

## رخداد تورمالین در معدن طلا- مس کوه زر (باغو) جنوب استان سمنان

خدیجه خلیلی<sup>۱</sup>\* و محمدعلی مکی زاده<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> مربی، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۱۹۳۹۵-۴۶۹۷، ج. ا. ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

### چکیده

معدن طلا- مس کوه زر در جنوب استان سمنان واقع در کمر بند آتشفشانی- نفوذی ترود- چاه شیرین به سن ائوسن میانی تا میوپلیوسن است. در منطقه مورد مطالعه تورمالین به صورت تجمعی یا توده‌ای، در پهنه دگرسانی مجاور توده گرانودیوریتی و در ارتباط مستقیم با سیستم گرمایی تشکیل شده است. در این منطقه تورمالین‌زایی در مقیاس وسیع در ارتباط نزدیک با مجموعه کانی‌های سریسیت، کوارتز، تورمالین، پیریت، پلاژیوکلاز و کانسار مس است. این تورمالین‌ها در گروه تورمالین‌های آلکالن قرار گرفته و از لحاظ ترکیبی شامل تورمالین‌های محلول جامد شورل- دراویت با تمایل به سمت دراویت هستند. این کانی در ارتباط با سنگ‌های کوارتز- تورمالین، متاپلیت‌ها، متاپسامیت‌های فقیر از Ca و سنگ‌های متاپلیت هم‌زیست با فاز آلومینیوم است. در تورمالین‌های مورد مطالعه  $X-Mg = 0.01-0.1$ ،  $X-Ca = 61.07-1.77$  و  $Al > 6$  a.p.f.u. است. بنابراین جانشینی‌های  $CaMgNa_{-1}Al_1$ ،  $Al(Na-Mg)$  و  $AIO(Mg)(OH)$  در ساختار این کانی صورت می‌گیرد. میزان منیزیم بالا و همچنین زونینگ شیمیایی در این تورمالین‌ها بیانگر منشأ گرمایی این کانی‌هاست. میزان  $Fe/Mg + Fe < 0.6$  در این کانی وجود منشأ سیالات گرمایی را برای این تورمالین‌ها تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: سمنان، ترود، کوه زر، تورمالین، مس- طلا

### مقدمه

تاریخچه سنگ در بر گیرنده باشد (Nicholson, 1980). تورمالین یک شاخص پتروژنتیک است و عنصر بر به‌عنوان یک عنصر متحرک در طی پدیده‌های دگرگونی در نظر گرفته می‌شود (Henry and Guidotti, 1985). این کانی در مرحله پنوماتولیتیک دگرسانی از نوع تورمالینی شدن ممکن است توسط ورود بر در طول شکستگی‌ها یا فضاهای خالی سنگ‌ها و واکنش آن‌ها با دیواره سنگ حاصل شود.

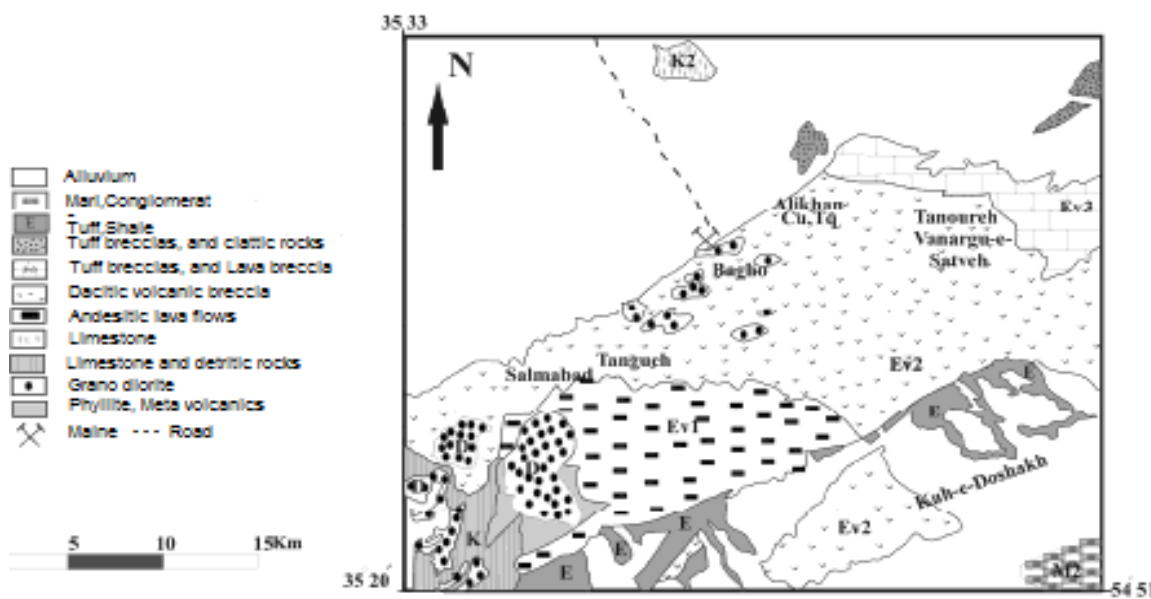
کانی تورمالین از بارزترین کانی‌هایی سیلیکاته بردار در محیط‌های ماگمایی، رسوبی، دگرگونی و به‌ویژه در سنگ‌های گرانیتی است (Slack et al., 1984). این کانی به‌علت داشتن دامنه پایداری وسیع در شرایط P-T در انواع سنگ‌های آذرین اسیدی به‌عنوان کانی فرعی می‌تواند در شناخت محیط و شرایط تشکیل سنگ میزبان خود به‌طور مؤثر استفاده شود و نیز بیانگر

سنگ‌های آتشفشانی ترکیب آندزیت داشته و به صورت توالی ضعیفی از توفها و گدازه‌های سبز- خاکستری حضور دارند که توسط توده‌های کوچک گرانودیوریتی و دایک‌های مربوط قطع شده‌اند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷). واحدهای آذرین تحت تأثیر فرآیندهای گرمایی، غالباً از نوع گرمایی- متاسوماتیک و آب‌های جوی قرار گرفته‌اند. سنگ‌های آندزیتی بیشتر تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتیک بوده و همچنین پدیده کلریتی‌شدن، کربناتی‌شدن و نیز تشکیل کانی‌های ثانویه فلزی مانند پیریت مشاهده می‌شود. دگرسانی آرژیلیک بر اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپات‌های پتاسیک با توسعه کانی‌های رسی همراه است (خاکزاد، ۱۳۶۷). دگرسانی آرژیلیک موجود در منطقه باغو از نوع آرژیلیک پیشرفته همراه با تشکیل کانی‌های تورمالین و کانی‌های گروه آلونیت از جمله ژاروسیت است. فرآیندهای جوی، مانند محلول گوگرد قلیایی، همراه با آب‌های اکسیدکننده روی زمین و تأثیر آن‌ها بر سنگ‌های اسیدی و حدواسط، نقش مهمی در تشکیل دگرسانی سرپسیت و تشکیل کانی‌های کوارتز و پیریت داشته و در ارتباط با رگه‌های کانه‌زایی مس و طلا و نزدیک به توده گرانودیوریت است (لیاقت و همکاران، ۱۳۸۷).

