومینیم و جایگاه خالی X و اولنیت است؛ D) نمودار Al(tot) در برابر X-
vacancy (Bacik *et al.*, 2012) که نشان‌دهنده همبستگی مثبت بین آلومینیم و مقدار جایگاه خالی X در تورمالین است.

در شکل ۶- A بین مقدار آلومینیم و سدیم رابطه مثبت وجود دارد. بر پایه این نمودار می‌توان گفت $(Na+AlO) = (NaFeOH)$ و $(X_{vac}+Al) = (Na+Fe)$ جانشینی‌های اصلی در این تورمالین‌ها هستند. در نمودار Ca در برابر Na (Pesquera *et al.*, 1999) سدیم بالاتر در نمونه‌ها و Ca کمتر از ۰/۲ نشان‌دهنده مقدار کم اوویت و جانشینی‌هایی مانند $Ca+Mg=(Na+Al)$ و اولنیت است.

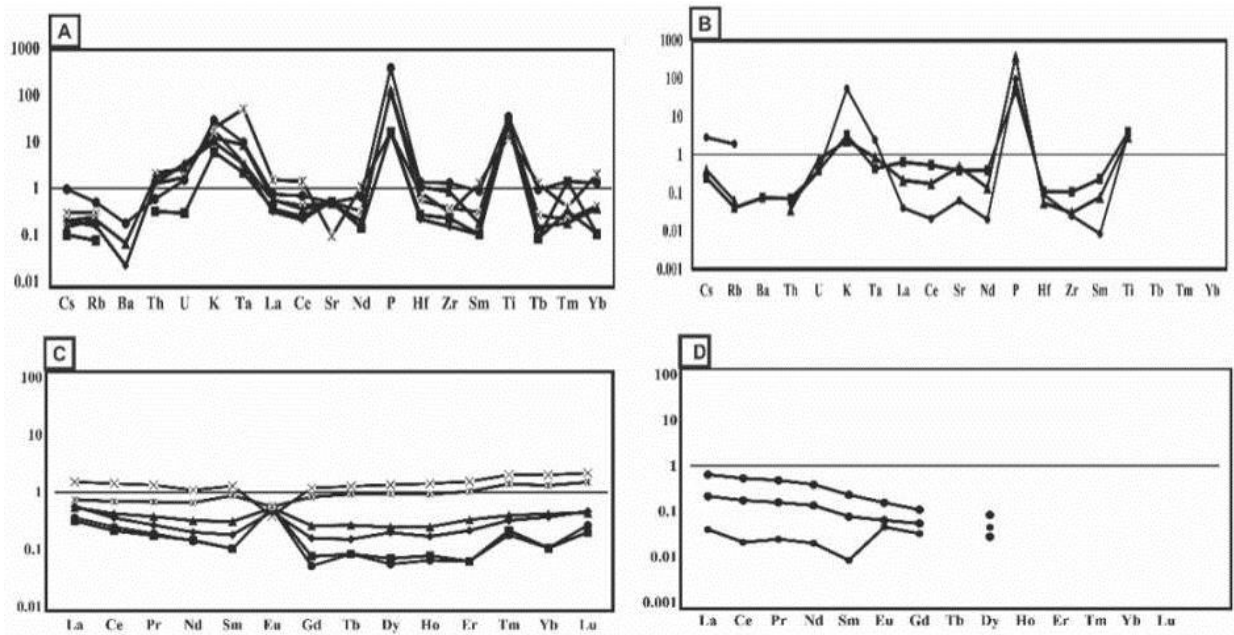
در شکل ۶- B رابطه بین سدیم و آلومینیم و سدیم رابطه مثبت وجود دارد. بر پایه این نمودار می‌توان گفت $(X_{vac}+Al) = (Na+Fe)$ و $(Na+AlO) = (NaFeOH)$ جانشینی‌های اصلی در این تورمالین‌ها هستند. در نمودار Ca در برابر Na (Pesquera *et al.*, 1999) سدیم بالاتر در نمونه‌ها و Ca کمتر از ۰/۲ نشان‌دهنده مقدار کم اوویت و جانشینی‌هایی مانند $Ca+Mg=(Na+Al)$ و اولنیت است.



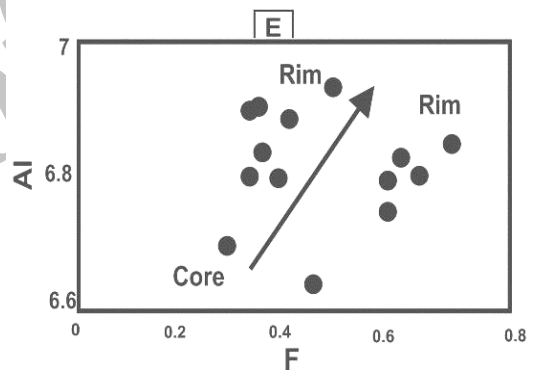
شکل ۶- ترکیب تورمالین‌های گنجنامه و منگاو (استان همدان) در: (A) نمودار رابطه بین سدیم و آلومینیم؛ (B) نمودار Ca در برابر Na (Pesquera *et al.*, 1999)؛ (C) نمودار Fe+Mg در برابر Al که رابطه وارونه بین آلومینیم و مجموع آهن و منیزیم در تورمالین را نشان می‌دهد؛ (D) نمودار نیمرخ تغییرات ترکیبی از کناره تا هسته تا کناره بلور تورمالین منگاو.