هدف از این نوشتار، بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی تورمالین و پیدایش آن در دگرسانی‌های گرمایی محدوده کوه زر است.

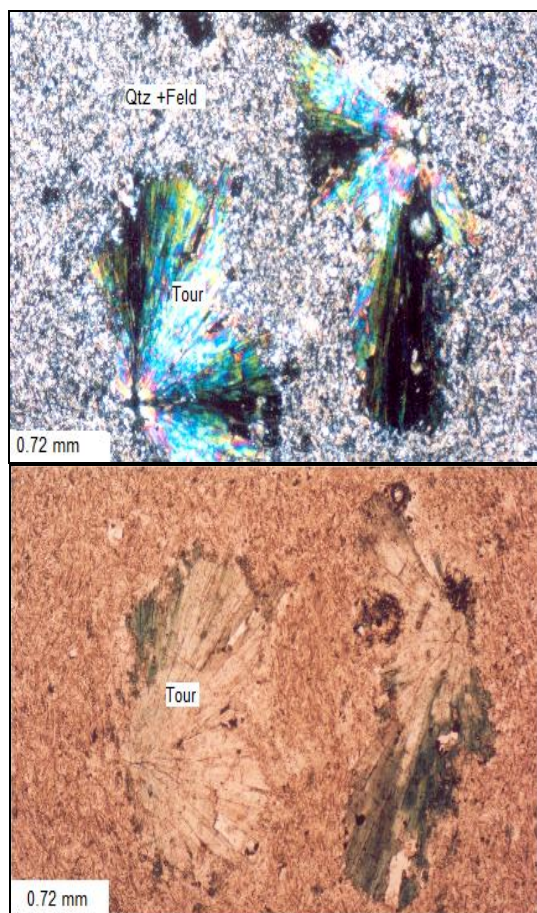
### زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در ۹۵ کیلومتری جنوب دامغان، در غرب ترود واقع شده است. در تقسیم‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران، برونزدهای منطقه، بخشی از آتشفشانی- نفوذی‌های رشته‌کوه‌های ترود- چاه‌شیرین با روند شمال شرق- جنوب غربی را تشکیل می‌دهند که بین دو گسل انجلیو (در شمال) و ترود (در جنوب) و در شمال منطقه ساختاری ایران مرکزی قرار دارند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰) (شکل ۱). توالی سنگ‌چینه‌ای منطقه باغو از بالا به پایین شامل واحدهای رسوبی کنگلومرایی فجن (اوسن زیرین) و مارن دو ظهیر (لوتسین بالایی تا شروع اوسن بالایی)، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری که با سن اوسن میانی تا بالایی با تناوبی از توف و گدازه‌های اسیدی تا حدواسط و توده‌های دیوریتی تا گرانودیوریتی و به‌ندرت گرانیتی (اوسن- الیگوسن)، دایک‌های بازیک و توده‌های نیمه‌عمیق پورفیری (میوپلیوسن) است.



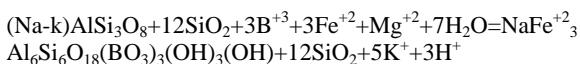
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

تداخلی پوئی کلیتیک با کوارتز دانه ریز زمینه ایجاد کرده است. شکل گیری میله‌ای و سوزنی (بوت‌های - شعاعی) تورمالین بیشتر در حفره‌های کوچک یا رگچه‌ها دیده می‌شود (شکل ۲).



شکل ۲- جانشینی بخشی تورمالین با تجمع بوت‌های در زمینه‌ای از کوارتز و فلدسپات دانه ریز (PPL and XPL)، تورمالین=Tour، کوارتز=Qtz و فلدسپات=Feld

تورمالین به شکل جانشینی کامل، شکل کاذب (psedumorph)، تا بخشی، در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز سنگ مادر (آتشفشانی) دیده می‌شود. این گونه جانشینی‌ها، بافت دروغین پورفیری از بلورهای منشوری تورمالین را در زمینه دانه ریز به زیبایی نشان می‌دهند و به نظر می‌رسد بر طبق معادله زیر به وجود آمده‌اند.



فرآیندهای کائولینیتی شدن، سیلیسی فیکاسیون، تورمالینی شدن و پیریتی شدن از فرآیندهای غالب در زون‌های دگرسان شده هستند و در موارد معدودی با کانه‌سازی فیروزه همراه هستند.

سنگ میزبان کانی فیروزه استوک‌های گرانودیوریت است و کانی‌سازی آن به فاز تأخیری ماگمایی در منطقه وابسته است (رشیدنژاد عمران و همکاران، ۱۳۷۱).

### روش انجام پژوهش

پس از نمونه برداری از سنگ‌های دگرسان حاوی تورمالین، در اطراف توده گرانودیوریتی باغو و تهیه مقاطع نازک، مطالعه دقیق پتروگرافی از آن‌ها با میکروسکوپ پلاریزان عبوری صورت گرفت. تورمالین‌ها با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب SX50 در کشور آمریکا آنالیز شدند (محاسبه فرمول ساختمانی این کانی‌ها با استفاده از ۳۱ آنیون (OH, O) انجام شده و کل آهن به صورت دو ظرفیتی فرض شده است). سپس با استفاده از نرم‌افزار محاسبه کاتیونی تورمالین، داده‌ها در نمودارهای مختلف پلات شده و مورد بحث و بررسی قرار گرفتند.

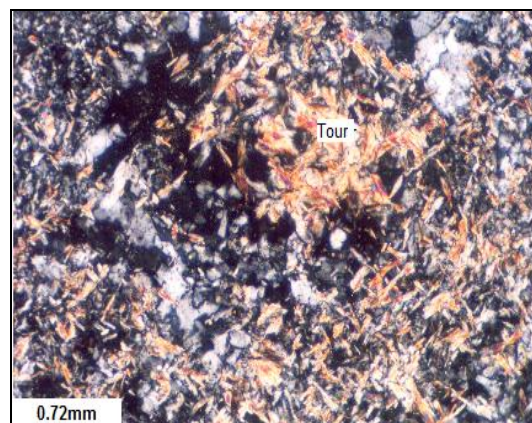
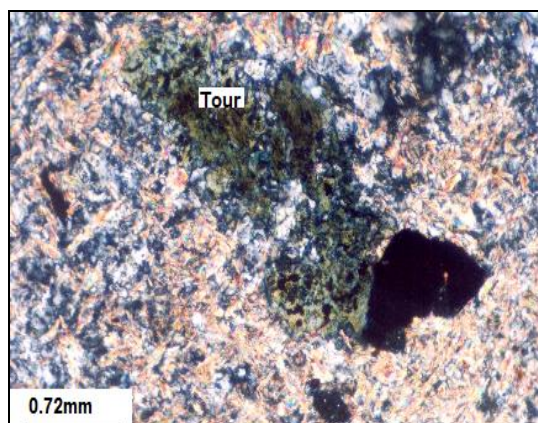
### توصیف صحرایی و پتروگرافی

تورمالین‌های مجتمع و ریزدانه به صورت پراکنده در همیافتی با فیروزه مشاهده می‌شوند. به طوریکه در برخی موارد این قلوه‌های کوچک به آسانی از سنگ دگرسان جدا شده و در سطح زمین قابل جمع‌آوری هستند.