در نمودار $FeO/FeO+MgO$ در برابر MgO تورمالین‌ها در محدوده نسبت $FeO/FeO+MgO$ بیشتر از ۰/۸ جای می‌گیرند (شکل ۷- C) که اگر این نسبت در تورمالین بیشتر از ۰/۸ باشد نشان‌دهنده بسته‌بودن سیستم ماگمایی و اگر کمتر از ۰/۶ باشد نشان‌دهنده بور با یک خاستگاه خارجی و بازبودن سیستم است (Pirajno and Smithies, 1992).

شکل‌های ۶- D و ۷- A میزان تغییرات عناصر از کناره تا مرکز و کناره بلور تورمالین را نشان می‌دهند. در این نمودارها که نشان‌دهنده تغییر نوسانی این عناصر هستند، تغییرات چندانی دیده نمی‌شود. شکل‌های ۷- B و ۷- D نیز نیمرخ ترکیبی (تغییر از کناره تا هسته تا کناره بلور) تورمالین‌های گنجنامه و منگاو را نشان می‌دهد.



شکل ۸- A) نمودار عناصر کمیاب تورمالین‌های گنجانمه (جنوب‌باختری همدان)؛ B) نمودار عناصر کمیاب تورمالین‌های منگاو (جنوب‌خاوری همدان)؛ C) نمودار عناصر خاکی نادر تورمالین‌های گنجانمه؛ D) نمودار عناصر خاکی نادر تورمالین‌های منگاو. همه این نمودارها به ترکیب پوسته قاره‌ای (Rudnick and Gao, 2003) بهنجار شده‌اند؛ E) نمودار نشان‌دهنده همبستگی مثبت بین آلومینیم و فلئوئور در تورمالین.



فلسیک با سیال‌های غنی از فلئوئور و کلر، فاز سیال را ترجیح می‌دهد (Flynn and Burnham, 1987). جانشینی Eu به دما، فوگاسیته و اندازه یون بستگی دارد (Bau, 1991). این عنصر همبستگی نزدیک با فلدسپارها به‌ویژه پلاژیوکلاز دارد و در پی جدایش بلورین، این عنصر در مذاب کاهش می‌یابد. در منطقه منگاو تورمالین‌ها از نوع شورل و دارای سدیم و آهن بیشتری هستند و در این تورمالین‌ها مقادیر Zn و Cu نیز بیشتر از تورمالین‌های گنجانمه است. به گفته Jiang و همکاران (۱۹۹۵)، عناصری مانند قلع، تنگستن، مولیبدن، سرب و روی که در هنگام فرآیند تکامل

در منطقه منگاو، در پگماتیت‌های میزبان این تورمالین‌ها، گارنت نیز وجود دارد که می‌تواند تورمالین را دچار تهی‌شدگی HREE کرده باشد. عناصر اصلی در تورمالین می‌تواند کنترل‌کننده عناصر کمیاب خاص باشد. برای نمونه، تورمالین‌های گنجانمه که دارای مقادیر بالاتری از Al هستند، دارای Ga بالاتری نیز هستند. این دو عنصر می‌توانند جانشین یکدیگر شوند و همچنین، این تورمالین‌ها که دارای X_{Vac} و پتاسیم بیشتری هستند، میزان Sn و Eu بیشتری نیز دارند که نشان می‌دهد این عناصر می‌توانند در جایگاه X جای گیرند. Eu در هنگام واکنش مذاب سیلیکاته

پیدایش پگماتیت‌های حاصل از ذوب‌بخشی تأثیر بسیاری در وجود عناصری مانند Cr ، V ، Rb ، Li ، Ni ، Co و Zn دارد؛ زیرا بیوتیت نمی‌تواند عناصر کمیاب گوناگون با زمین‌شیمی متفاوت را در خود انباشته کند (Tischendorf *et al.*, 2001). وجود LREEها به جدایش کانی‌های خاص مانند آپاتیت، مونازیت و آلانیت بستگی دارد (Jolliff *et al.*, 1986; McLennan, 1994). از آنجایی که اسفن و آپاتیت MREEها را جدا می‌کنند، وجود هر کدام از این کانی‌ها در سنگ میزبان پگماتیت نشان‌دهنده جدا شدن این کانی‌ها به همراه عناصر کمیاب مورد علاقه آنها از مذاب به‌جای مانده و در نتیجه، کاهش این عناصر در تورمالین حاصل از این مذاب به‌جای مانده است. از این رو، مقدار عناصر کمیاب گوناگون در تورمالین به جدا شدن کانی‌های دیگر از مذاب پدیدآورنده تورمالین بستگی دارد و تورمالین توانایی چندانی در جداسازی این عناصر را ندارد.

بحث و بررسی

به باور Dingwell (۱۹۹۹) و Dingwell و همکاران (۱۹۹۶)، عنصر B، عنصر مهم سازنده تورمالین، گرایش بسیاری به فازهای آبدار دارد و نمی‌تواند وارد ساختار کانی‌های معمول سنگ‌های گرانیتی (کوارتز، فلدسپار و میکا) شود. از این رو، این عنصر خوشه‌های بورات آبداری در مذاب‌های مراحل پایانی پدید می‌آورد. از سوی دیگر، بر پایه پیشنهاد Veksler (۲۰۰۴) و Veksler و Thomas (۲۰۰۲)، ذوب متاپلیت‌ها در فشارهای کم، به جدایش یا اکسولوشن فاز بخار غنی از Fe و B ، Na در مرز یا پیشانی تبلور منجر می‌شود. هنگامی که حجم بلورها در مذاب افزایش می‌یابد گرانیروی سیال به‌جای مانده افزایش می‌یابد و در پی این پدیده، جدایش و تبلور تورمالین و حرکت آن‌ها در

ماگما رفتار ناسازگار دارند بیشتر در پوسته زمین تمرکز دارند؛ به‌گونه‌ای که با گرماب‌ها (سیال‌ها) و به‌ویژه هالوژن‌ها حمل می‌شوند و در کانی‌های دارای هالوژن (فلوئور و برم) انباشته می‌شوند. الگوی رفتار عناصر خاکی نادر در تورمالین به اندازه این عناصر در مذاب، تغییر در رفتار سازگار این عناصر بین مذاب و بلورها در هنگام جدایش بلورین و رفتار عناصر اصلی در هنگام تبلور کانی‌ها بستگی دارد (Vincent, 2011; Robles *et al.*, 2013). پس می‌توان گفت که تورمالین‌ها در توزیع عناصر خاکی نادر و تفکیک آنها نقش کمی دارند و از این رو، الگوی رفتار REE آنها به سنگ میزبان (مذاب مادر) و تبلور کانی‌های همراه در هنگام تکامل سیال (رفتار عناصر در بین بلور و مذاب) و یا مذاب سازنده آنها بستگی دارد (Vincent, 2011; Robles *et al.*, 2013). پس همان‌گونه که گفته شد، در منطقه مینگاوی، به‌علت تبلور گارنت که عناصر HREE را در خود جای می‌دهند، مقدار این عناصر در تورمالین‌ها کمتر از آستانه آشکارسازی شده است (شکل ۸-D)؛ اما در پگماتیت‌های گنجانده که بی‌گارنت هستند، این عناصر را می‌توان اندازه‌گیری کرد (شکل ۸-C). مقدار این عناصر در خاستگاه، واکنش‌های بلور-سیال، نوع سیال و جدایش بلورین کانی‌ها و وجود ترکیبات موجود در سیال می‌تواند از عوامل مؤثر در رفتار عناصر کمیاب در کانی‌ها باشد که در میان آنها عناصر هالوژن و کربنات‌ها اهمیت دارند (Rollinson, 1993). از این رو، یکی از عوامل مؤثر برای حضور LREE و HREE در تورمالین‌ها می‌تواند مقدار سیال‌های غنی از فلوئور و کلر باشد. افزایش اثر غنی‌شدگی از LREE و HREE در تورمالین‌ها می‌تواند در پی مقدار سیال‌های غنی از فلوئور و کلر نیز روی دهد. جدایش بیوتیت در هنگام پیدایش پگماتیت‌ها و یا ذوب آن در هنگام

پدید آمدن فلدسپارهاست. همچنین، آهن نیز به علت نبود کانی‌های پذیرنده آهن و شعاع یونی بالایش، تا مراحل پایانی حفظ شده و سپس برای پیدایش تورمالین‌ها مصرف شده است. رنگ آبی و آبی مایل به بنفش تورمالین‌ها به علت افزایش مقدار Fe و Al است و پیدایش رنگ آبی نیز به علت جایگزینی Fe^{2+} با Ti و Fe^{+3} روی می‌دهد (Dietrich, 1985). از سوی دیگر، مقدار Fe^{+3}/Fe^{+2} در جایگاه Y با دما و فوگاسیته اکسیژن رابطه مستقیمی دارد (برای دمای کمتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد)؛ اما در دماهای بالاتر رابطه منفی می‌شود. جانشینی کاهش بار پروتون با جانشینی عناصر سه ظرفیتی (Fe^{+3} , Al) به جای عناصر دو ظرفیتی (Mg, Fe) جبران می‌شود. این پدیده درباره جانشینی جایگاه تهی X نیز همین‌گونه است. در دماها و فوگاسیته اکسیژن پایین دامنه پایداری بزرگی از Fe^{+2} در جایگاه Z پدید می‌آید و در پی آن جایگیری کاتیون‌های دو ظرفیتی در جایگاه Z با جایگیری کاتیون‌های سه ظرفیتی در جایگاه Y جبران می‌شود. در این بین عنصر آلومینیم مناسب است (X_{Vac} , $(Fe^{+2})_2$). در این نمونه‌ها همه آهن به صورت آهن دو ظرفیتی بیان شده است و نمی‌توان وجود آهن سه ظرفیتی در آن را اثبات کرد. پیدایش فویتیت به کاهش کلسیم و سدیم در ماگما مربوط است. در فویتیت چون جایگاه Y توسط $(2M^{+2}+M^{+3})$ پر می‌شود جایگاه X آن خالی است و شرایط هفت باری ایجاد می‌شود (Robert *et al.*, 1997). شرایط پیدایش فویتیت مرتبط با فقیرشدگی از آهن است. سدیم در تورمالین با کاهش دما افزایش می‌یابد و همچنین، میزان جایگاه تهی X به دما و غلظت سدیم در سیستم بستگی دارد (Von Goerne *et al.*, 2001). در سیستم‌های غنی از H_2O احتمالاً جانشینی کمبود آلکالی رایج‌تر است (Gallagher, 1988). جانشینی کاهش پروتون با pH سیستم کنترل می‌شود (Henry *et al.*, 2002). پیدایش تورمالین‌هایی با ترکیب گوناگون در پی کاهش دما و یا