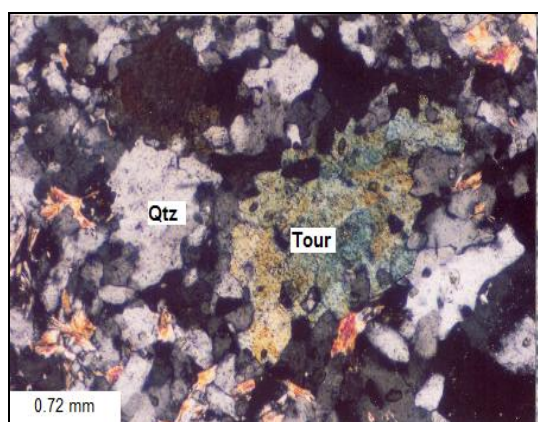
در مطالعه میکروسکوپی، کانی تورمالین همواره به رنگ‌های سبز زیتونی تا سبز قهوه‌ای کم‌رنگ با چندرنگی بارز معکوس دیده می‌شوند. مقاطع عرضی برخی از آن‌ها، ساختار منطقه‌ای ضعیفی نشان می‌دهند. شکل‌گیری تورمالین در سنگ‌ها، منشوری کوتاه، پراکنده تا مجتمع، بی‌شکل (آمیب‌مانند)، سوزنی با تجمع بوت‌مانند تا شعاعی (خورشید تورمالین)، میله‌ای و دانه‌ای است. در تمام شکل‌گیری‌ها، تورمالین، رشد

به صورت رشد جدید در جای فنوکریست‌های فرسوده قدیمی دیده می‌شوند. این پلاژیوکلازها با ماکل‌های واضح تیغه‌ای، در زمینه با دگرسانی شدید سیلیسی و سریسیتی و بافت گرانوبلاستیک دیده می‌شوند. همراه با پلاژیوکلازها، فنوکریست‌های فلدسپار پتاسیم ثانویه نیز به صورت نیمه‌شکل‌دار و پراکنده، به ندرت با ماکل کارلسباد و دگرسانی ضعیف کائولینیتی دیده می‌شوند. به نظر می‌رسد برخی از این فنوکریست‌های فلدسپات پتاسیم از نظر شکل ظاهری متحول شده‌اند. فرآیند سیلیسی‌شدن، ریزبلورهای کوارتز مجتمع در زمینه را ایجاد نموده است و علاوه بر آن بلورهای بزرگ بی‌شکل کوارتز به صورت توده‌ای با حواشی کنگره‌ای همراه با تورمالین با بافت گرانوبلاستیک دیده می‌شود (شکل ۵).

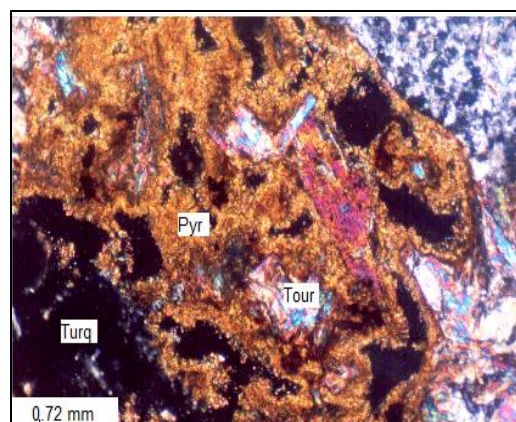
در بعضی موارد تورمالین‌های بی‌شکل در زمینه‌ای از سریسیت‌های دانه‌ریز زمینه رشد کرده‌اند که به نظر می‌رسد به خرج سریسیت‌ها شکل گرفته‌اند (شکل ۳). پیریت از کانی‌های فرعی مشاهده شده در منطقه است. بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار این کانی، بیشتر به صورت دانه‌های منفرد و پراکنده (پورفیری) در زمینه سنگ هستند. در برخی موارد، پیریت‌ها به‌طور کامل اکسید شده‌اند و قالب آن‌ها را فرآورده‌های اکسیداسیون یعنی اکسیدهای آهن (گوتیت) و ژاروسیت در شکل کاذب پر کرده‌اند. رشد روکش مانند پیریت بر روی تورمالین‌ها تنها شاهد بافتی است که نمایانگر رشد تأخیری این کانی نسبت به تورمالین است (شکل ۴). پلاژیوکلازهای سدیک (نوظهور) با تبلور مجدد



شکل ۳- جانمایی بخشی سریسیت‌های زمینه به تورمالین (PPL and XPL)، اختصارات مانند شکل ۲



شکل ۵- همیافتی کوارتز و تورمالین با بافت گرانوبلاستیک XPL



شکل ۴- رشد روکش مانند پیریت بر روی تورمالین XPL  
پیریت=Pyr و فیروزه=Turq

دگرسان را پر کرده و یا اینکه به شکل رگچه‌ای درزه‌ها را پر نموده است. به طور کلی، بر مبنای روابط پاراژنتیکی کانی‌ها می‌توان جدول ۱ را ارائه نمود.

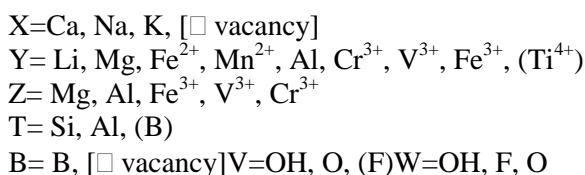
کانی فیروزه در زیر میکروسکوپ به صورت اپاک است که قابل بررسی نیست. این کانی آخرین فرآورده دگرسانی است که فضای خالی بین سایر کانی‌های

جدول ۱- روابط بافتی کانی‌ها

	کانی‌های اولیه	دگرسانی اصلی	متاسوماتیسم B	سولفیدزایی
کوارتز	_____		_____	
فلدسپار سدیک- پتاسیک	_____			
کائولینیت		_____		
سرسیت		_____		
تورمالین			_____	
پیریت				_____
فیروزه (تورکواز)				_____
اکسیدهای آهن				_____

استوکیومتری محاسبه شده است (جدول ۲).

تورمالین یک ترکیب پیچیده بوروسیلیکات رمبوهدرال، با فرمول عمومی  $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3$  است (Hawthorn and Henry, 1999) که در آن:



تورمالین‌ها بر اساس موقعیت X در فرمول، به انواع تورمالین‌های آلکان، تورمالین‌های کلسیک و تورمالین‌های X-site Vacancy تقسیم می‌شوند (Hawthorn and Henry, 1999) (جدول ۳). بر این اساس تورمالین‌های مورد مطالعه در محدوده آلکان (قلیایی) قرار می‌گیرند (شکل ۶- الف). این تورمالین‌ها در شرایط اسیدی و دمای پایین تشکیل می‌شوند (Rosenberg and Foit, 1979; Collines, 2010).

### شیمی کانی تورمالین

خاستگاه تورمالین‌ها می‌تواند گرمابی و یا ماگمایی باشد. ویژگی‌های میکروسکوپی این دو گروه تورمالین، مشابه ولی ویژگی‌های شیمیایی آن‌ها، متفاوت است. تورمالین‌های گرمابی دارای منطقه‌بندی شیمیایی هستند و معمولاً Mg بالاتری نسبت به انواع ماگمایی داشته و از نوع محلول جامد شورل- دراویت هستند. این منطقه‌بندی، با استفاده از آنالیز نقطه‌ای مشخص می‌شود. تورمالین‌های ماگمایی هموزن و نسبت Fe/Mg و همچنین میزان F, Al و Fe در آن‌ها نسبتاً بالاست (Hawthorne and Henry, 1999).

به‌منظور شناخت ویژگی‌های ژئوشیمیایی تورمالین‌های منطقه مورد مطالعه، ۱۲ نقطه آنالیز نقطه‌ای شد. فرمول ساختاری این کانی‌ها با استفاده از ۳۱ آنیون O و OH محاسبه شده است. میزان H<sub>2</sub>O و B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> برای ایجاد ۴ یون OH و ۳ یون B به طریق

جدول ۲- نتایج آنالیز نقطه‌ای تورمالین

Sample	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
	Rim					Core						
SiO <sub>2</sub>	36.6	36.7	36.25	36.41	36.69	37.01	36.67	35.91	35.98	36.58	36.25	36.61
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.7	10.7	10.65	10.72	10.82	10.84	10.75	10.45	10.65	10.75	10.70	10.77
TiO <sub>3</sub>	0.32	.04	0.30	0.37	0.34	0.43	0.74	1.07	0.35	0.28	0.32	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.7	33.5	33.2	33.68	34.04	33.50	32.04	29.12	36.69	33.57	33.19	33.10
FeO	8.56	8.50	9.26	9.21	6.97	6.20	8.10	11.02	8.32	6.46	9.24	8.40
MnO	0.07	0.07	0.09	0.07	0.08	0.02	0.09	0.07	0.03	0.02	0.04	0.06
MgO	6.15	6.05	5.59	5.48	6.64	7.42	6.79	6.68	5.63	7.09	5.98	6.33
ZnO	0.03	0.00	0.03	0.04	0.05	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00
CaO	0.29	0.25	0.42	0.40	0.51	0.56	0.71	1.23	0.37	0.59	0.42	0.54
BaO	0.08	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.07	0.03	0.00	0.04	0.01	0.00
Na <sub>2</sub> O	1.84	1.83	1.78	1.80	2.07	2.09	1.99	1.89	1.88	2.04	2.10	2.07
K <sub>2</sub> O	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04
H <sub>2</sub> O	3.70	3.71	3.65	3.70	3.71	3.74	3.69	3.57	3.64	3.66	3.66	3.66
25.5 Oxygen Basis assumed Stoichiometric												
Ti	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05	0.09	0.13	0.04	0.03	0.03	0.06
Si	5.90	5.93	5.91	5.90	5.99	5.93	5.95	5.97	5	5.91	5	5.91
ALT	0.09	0.07	0.68	0.09	0.10	0.00	0.01	0.02	0.1	0.00	0.1	0.00
ALZ	6	6	6	6	6	6	6	5	6	6	6	6
ALY	0.31	0.32	0.31	0.34	0.34	0.28	0.08	0.00	0.5	0.30	0.24	0.21
Fe	1.15	1.14	1.26	1.25	0.93	0.83	1.11	1.53	1.13	0.83	1.25	1.13
B	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.47	1.45	1.36	1.32	1.59	1.77	1.64	1.65	1.07	1.70	1.44	1.62
Zn	0.00	0.00	0.00	0.001	0.002	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	.005	0.009	0.00	0.001	0.00	0.004	0.002	0.00	0.002	0.001	0.00	0.00
Ca	0.05	0.04	0.07	0.07	0.08	0.09	0.01	0.02	0.06	0.1	0.07	0.94
Na	0.57	0.57	0.50	0.56	0.64	0.65	0.62	0.61	0.62	0.63	0.60	0.64
K	.008	0.001	0.005	0.001	0.006	0.005	0.004	0.004	0.000	0.006	0.00	0.005
OH	2.97	4	3.97	4	3.99	3.99	3.99	3.99	3.96	3.97	3.90	3.94
Mg/Mg+Fe	0.56	0.55	0.59	0.51	0.63	0.68	0.59	0.52	0.48	0.67	0.53	0.58
XVac+Na	0.95	0.96	0.93	0.93	0.92	0.91	0.99	0.98	0.94	0.90	0.93	0.91
X-Vace	0.38	0.39	0.43	0.37	0.27	0.26	0.37	0.37	0.32	0.27	0.33	0.27
R2*	2.93	2.91	3.44	2.92	2.85	2.88	2.84	3.18	2.70	2.82	2.93	2.96
R	0.24	0.31	0.25	0.38	0.32	0.27	0.44	0.85	0.24	0.72	0.72	0.19
AL <sub>T</sub> +AL <sub>Y</sub> +AL <sub>Z</sub>	6.4	6.32	6.99	6.43	6.44	6.28	6.09	5.02	6.61	6.30	6.35	6.21
Ysite	2.93	2.91	2.92	2.91	2.88	2.88	2.83	2.8	2.70	2.82	2.93	2.96
X-Vac/X-Vac+Na	0.40	0.40	0.46	0.39	0.30	0.28	0.37	0.38	0.34	0.30	0.35	0.29
FeO/FeO+MgO	0.58	0.58	0.58	0.56	0.51	0.45	0.54	0.58	0.57	0.47	0.58	0.57

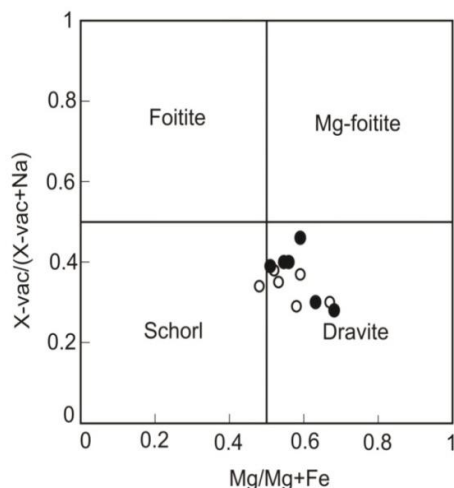
جدول ۳- طبقه‌بندی تورمالین‌ها بر اساس موقعیت X (Hawthorne and Henry, 1999)