دایک‌ها و پگماتیت‌ها روی می‌دهد. در هنگام ذوب متاپلیت‌ها با خروج مقدار کمی از مذاب، B و H_2O در ماگمای به‌جای‌مانده حاصل از ذوب افزایش می‌یابد. چنانچه این غنی‌شدگی از B و آب ادامه پیدا کند جدایش و تفکیک سیال غنی از بور ادامه می‌یابد و تبلور تورمالین رخ می‌دهد (Dini *et al.*, 2007; London *et al.*, 1996; London, 1999; Wilke *et al.*, 2002).

Torkian (۱۹۹۵، ۲۰۰۹) و Valizadeh و Torkian (۱۹۹۹) خاستگاه پگماتیت‌های منطقه همدان را به ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی نسبت می‌دهند. به باور Maanijou و همکاران (۲۰۱۱)، ذوب رسوب‌های پلیتی دگرگون‌شده و قدیمی در دمای ۸۰۰-۶۸۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵-۲ کیلوبار موجب پیدایش پگماتیت‌های این منطقه شده‌اند. در حالی که Aliani و همکاران (۲۰۱۲) و Sepahi Garo و همکاران (۲۰۱۴) دایک‌های پگماتیته و آپلیتی توده گرانیتوئیدی الوند و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی نزدیک به این توده (هورنفلس‌ها) را به آخرین فاز ماگمایی در این منطقه وابسته می‌دانند. در این مناطق، ترکیب تورمالین‌ها در محدوده شورل-تورمالین دارای آلومینیم و جایگاه خالی X است؛ اما در بسیاری از موارد تصور بر این است که این تورمالین با جایگاه خالی X باید فویتیت باشد، حال آنکه فویتیت، افزون بر داشتن جایگاه خالی X و آلومینیم، باید دارای آهن نیز باشد و تورمالینی که تنها دارای آلومینیم و جایگاه خالی X باشد نام دقیقی ندارد؛ اما روی هم‌رفته می‌توان گفت که بیشتر جانشینی‌ها در تورمالین‌های هر دو منطقه از گروه جانشینی‌هایی است که در آنها آلومینیم و جایگاه خالی X در حال افزایش است. همچنین، جانشینی آلومینیم و سدیم و کاهش پروتون که سازنده اولنیت هست نیز به فراوانی یافت می‌شود. از این رو، می‌توان گفت که سیال سازنده تورمالین‌ها باید از آلومینیم، سدیم و آهن غنی باشد. این آلومینیم و سدیم بیشتر از مقدار درخور نیاز برای

جدایش یافته، غلظت مواد حل‌نشده با شدت میدان بالا افزایش می‌یابد. به باور Pesquera و همکاران (۱۹۹۹)، تورمالین‌های ماگمایی شکل‌دار و بدون منطقه‌بندی در شرایطی مانند پراآلومین‌بودن ($A/CNK > 1$)، شرایط اسیدی $pH < 6.5$ و $B_2O_3 = 2\% Wt$ متبلور می‌شوند. یافتن این تورمالین‌ها در گرانیته نشان‌دهنده غنی‌بودن ماگمای اولیه آن گرانیته از B است. تورمالین در ماگماهای متاآلومین ($ASI < 1.1$)، هرچند میزان بور آن بالا باشد، توانایی تبلور ندارد؛ مگر اینکه دارای میزان زیادی F و دمای آن بالاتر از ۷۵۰ درجه سانتیگراد باشد (Wolf and London, 1997). به باور Wolf و London (۱۹۹۷)، تورمالین با ترکیب شورل و هموزن (بدون منطقه‌بندی یا با منطقه‌بندی ناچیز) از یک ماگمای لوکوگرانیتهی فراشباع از بور و در شرایط ماگمایی متبلور می‌شود؛ درحالی‌که تورمالین با ترکیب دراویت و یا محلول جامد شورل-دراویت و دارای منطقه‌بندی از یک ماگمای زیرشباع اولیه از بور پدید می‌آید. همچنین، Trumbull و Chaussidon (۱۹۹۹) بر این باور هستند که تورمالین‌های ماگمایی، در مقایسه با تورمالین‌های هیدروترمال و گرمایی، دارای مقدار Al بالاتر و کاستی بیشتر در جایگاه X هستند. با توجه به مطالب گفته شده، تورمالین‌هایی که به سمت Al بالا و کاهش در جایگاه X گرایش دارند، خاستگاه ماگمایی دارند. همچنین، تورمالین‌های ماگمایی، مانند تورمالین‌های پگماتیتهی-آپلیتهی و تورمالین‌های درون‌گرانودیوریت‌ها، در مقایسه با تورمالین‌های گرمایی عدد آهن $Fe/Fe+Mg$ بالاتری دارند. از سوی دیگر، بالابودن نسبت Fe^{2+} به Mg در تورمالین از نشانه‌های پیدایش آن در مذاب‌های ماگمایی است (Cavarretta and Puxeddu, 1990). از این رو، می‌توان نتیجه گرفت که تورمالین‌های این مناطق ماگمایی هستند. به باور Weisbrod و همکاران (۱۹۸۶) هرچه از شرایط ماگمایی به شرایط گرمایی نزدیک‌تر شویم تورمالین با