Alkali Tourmaline	(X)	(Y <sub>3</sub> )	(Z <sub>6</sub> )	T <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	V <sub>3</sub>	W
Spacies	(X)	(Y <sub>3</sub> )	(Z <sub>6</sub> )	T <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	V <sub>3</sub>	W
Elbaite	Na	Li <sub>1.5</sub> Al <sub>1.5</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Olenite	Na	Al <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Dravite	Na	Mg <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Chromdravite	Na	Mg <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Schorl	Na	Fe <sup>+2</sup> <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Burgrite	Na	Fe <sup>+3</sup> <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Ovindravite	Na	Fe <sup>+3</sup> <sub>3</sub>	Fe <sup>+3</sup> Mg <sub>2</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Vanadiumdravite	Na	Mg <sub>3</sub>	V <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Calcic tourmaline	(X)	(Y <sub>3</sub> )	(Z <sub>6</sub> )	T <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	V <sub>3</sub>	W
Spacies	(X)	(Y <sub>3</sub> )	(Z <sub>6</sub> )	T <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	V <sub>3</sub>	W
Liddicoatite	Ca	Li <sub>2</sub> Al	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	F
Uvite	Ca	Mg <sub>3</sub>	MgAl <sub>5</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	F
Feruvite	Ca	Fe <sup>+2</sup> <sub>3</sub>	MgAl <sub>5</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	F
X-sitevacant tourmaline	(X)	(Y <sub>3</sub> )	(Z <sub>6</sub> )	T <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	V <sub>3</sub>	W
Spacies	(X)	(Y <sub>3</sub> )	(Z <sub>6</sub> )	T <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	V <sub>3</sub>	W
Rossmanite	□	LiAl <sub>2</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Foite	□	Fe <sup>+2</sup> <sub>2</sub> Al	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Magnesianfoite	□	Mg <sub>2</sub> Al	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)

تورمالین‌ها (Al&gt;6 a.p.f.u) بهترین نمودار برای

با توجه به بالا بودن میزان OH و آلومینیوم در این

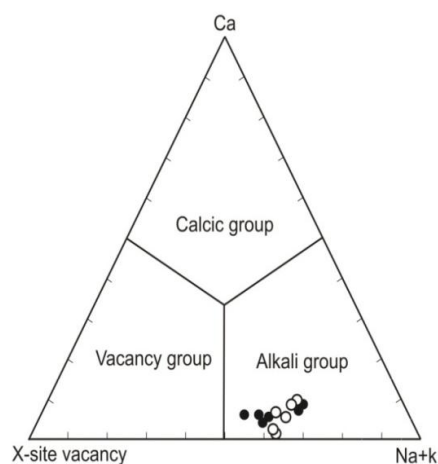
دارای ترکیب محلول جامد شورل- دراویت با تمایل به سمت دراویت هستند (شکل ۶- ب). این نشان‌دهنده زیاد بودن مقدار Mg در مقایسه با Fe در ترکیب شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه است. یک رابطه معکوس بین X-Mg و X-Vac در این تورمالین‌ها مشاهده می‌شود (Henry et al., 2002).



شکل ۶- الف) قرارگیری تورمالین‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس موقعیت X در فرمول تورمالین؛ شکل ۶- ب) ترکیب تورمالین در محدوده شورلیت- دراویت به سمت دراویت (Hawthorn and Henry, 1999).

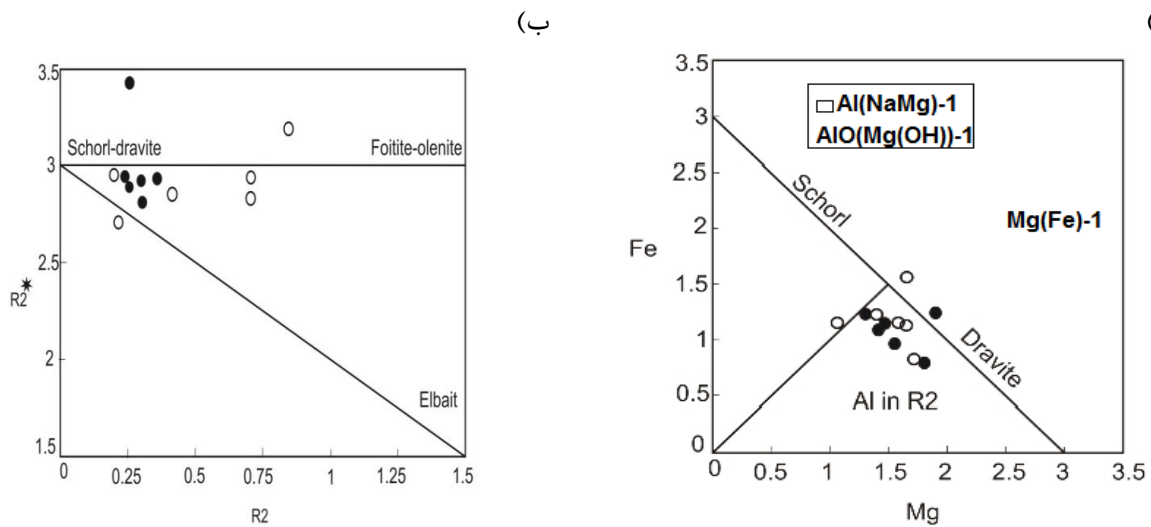
تقسیم‌بندی این تورمالین‌ها نمودار  $X\text{-Vac}/(X\text{-Vac}+Na)$  نسبت به  $Mg/Mg+Fe$  است (Henry et al., 2002).

تورمالین‌های مورد مطالعه دارای تورمالین‌های  $Mg/Mg+Fe=0.4-0.7$  هستند و به‌عنوان تورمالین‌های شورلیت- دراویت طبقه‌بندی می‌شوند. این تورمالین‌ها

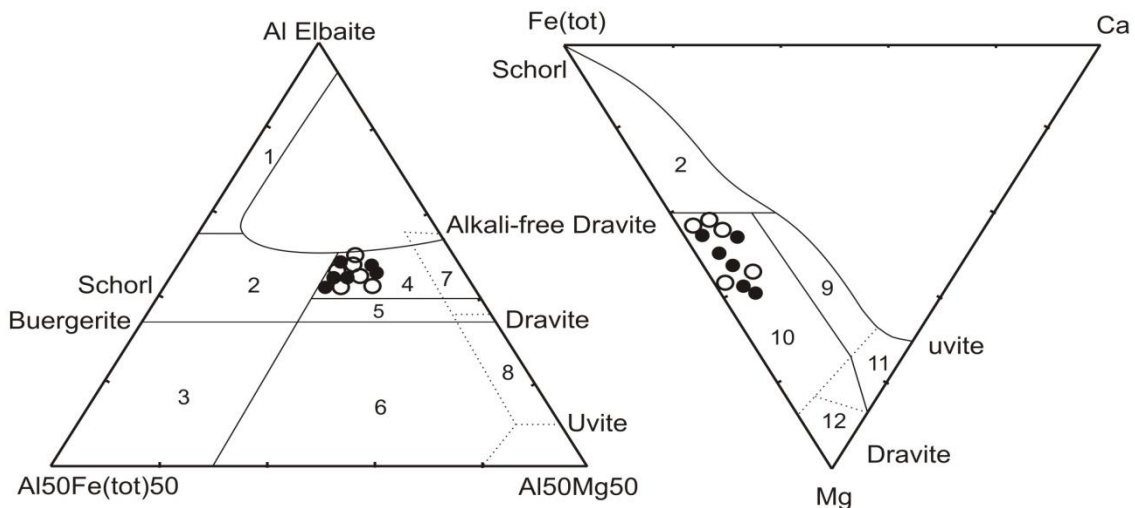


می‌دهد. اطلاعات بافتی و ترکیبی از تورمالین و کانی‌های همراه، دیدگاه مشخصی را نسبت به منشأ سنگ‌های تورمالین‌دار نشان می‌دهد (Abu El-Enen and Okruch, 2007). طبیعت دیرگدازی و مقاومت بالای تورمالین، تغییرات فیزیکی و شیمیایی محیطی که در آن تشکیل می‌شود را منعکس می‌کند (Collines, 2010). تورمالین‌ها در نمودار Ca-Fe-Mg و Al-Fe-Mg (Henry and Guidotti, 1985) در محدوده سنگ‌های کوارتز- تورمالین- متاپسامیت‌ها، متاپلیت‌های فقیر از Ca، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های هم‌زیست با یک فاز اشباع از آلومینیوم قرار می‌گیرند (شکل ۸). تورمالین متاپلیت‌ها متعلق به محلول جامد شورل- دراویت با مقدار کمی اویست- مگزیوآوایت و فوئیتیت- مگزیوفوئیتیت همراه هستند (Abu El-Enen and Okruch, 2007).

به‌منظور بررسی جانشینی‌های عنصری در تورمالین‌ها از نمودار  $R2=Al+1.33+Si-12$  در مقابل  $R2^*=Fe+Mg+Mn+Al$  و نمودار Fe در برابر Mg استفاده شده است. در شکل ۷- الف تورمالین‌های مورد مطالعه در محدوده شورلیت- دراویت قرار گرفته‌اند. بنابراین در نمودار  $R2=Al+1.33+Si-12$  در مقابل  $R2^*=Fe+Mg+Mn+Al$  تعدادی از نمونه‌ها جانشینی آلبایت را نشان می‌دهند. ترسیم نمونه‌ها در نمودار Fe در برابر Mg نشان می‌دهد نمونه‌ها به سمت دراویت تمایل داشته و علاوه بر جانشینی  $MgFe_1$  جانشینی‌های  $Al(Na-Mg)$  و  $AlO(Mg(OH))$  نیز در تورمالین‌های منطقه رخ داده است (شکل ۷- ب). پراکندگی داده‌ها نشانگر جانشینی جزئی  $Fe^{+3}$  در موقعیت  $FeAl_1$  است (Henry et al., 2002). بنابراین، جانشینی احتمالی Burgerit را با درجه کم نشان



شکل ۷- الف) نمودار Fe در برابر Mg و ب) نمودار R2\* در برابر R2:  $R2^* = Fe + Mg + Mn + Al$ ,  $R2 = Al + 1.33 + Si - 12$ ; Al in R2 برابر R2\* (London and Manning, 1995) (Tourmalin core=O ; Tourmalin rim=●)

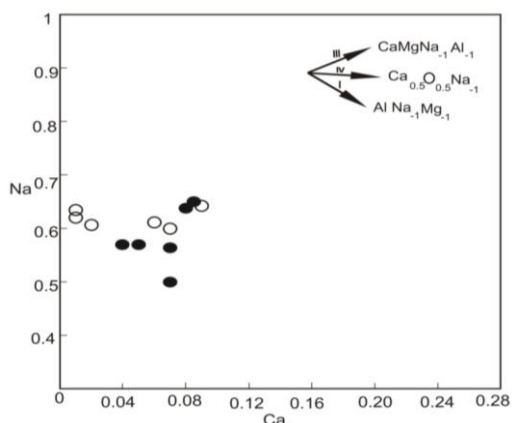


شکل ۸- موقعیت تورمالین‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودارهای سه‌تایی Al-Fe-Mg و Ca-Fe-Mg (Henry and Guidotti, 1985)؛ ۱= گرانیتوئیدهای غنی از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آن‌ها، ۲= گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آن‌ها، ۳= سنگ‌های کوارتز-تورمالین سرشار از  $Fe^{3+}$ ، ۴= متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های هم‌زیست با یک فاز اشباع از آلومینیم، ۵= متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های غیرهم‌زیست با یک فاز اشباع از آلومینیم، ۶= سنگ‌های کالک‌سیلیکاته، متاپلیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالین سرشار از  $Fe^{3+}$ ، ۷= اولترامافیک‌های دگرگون شده با کلسیم پایین و متاسدیمنت‌های غنی از وانادیم و کرم، ۸= متاکربنات‌ها و متاپیروکسنیت‌ها، ۹= سنگ‌های کالک‌سیلیکاته، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های غنی از Ca، ۱۰= سنگ‌های کوارتز-تورمالین، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca، ۱۱= متاکربنات‌ها، ۱۲= اولترامافیک‌های دگرگون شده.

است (Kawakami and Ikeda, 2003). روند قرارگیری نمونه‌ها در نمودار Na در برابر Ca نشان می‌دهد که جانشینی‌های  $CaMgNa_{.1}Al_{.1}$  و  $Al(Na-Mg)_1$  در تورمالین‌ها رخ داده و دلیل بر

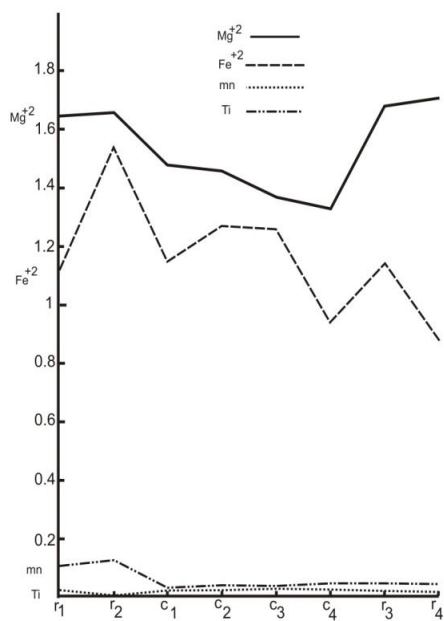
در تورمالین‌های مورد مطالعه  $Al > 6$  a.p.f.u. و  $X-Mg = 1.07-1.77$  با میزان کلسیم پایین  $Ca = 0.01-0.1$  نشانگر جانشینی  $CaMgNa_{.1}Al_{.1}$  و میزان جزئی اویت (uvite) در ساختار این کانی





شکل ۹- پراکنندگی داده‌های تورمالین در نمودار Na در برابر Ca (روند نمودارها در امتداد I و III است).

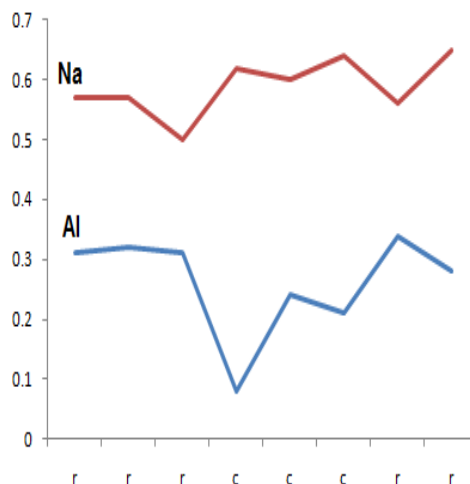
میزان Ti تغییرات جزئی نشان داده و میزان آن در هسته بیشتر است. Mn نیز تغییرات زیادی نشان نمی‌دهد و میزان آن در حاشیه بیشتر است. در شرایط دما و فشار ثابت، میزان Na-xsit نشان‌دهنده میزان تغییر ترکیب سیالات هم‌زیست است (Choo, 2003). روند تغییرات Na, AlyAl در موقعیت Y یک تطابق معکوس را به‌ویژه در نزدیکی هسته نشان می‌دهند (شکل ۱۰).