کاهش اکتیویته F و Na روی می‌دهد. تورمالین‌های حاصل از فاز سیال آبدار نامحلول در مرحله پایانی انجماد ماگما دارای Mg و Fe پایین و Al بالایی (آلبایت، فویتیت و اولنیت) هستند. در تورمالین‌های منطقه همدان میان Al و F رابطه مثبتی وجود دارد. از این رو، می‌توان گفت آلومینیم به صورت کمپلکس انتقال یافته است (شکل ۸-E). در هنگام تکامل ماگما تبلور فلدسپار و کوارتز مایع را از بور شده غنی کرده است. در نمونه‌های این منطقه، در هر نقطه، میزان انواع تورمالین‌ها به دست آمده به صورت تورمالین آلكالی (۷۸-۷۱ درصد مولی)، تورمالین کلسیک (۱۵-۰ درصد مولی)، تورمالین با جایگاه خالی X (۲۹-۱۴ درصد مولی) در منگاو، و تورمالین آلكالی (۷۶-۶۴ درصد مولی)، تورمالین کلسیک (۳-۰ درصد مولی)، تورمالین با جایگاه خالی X (۳۶-۲۳ درصد مولی) در گنجنامه است. در اینجا تورمالین با کمبود آلكالی از نوع فویتیت و تورمالین دارای آلومینیم و جایگاه خالی X، تورمالین کلسیک از نوع اوویت و تورمالین‌های سدیک از نوع شورل، دراویت و اولنیت در نظر گرفته شده است. با توجه به این مقادیر و نمودارهای زمین‌شیمیایی، بنیان اصلی تورمالین مورد نظر از نوع شورل است که در هنگام تکامل تورمالین و سیال، محلول‌های جامدی میان شورل-تورمالین دارای آلومینیم و جایگاه خالی X، شورل-فویتیت و شورل-اولنیت پدید می‌آید. اندازه Mn یک شاخص مناسب برای شناسایی جدایش بلورین است (Selway et al., 1999; Tindle et al., 2002). بررسی‌های آزمایشگاهی Werding و Schryer (۲۰۰۲) و بررسی‌هایی Grew (۲۰۰۲) که بر روی تغییرات ترکیب تورمالین در سیستم‌های طبیعی انجام داده‌اند، نشان می‌دهند که در طول جدایش بلورین ماگما، میزان Al، Mn و $Fe/Fe+Mg$ تورمالین افزایش می‌یابد. همچنین، London و همکاران (۱۹۹۳) پیشنهاد کرده‌اند که با افزایش میزان بلورین ماگما میزان B، F و P در مذاب افزایش می‌یابد و در این مذاب

سدی، از واکنش‌های بیشتر با سنگ میزبان جلوگیری کرده‌اند. از این‌رو، به‌سوی درون پگماتیت‌ها بلورها درشت‌تر شده‌اند. در صورتی‌که اگر جدایش و اکسولوشن فاز B دار از ماگمای اولیه به آرامی رخ دهد و با سیال‌های سنگ‌های میزبان واکنش دهد، تورمالین با ترکیب شورل-دراویت و یا دراویت با منطقه‌بندی متبلور می‌شود (Balén and Petrinec, 2011; Balén and Broska, 2011).

نتیجه‌گیری

تورمالین با ترکیب شورل و بدون منطقه‌بندی، کانی اصلی سازنده پگماتیت‌های هر دو منطقه منگاو و گنجانمه است. $Fe\#$ بیش از ۰/۸ در همه نمونه‌های آنالیزشده و نبود ترکیب دراویت نشان‌دهنده ماگمایی بودن تورمالین در این پگماتیت‌هاست. پیدایش فوییتیت نشان‌دهنده کاهش آهن در هنگام تکامل و پیدایش شورل است. روی هم رفته، جانشینی‌های از نوع جایگاه خالی X و نیز جانشینی‌های نوع اولنیت را می‌توان نشان‌دهنده ماگمایی بودن این تورمالین‌ها دانست. مواد مورد نیاز تورمالین (بور، آهن، سدیم و آلومینیم) نیز از خود سیال ماگمایی گرفته شده‌اند. در تورمالین‌های منگاو و گنجانمه، تفاوت در الگوی عناصر خاکی نادر به‌علت تفاوت کانی‌شناسی در سنگ میزبان تورمالین‌ها، به‌ویژه بود یا نبود کانی گارنت است و تورمالین به تنهایی تأثیر زیادی در تفکیک عناصر خاکی نادر ندارد؛ اما برخی عوامل، مانند شیمی بلور، REE مذاب سازنده آنها، تبلور کانی‌های همراه در هنگام تکامل سیال و جانشینی‌های عناصر اصلی در تورمالین، می‌توانند کنترل‌کننده رفتار عناصر خاکی نادر در تورمالین باشند. در این مناطق، بال‌آمدن ماگمای گرانیتهی در سطوح کم‌ژرفای پوسته، هم‌زمان با کاهش فشار و سپس جدایش و اکسولوشن سریع