شکل ۱۰- تغییرات زونینگ شیمیایی در تورمالین منطقه مورد مطالعه C=Core; R=Rim

وجود X-Vacancy است (شکل ۹). کل کاتیون‌های موقعیت X در محدوده ۰/۶۳۲ تا ۰/۷۲۳ متغیر است و نشانگر میزان X-Vac در موقعیت X است. بنابراین جانشینی فوئیتیت در ساختار این کانی دیده می‌شود (Henry et al., 2002). مهم‌ترین جانشینی عنصری تورمالین در Mg, Na, Fe, Al و Ca رخ می‌دهد. تفسیر این جانشینی‌ها برای تشخیص تورمالین‌ها در سیستم‌های گرمابی مهم است (Xavier et al., 2008). منطقه‌بندی شیمیایی در تورمالین‌های گرمابی متداول است (Burianek and Anaovak, 2004). MgO و FeO مهم‌ترین ترکیبات کنترل‌کننده زونینگ شیمیایی هستند (Abu El-Enen and Okruch, 2007).

شکل ۱۰ تغییرات عناصر را در طول زونینگ شیمیایی بلور تورمالین نشان می‌دهد. یک تطابق معکوس بین Fe و Mg در محلول جامد شورل- درآویت مشاهده می‌شود و میزان Fe/Mg+Fe از هسته به حاشیه به‌طور چشم‌گیری تغییر می‌نماید.



## بحث و نتیجه‌گیری

تورمالین به‌عنوان یک شناساگر پتروژنتیک در شناخت انواع سنگ‌های رسوبی و دگرگونی اهمیت ویژه‌ای دارد (Abu El-Enen and Okruch, 2007).

تورمالین ممکن است در شرایط اولیه ماگمایی و یا در شرایط انتقال از مرحله سولیدوس تأخیری (ماگما) تا ساب‌سولیدوس آغازی (گرمابی) تشکیل شوند (Burianek and Novak, 2004). تورمالین در منطقه مورد مطالعه به‌صورت توده‌های مجتمع، درون آتشفشانی‌های میزبان مشاهده می‌شود. عملکرد توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق اسیدی تا حدواسط منطقه و سیالات تأخیری وابسته به آن‌ها در هنگام جایگیری در واحدهای گدازه‌ای-آذرآواری ائوسن، نقش اساسی در دگرسانی، کانه‌سازی و در جابه‌جایی طبقات، ایجاد شکستگی‌ها و فعال ساختن مجدد گسل‌های قدیمی، به‌عنوان معاری برای صعود سیالات کانه‌ساز داشته است. به نظر می‌رسد نفوذپذیری بالای واحدهای آذرآواری و یا اختلاف نفوذپذیری واحدهای لیتولوژیک که با همبندی گسله در مجاورت یکدیگر قرار داشته باشند، مکان‌های مناسبی برای تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی سیال و به دنبال آن نهشت و تمرکز سیالات گرمابی فراهم می‌آورد که در نهایت پدیده سیلیسی شدن (به‌صورت جانشین سیلیس از سیالات کانه‌دار) را در وسعت قابل توجهی امکان‌پذیر ساخته و به تشکیل تناژهای بیشتری نسبت به ماده معدنی منجر می‌شود (لیاقت و همکاران، ۱۳۸۷). ترکیب شیمیایی تورمالین‌ها، اطلاعات با ارزشی پیرامون سنگ میزبان به‌دست می‌دهد (Henry and Dutrow, 1992). تورمالین‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Fe-Mg-Al و Fe-Mg-Ca در محدوده شورل- دراویت مایل به دراویت و سنگ منشأ

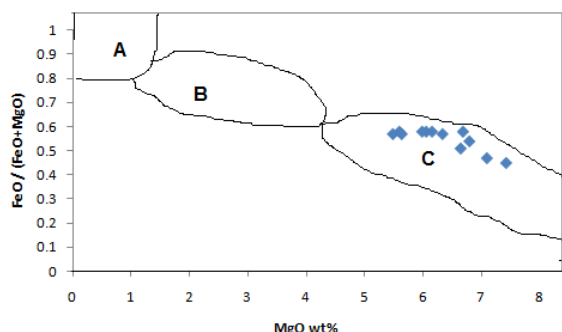
سنگ‌های کوارتز- تورمالین، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca و متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های هم‌زیست با یک فاز اشباع از آلومینیوم قرار می‌گیرند (شکل ۸).

کانی‌های رسی به‌ویژه ایلیت و مواد آلی می‌توانند مهم‌ترین منشأ بر باشند (Henry and Dutrow, 1992). پلیت‌ها و پسامیت‌ها به میزان لازم حاوی بر هستند تا از طریق واکنش با کانی‌های موجود در سنگ، تورمالین تشکیل دهند (Abu El-Enen and Okruch, 2007). در منطقه مورد مطالعه واکنش‌های صورت‌گرفته در زون سریسیت در طی دگرسانی آرژیلیک پیش‌رونده منشأ مهمی برای آزاد شدن بر هستند که طی واکنش B با کانی‌های موجود در سنگ به تشکیل تورمالین منجر می‌شود.

منطقه‌بندی شیمیایی تورمالین‌های مورد مطالعه به منشأ گرمابی آن‌ها اشاره دارد و حاکی از تغییرات ناگهانی درجه حرارت، فشار و ترکیب شیمیایی سیال یا شرایط تبلور غیرتعادلی سریع تورمالین است که در سیستم‌های باز به‌وجود می‌آید (London and Manning, 1995). این ترکیب شرایط کانسارسازی سیال و منشأ را در سیستم گرمابی نشان می‌دهد (Peng and Palmer, 2002). تورمالین‌های غنی از Fe با ترکیب شورلیت به‌عنوان کانی تیپیک پگماتیت‌ها و گرانیت‌ها هستند (Dutrow and Henry, 2000). در حالی که تورمالین‌های غنی از Mg با ترکیب دراویت معمولاً همراه با فرآیند متاسوماتیسم یا در رسوبات سولفیدی تشکیل می‌شوند (Harras and Elsharkawi, 2001; Yu and Jing, 2003). نسبت X-Vac/(X-Vac+Na) برابر (Mg+Fe)/Mg (شکل ۶-ب) و Fe- و Fe-Mg-Al و Mg-Ca (شکل ۸) نشان می‌دهند که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ترکیبی شورلیت- دراویت با تمایل به سمت دراویت قرار می‌گیرند.

سیالات گرمایی در تشکیل تورمالین‌ها نقش اساسی دارند (Collines, 2010). تورمالین‌های منطقه مورد مطالعه دارای  $FeO/FeO+MgO < 0.6$  و در محدوده C ترسیم می‌شوند (شکل ۱۱).

بر این اساس وجود یک سیستم گرمایی را می‌توان برای تشکیل این تورمالین تصور کرد.