مقدار بسیار کمتر B و طیف گسترده‌تری از ترکیب‌ها نسبت به شرایط ماگمایی پدید می‌آید. تورمالین‌های پگماتیتهی جای‌گرفته در ناحیه گرانیته‌ییده‌ها، چه‌بسا به‌روش ماگمایی پدید آمده‌اند. این رگه‌ها پس از نفوذ توده اصلی گرانیتهی و چه‌بسا در پی نفوذ دوباره ماگما و تزریق آن در توده اصلی پدید آمده‌اند و خاستگاه Al، B، Fe و Na مورد نیاز برای پیدایش تورمالین از درون توده و ماگمایی است. چنانچه نسبت $FeO^*/FeO/FeO+MgO$ در تورمالین بیشتر از ۰/۸ باشد نشان‌دهنده بسته‌بودن سیستم ماگمایی، نبود دخالت سیال‌ها و آلايش آنها با رسوب‌های غنی از Al است؛ اما اگر این نسبت کمتر از ۰/۶ باشد نشان‌دهنده متاسوماتیسم بور با رسوب‌های غنی از Al و B (بور) از یک خاستگاه خارجی است (Pirajno and Smithies, 1992). این نسبت در تورمالین‌های منگاو و گنجانمه بیش از ۰/۸ است که نشان‌دهنده برخاستن بور از سیال‌های ماگمایی در مرحله‌های تأخیری ماگمایی است. الگویی که می‌توان برای این تورمالین‌ها در دایک‌ها، پگماتیت‌ها و جایگیری آنها در سطوح بالا پیشنهاد داد این است که سیال‌های غنی از بور در هنگام ذوب متاپلیت‌ها و پیدایش ماگمای فلسیک آنها در سطوح پوسته‌ای کم ژرفا به‌جای می‌مانند؛ سپس همراه با افت فشار، سیال از B، H_2O ، Na و Fe غنی شده و پدیده جوشیدن در آن رخ می‌دهد. چنانچه جدایش و اکسولوشن فاز غنی از مواد فرار بور به سرعت در شرایط ماگمایی و بدون واکنش با سیال‌های سنگ‌های دیواره سنگ میزبان رخ دهد، تورمالین با شکل منشوری-سوزنی و یا پراکنده و با ترکیب شورل (تورمالین دارای آلومینیم و جایگاه خالی X)، شورل-فوییتیت و شورل-اولنیت، معمولاً بدون منطقه‌بندی و با هسته‌بندی اندک، در لوکوگرانیته‌ها و یا در دایک‌ها و شکستگی‌های پگماتیتهی متبلور می‌شود. در این مناطق، به‌علت اختلاف دمای سنگ میزبان و پگماتیت‌ها، در کنارهای پگماتیت‌ها کانی‌های ریزبلور پدیده آمده که به‌صورت

سیاس‌گذاری

نگارندگان این پژوهش از معاونت پژوهشی دانشگاه لرستان که هزینه این پژوهش را فراهم آورده‌اند و نیز از آقایان مسعود کیانی و احمد ولی‌پور که ما را در انجام این پژوهش یاری کرده‌اند بسیار سپاس‌گزارند.

سیال غنی از مواد فرار و بوردار از یک ماگمای پرآلومین تا متالومین در پی فرآیند جوشش، از واکنش با سنگ‌های پیرامون و پیدایش درایت جلوگیری کرده است. از این‌رو، در پگماتیت‌ها، تورمالین ماگمایی با ترکیب شورل در ماگمای سریع تفکیک‌یافته، متبلور شده است.

منابع

- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z. and Sepahi, A. A. (2012) Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive complex, Hamedan, Iran. *Chemie der Erde - Geochemistry* 72: 363-383.
- Bacik, P., Cempirek, J., Uher, P., Novak, M., Ozdin, D., Filip, J., Skoda, R., Breiter, K., Klementova, M., Duda, R. A. and Groat, L. A. (2013) Oxy-schorl, $\text{Na}(\text{Fe}_2^{2+}\text{Al})\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{O}$, a new mineral from Zlata Idka, Slovak Republic and Pribyslavice Czech Republic. *American Mineralogist* 98: 485-492.
- Balen, D. and Broska, I. (2011) Tourmaline nodules: products of devolatilization within, the final evolutionary stage of granitic melt? *Geological Society, London, Special Publications* 350: 53-68.
- Balen, D. and Petrinec, Z. (2011) Contrasting tourmaline types from peraluminous granites: a case study from Moslavacka Gora (Croatia). *Mineralogy and Petrology* 102: 117-134.
- Bau, M. (1991) Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology* 93 (3-4): 219-230.
- Bea, F., Pereira, M. D. and Stroh, A. (1994) Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology* 117: 291-312.
- Benard, F., Moutou, P. and Pichavant, M. (1985) Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas. *Journal of Geology* 93: 271-291.
- 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.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Sussman, J. (1981) *An introduction to the rock forming minerals*. London, Longman.
- Dietrich, R. V. (1985) *The Tourmaline Group*. New York, Van Nostrand Reinhold.
- Dingwell, D. B. (1999) *Granitic Melt Viscosities*. Geological Society, London, Special Publications 168: 27-38.
- Dingwell, D. B., Pichavant, M. and Holtz, F. (1996) Experimental studies of boron in granitic melts. In: *Boron: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry in the Earth's Crust* (Eds. Grew, E. S. and Anovitz, L.) 33: 331-385. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy.
- Dini, A., Corretti, A., Innocenti, F., Rocchi, S. and Westerman, D. S. (2007) Sooty sweat stains or tourmaline spots? The Argonauts at Elba Island (Tuscany) and the spread of Greek trading in the Mediterranean Sea. In: *Myth and Geology* (Eds. Piccardi, L. and Masse, W. B.) Special Publications 273: 227-243. Geological Society of London.
- Eghlimi, B. (2001) Geological map of the Hamadan area, No: 5659: 100 000, Geological Survey of Iran,

Tehran, Iran.

- Eshraghi, S. A. and Mahmoudi Gharai, M. (2003) Geological map of the Tuyserkan area, No: 5659: 100 000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Flynn, R. T. and Burnham, C. W. (1978) An experimental determination of rare earth partition coefficients between chloride containing vapor phase and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42: 685-701.
- Galbraith, C. G., Clarke, D. B., Trumbull, R. B. and Wiedenbeck, M. (2009) Assessment of tourmaline compositions as an indicator of emerald mineralization at the Tsa da Glisza Prospect, Yukon Territory, Canada. *Economic Geology* 104: 713-731.
- Gallagher, V. (1988) Coupled substitutions in schorl-dravite tourmaline; new evidence from SE Ireland. *Mineralogical Magazine* 52: 637-650.
- Grew, E. S. (2002) Borosilicates (exclusive of tourmaline) and boron in rock-forming minerals in metamorphic environments. In: *Boron: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry in the Earth's Crust*, (Eds. Grew, E. S. and Anovitz, L. M.). 33: 387-502. 2nd printing, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*.
- 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 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 asymmetry in replacement tourmaline: An example from the Tauern Window, Eastern Alps. *Geological Materials Research* 4: 1-18.
- Jiang, S. Y., Palmer, M. R., Li, Y. H. and Xue, C. J. (1995) Chemical compositions of tourmaline in the Yindongzi-Tongmugou Pb-Zn deposits, Qinling, China: Implications for hydrothermal ore-forming processes. *Mineralium Deposita* 30: 225-234.
- Jolliff, B. L., Papike, J. J. and Shearer, C. K. (1986) Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution: Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, South Dakota. *American Mineralogist* 71: 472-500.
- Khalili, K. and Mackizadeh, M. A. (2012) The occurrence of tourmaline in Kuh Zar (Baghoo) Au-Cu mine, south of Semnan province. *Petrology* 3(9): 57-70 (in Persian).
- 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., Babb, H. A., Morgan, G. B., and Lomms, J. L. (1993) Behavior and effects of phosphorus in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at 2000 MPa (H_2O). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 450- 460.
- London, D., Morgan, G. B., V.I. and Wolf, M. B. (1996) Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In: *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry in the Earth's Crust* (Eds. Grew, E. S. and Anovitz, L.) 33: 299-330. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*.
- Maanijou, M., Salemi, R. and Mahmoudi, A. (2011) Global review on pegmatites of Hamedan area, with emphasis on the economic perspective. 19th Symposium of the Society of Crystallography and Mineralogy of Iran, Golestan (in Persian).
- Manning, D. A. C. (1982) Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong

- batholith of peninsular Tailand. *Mineralogical Magazine* 45: 139-147.
- Masoudi, M., Rezai-Aghdam, M., Mehrabi, B. and Yardly, B. W. D. (2009) The nature of fluids during pegmatite development in metamorphic terrains: Evidence from Hamadan complex, Sanandaj-Sirjan metamorphic zone, Iran. *Journal of the Geological Society of India* 73(3): 407-418.
- McLennan, S. M. (1994) Rare earth element geochemistry and the "Tetrad" effect. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58: 2025-2033.
- Michael, A. W., Horst, R. M., Philipp, S., Anna, G., Thomas, W., Dorrit, E. J., Matthias, B. and Gregor, M. (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.
- 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.
- 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.
- Rezai-Aghdam, M. (2004) The nature of the fluid inclusions and their role in the formation of pegmatites in Hamedan. M.Sc thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Robert, J. L., Gourdan, J. P., Linnen, R. L., Rouer, O. and Benoist, P. (1997) Crystal chemical relationships between OH, F and Na in tourmalines. In: *Tourmaline 1997, International Symposium on Tourmaline, (Nové Město na Moravě)*, Abstract p. 84.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation presentation, interpretation*. Longman, UK.
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) The composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry* 3: 1-64.
- Selway, J. B., Novák, M., Černý, P., and Hawthorne, F. C. (1999) Compositional evolution of tourmaline in lepidolite-subtype pegmatites. *European Journal of Mineralogy* 11: 569-584.
- Sepahi Garo, A. A. and Moeinvaziri, H. (2001) A review of the phases of plutonic and veins in Alvand plutonic complex. *Journal of Science, University of Tehran* 26(2): 175-186 (in Persian).
- Sepahi Garo, A. A., Salami, S. and Tabrizi, M. (2014) Geochemistry of tourmaline in aplite and pegmatite dykes in Alvand pluton complex and metamorphic rocks of Hamadan. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 22(3): 495-506 (in Persian).
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vousoughi Abedini, M. (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39: 668-683.
- Slack, J. F. and Trumbull, R. B. (2011) Tourmaline as a recorder of ore-forming processes. *Elements* 7: 321-326.
- Tindle, A. G., Breaks, F. W. and Selway, J. B. (2002) Tourmaline in petalite-subtype granitic pegmatites: evidence of fractionation and contamination from the Pakeagama Lake and Separation Lake areas of northwestern Ontario, Canada. *The Canadian Mineralogist* 40: 753-788.
- Tischendorf, G., Foster, H-J. and Gottesmann, B. (2001) Minor- and trace-element composition of trioctahedral micas: a review. *Mineralogical Magazine* 65: 249-276.
- Torkian, A. (1995) The Study of petrography and petrology of Alvand pegmatites (Hamadan). M.Sc.