شکل ۱۱ -  $FeO/FeO+MgO$  در مقابل  $MgO$  (Pirajno and Smithies, 1992)

### تشکر و قدردانی

از دکتر محمود خلیلی که آنالیز نقطه‌ای تورمالین‌های این منطقه را در کشور آمریکا به انجام رسانیده‌اند تشکر می‌نماییم.

به نظر می‌رسد، نخست طی رخداد دگرسانی سنگ‌های منطقه، شستشوی اسیدی به خروج عناصر متحرک  $Na, Mg, Fe, K$  منجر شده و سپس با افزایش  $Si$  و  $Al$  در سنگ‌های باقی‌مانده شرایط برای تشکیل تورمالین- کوارتز فراهم شده است. تورمالینی شدن به صورت دانه‌های پراکنده در رخنمون‌های دگرسان‌شده آرژیلیتی مجاور توده گرانیتی، نقش سیالات نشأت گرفته از توده نفوذی را در کانه‌سازی با قطعیت بیشتری تأیید می‌نماید. میزان  $FeO/FeO+MgO$  در تورمالین، با فاصله از منشأ ماگمایی سیالات کانسارساز کاهش می‌یابد (Pirajno and Smithies, 1992). چنان‌چه این نسبت در تورمالین‌ها در محدوده ۱ تا ۰/۸ باشد، نشانگر بسته‌بودن سیستم ماگمایی و عدم دخالت سیالات و قرار گرفتن نمونه در مرکز منبع تغذیه‌کننده است. در صورتی که در محدوده کمتر از ۰/۶، دلیل بر وجود یک سیال با منشأ حاوی بر با منشأ خارجی و یک سیستم گرمایی در اطراف و همجاری نزدیک به توده نفوذی است. در محدوده بین ۰/۸ تا ۰/۶ هم سیالات ماگمایی و هم

### منابع

- خاکزاد، ا. (۱۳۶۷) بررسی اجمالی زمین‌شناسی اقتصادی استان سمنان. گزارش زمین‌شناسی اقتصادی استان سمنان دانشکده علوم زمین، تهران.
- درویش‌زاده، ع. (۱۳۷۰) زمین‌شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، تهران.
- رشیدنزاد عمران، ن. (۱۳۷۱) بررسی ارتباط تحولات ماگمایی و زایش طلا و فیروزه در منطقه باغو (جنوب و جنوب شرق دامغان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌معلم تهران، ایران.
- لیاقت، س.، شیخی، و. و نجانان، م. (۱۳۸۷) مطالعه پترولوژی- ژئوشیمیایی و ژنز فیروزه باغو- دامغان. مجله علوم دانشگاه تهران ۳۴(۲): ۱۳۳-۱۴۲.
- هوشمندزاده، ع. و علوی نایینی، م. (۱۳۵۷) تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه زر از پرکامبرین تا عهدحاضر. سازمان تحقیقات زمین‌شناسی و معدنی کشور، ایران.

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.
- Choo, C. (2003) Mineralogy studies on complex zoned tourmaline in diaspor nodules from the Milyan clay deposit, Korea. *Geosciences Journal* (1):151-156.
- Collines, A. C. (2010) Mineralogy and geochemistry of tourmaline in contrasting hydrothermal system, Coplapo area, Northern Chile. Ph.D. Thesis. Univrsity of Arizona, Arizona, United States.
- Dutrow, B. L. and Henry, D. J. (2000) Complexly zoned fibrous tourmaline, Cruzeiro Mine, Minas Gerais, Brazil: A record of evolving magmatic and hydrothermal fluids. *The Canadian Mineralogist* 38: 131-143.
- Harraz, H. Z. and El-Sharkawy, M. F. (2001) Origin of tourmaline in metamorphosed Sikaitpelitic complex, South Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 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. 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 asymmetry in replacement tourmaline: An example from the Tauern Window, Eastern Alps. *Geological Materials Research* (4): 23.
- 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.
- Kawakami, T. and Ikeda, T. (2003) Boron in metapelites controlled by the breakdown of tourmaline and retrograde Formation of borosilicates in the Yanai area, Ryoke metamorphic complex, SW Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 45: 131-150.
- London, D. and Maning, D. A. (1995) Chemical variation and significance of tourmaline from SW England. *Economic Geology* 90: 495-519.
- Nicholson, P. M. (1980) The geology and economic significance of the Golden Dyke dome, Northern Territory. In Ferguson, J. and Goleby, A. B. (Eds.) Uranium in the Pine Creek geosynclines: Vienna, International Atomic Energy Agency 319-334.
- Peng, Q. M. and Palmer, M. R. (2002) The Paleoproterozoic Mg and Mg-Fe borate deposits of Liaoning and Jilin provinces, Northeast China. *Economic Geology* 97(1): 93-108.
- Pirajno, F. and Smithies, R. H. (1992) The FeO/(FeO+MgO) ratio of tourmaline: A useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits. *Journal of Geochemical Exploration* 42: 371-381.
- Rosenberg, P. E. and Foit, F. F. (1979) Synthesis and characterization of alkali-free tourmaline. *American Mineralogist* 64: 180-186.
- Slack, J. F., Herriman, N., Barnes, R. G. and Plimer, I. R. (1984) Stratiform tourmalinites in metamorphic terrenes and their geologic significance. *Geology* 12: 713-716.
- 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 copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *Geology* 36: 743-746.

Yu, J. M. and Jiang, S. Y. (2003) Chemical composition of tourmaline from the Yunlongtin deposits, Yunnan, China: Implication for ore genesis and mineral exploration. *Mineralogy and Petrology* 77: 67-84.



## The occurrence of tourmaline in Kuh Zar (Baghoo) Au-Cu mine, south of Semnan province

Khadijeh Khalili <sup>1\*</sup> and Mohammad Ali Mackizadeh <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Geology Department, Payame Noor University, 19395-4697 Tehran, I. R. of Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

### Abstract

The Kuh Zar Au- Cu mine is located south of Semnan province within volcano-plutonic belt of Troude-Chah-Shirin with upper Eocene to Mio-Pliocene age. The tourmaline of the study area occurred as concentration or massive forms within altered zone in contact with the granodioritic intrusion and related to the hydrothermal system. In the area, the tourmalinization process is pervasive and in association with mineral assemblage sericite+quartz+tourmaline+pyrite+feldspars as well as Cu ore deposit. The composition of tourmalines is Schorl-dravite series with more tendency towards dravite component. These phases belong to alkaline tourmaline and are associated with quartz- tourmaline, meta-pelites, Ca-depleted meta-psamite and meta-pelites associated with Al-phase. The studied tourmalines contain X-Ca=61.07-1.77, X-Mg=0.01-0.1 and Al>6a.p.f.u. Therefore, the replacements of  $\text{AlO}(\text{Mg})(\text{OH})$ ,  $\text{CaMgNa}_1\text{Al}_1$  and  $\square\text{Al}(\text{Na-Mg})$  is possible in their structure. High Mg content and chemical zoning of these minerals point to their hydrothermal origin. The  $\text{FeO}/\text{MgO}+\text{FeO}$  ratio  $<0.6$  in the studied tourmalines confirms the role of hydrothermal fluids.

**Key word:** Semnan, Troude, Kuh Zar, Tourmaline, Au-Cu deposits