- thesis, Tehran University, Tehran, Iran (in Persian).
- Torkian, A. (2009) The study of distribution of mineralogy and genesis of pegmatites in the Hamedan area. The 17th Symposium of the Society of Crystallography and Mineralogy of Iran, Hamedan (in Persian).
- 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 tourmalines from the Sinceni granite- pegmatite system in Swaziland. *Chemical Geology* 153: 125-137.
- Valizadeh, M.V. and Cantagrel, J.M. (1975) Premières données radiométriques (K-Ar et Rb-Sr) sur les micas du complexe magmatique du Mont de Alvand. Près de Hamadan (Iran occidental). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 281, Série D: 1083-1086.
- Valizadeh, M. V. and Torkian, A. (1999) The Study of petrography and petrology of pegmatites in the Hamadan area. *Journal of Science, University of Tehran* 25(2): 121-135 (in Persian).
- Van Hinsberg, V. J. (2011) Preliminary experimental data on trace-element partitioning between tourmaline and silicate melts. *The Canadian Mineralogist* 49: 153-163.
- Veksler, I. V. (2004) Liquid immiscibility and its role at the magmatic hydrothermal transition: a summary of experimental studies. *Chemical Geology* 210: 7-31.
- Veksler, I. V. and Thomas, R. (2002) An experimental study of B-, P- and Frich synthetic granite pegmatite at 0.1 and 0.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 673-683.
- Vincent, J. (2011) Preliminary experimental data on trace-element partitioning between tourmaline and silicate melt. *The Canadian Mineralogist* 49: 153-163.
- Von Goerne, G., Franz, G. and Heinrich, W. (2001) Synthesis of tourmaline solid solutions in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}-\text{HCl}$ and the distribution of Na between tourmaline and fluid at 300 to 700°C and 200 MPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141: 160-173.
- Webber, K. L., Falster, A. U., Simmons, W. B. and Foord, E. E. (1997) The role of diffusion-controlled oscillatory nucleation in the formation of line rock in migmatite-aplite dikes. *Journal of Petrology* 38: 1777-1791.
- Weisbrod, A., Polak, C. and Roy, D. (1986) Experimental study of tourmaline solubility in the system Na-Mg-Al-Si-B-O-H. Applications to the boron content of natural hydrothermal fluids and tourmalinization process. *International Symposium Experimental Mineralogy and Geochemistry, Nancy* 140-141.
- Werding, G., and Schreyer, W. (2002) Experimental studies on borosilicates and selected borates. In: *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry* (Eds. Grew, E. S. and Anovitz, L. M.) 33: 117-163. 2nd printing, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy.
- 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 leuco-granitic 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.

Archive of SID

The behavior of major and trace elements of the tourmaline from the Mangavai and Ganjnameh pegmatitic rocks (Hamadan area)

Ahmad Ahmadi Khalaji ^{1*}, Zahra Tahmasbi ¹, Farhad Zal ¹ and Zahra Shabani ²

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

² Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Tehran North Branch, Tehran, Iran

Abstract

The Mangavai and Ganjnameh pegmatitic rocks are part of the Alvand granitoid pluton in the Sanandaj-Sirjan zone. The composition of tourmaline in Mangavi is Schorl and that of the Ganjnameh lies in the Schorl-foitite fields. The amounts of aluminum and X-vacancy in the Ganjnameh tourmalines are more than those of Mangavi. But commonly, the main substitution of both types of tourmaline is proton production and Al increase types that Al increase; X-vacancy and Fe reduce occurred. During these substitutions, olenite and foitite, Al-tourmaline and X-vacancy have been formed, respectively. The absence of dravite and the Fe # value over 0.8 in analyzed samples indicate that the tourmalines in pegmatites are related to magmatic types. In addition, the substitution of X-vacancy and Na+Al (olenite) type of tourmaline point to its magmatic nature and so, the required elements (i.e. boron, iron, sodium and aluminum) provided by magmatic fluids. The HREE amount of the Mangavi tourmalines due to accompanied garnet are very low but in the absence of garnet, the Ganjnameh tourmaline have high levels of these elements. Although tourmalines have the extensive substitutions but do not have a tendency to absorb all rare earth elements and the greatest impact on the control of these elements in tourmaline related to paragenesis minerals.

Key words: Schorl, Foitite, Olenite, Zoning, Mangavi, Ganjnameh, Alvand, Hamedan

* ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir