

Mineral chemistry, mineralogy and the behavior of trace and rare earth elements of tourmaline in pegmatites of Tashina area (North of Serkan, Hamedan Province)

SeyedVahid Shahrokhi *¹ and Reza Zareisahamieh ²

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, Khorramabad Branch,
Islamic Azad University, Khorramabad, Iran

² Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

Abstract

Tashina area, as a part of the Sanandaj- Sirjan magmatic- metamorphic Zone, located 10 kilometers north of Serkan city and on the southern slope of Kuhe- Gavbar. The most important geological unit is the porphyroid granite belonging to the Middle Jurassic. Tourmaline is observed as massive in pegmatites and as quartz tourmaline veins within the host granodiorite. The massive tourmalines are spherical, elliptical, elongated, and radial, and sometimes it is so abundant that it can be as the tourmalinite type. Optically, the massive tourmalines show brown- green in color, sometimes very intense interference whereas the tourmaline veins are brown- green and blue (indicolite). Indicolite related to the tourmaline delayed phase and is newer than brown- green tourmalines. The studied tourmalines are Fe- rich and schorl type, based on EPMA data as well as several diagrams. The tourmaline in the quartz- tourmaline veins are the vacancy type while the second type is often alkaline with tendency to this group. Euhedral forms and the lack of chemical zoning, with high Al and Fe/Fe+Mg contents, deficiency in X sites, and plentiful tourmaline in host granitic rock which is Li poor are all indicative of the magmatic origin of tourmaline enriched in B. The presence of Ba, Eu, Nb, and Sr negative anomalies in the studied samples and the separation of plagioclase and K-feldspar can be accounted as important factors in magmatic evolution of the studied rocks. Overall, the results of petrographic studies are well in accordant with trace and REE geochemistry data.

Key words: pegmatite, schorl, rare earth elements, Tashina, Serkan

* vahid.shahrokhi@gmail.com

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.123375.1185>

Copyright©2021, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

مینرال شیمی، کانی شناسی و رفتار عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب تورمالین در پگماتیت‌های ناحیه تاشینا (شمال سرکان، استان همدان)

سیدوحید شاهرخی^{۱*} و رضا زارعی سهامیه^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

چکیده

ناحیه تاشینا به‌عنوان بخشی از پهنه ماگمایی- دگرگونی سنندج- سیرجان در ده کیلومتری شمال شهر سرکان و در دامنه جنوبی کوه گاوبار جای دارد. مهم‌ترین واحد زمین‌شناسی، گرانیت پورفیریویدی به سن ژوراسیک میانی است. تورمالین به‌صورت توده‌ای همراه با پگماتیت‌ها و به‌صورت رگه‌های کوارتز تورمالین درون گرانودیوریت‌ها دیده می‌شود. تورمالین‌های توده‌ای در پگماتیت‌ها به‌صورت کروی و بیضوی، کشیده و شعاعی دیده می‌شود و گاهی مقدار آن به اندازه‌ای است که می‌تواند از نوع تورمالینیت باشد. در مقیاس میکروسکوپی، تورمالین‌های توده‌ای به‌صورت قهوه‌ای-سبز، گاهی با رنگ تداخلی (اینترفرانس) بسیار شدید و تورمالین‌های رگه‌ای از نوع قهوه‌ای-سبز و آبی (ایندیکولیت) هستند. ایندیکولیت مربوط به فاز تأخیری تورمالین و جدیدتر از تورمالین‌های قهوه‌ای-سبز است. برپایه داده‌های تجزیه کانی تورمالین با ریزکاو الکترونی و نمودارهای گوناگون، تورمالین‌های این ناحیه آهن‌دار و از نوع شورل هستند. تورمالین درون پگماتیت بیشتر قلیایی با گرایش به سمت جایگاه خالی و تورمالین رگه‌های کوارتز تورمالین از نوع جایگاه خالی هستند. شکل داربودن و نبود منطقه‌بندی شیمیایی، بالا بودن مقدار Al و Fe/Fe+Mg، نقصان در جایگاه X تورمالین‌ها و فراوانی تورمالین در سنگ میزبان گرانیتویدی فقیر از Li نشان‌دهنده ماگمایی بودن خاستگاه تورمالین‌ها و غنی‌شدگی آنها از B است. برپایه تجزیه‌های زمین‌شیمیایی، وجود بی‌هنجاری منفی Ba، Eu، Nb و Sr در نمونه‌های منطقه و جدایش پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار، عامل مهمی در تحول ماگمایی سنگ‌های منطقه به‌شمار می‌رود. بررسی‌های انجام‌شده نشان‌دهنده سازگاری خوب میان نتایج بررسی‌های سنگ‌نگاری، شیمی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب هستند.

واژه‌های کلیدی: پگماتیت، شورل، عنصرهای خاکی کمیاب، تاشینا، سرکان

* vahid.shahrokhi@gmail.com

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.123375.1185>

Copyright©2021, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

مقدمه

بررسی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب در تعیین خاستگاه زمین‌شیمی و شناسایی عملکرد فرایندهای مختلف در جدایش بلورین و تفریق ماگما مؤثر است (Van Hinsberg, 2011). تورمالین‌ها نیز از این قاعده مستثنی نیستند. مقاومت بالا، پایداری در بازه گسترده‌ای از دما (۱۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد)، فشار یک تا ده کیلوبار، همچنین، پیچیدگی و تنوع ترکیب شیمیایی موجب توانایی بسیار بالا در جایگزینی عنصرهای مختلف در ساختار بلوری پیچیده آن شده و موجب کاربرد آن در بررسی‌های سنگ‌زایی شده است (Manning, 1982; Henry and Guidotti, 1985; London and Manning, 1995; Khalili and Mackizadeh, 2012).

کانی تورمالین کاندیدای خوبی برای بررسی و تعیین شاخص‌های زمین‌شیمیایی و جایگاه زمین‌شناسی سنگ میزبان خود است (Henry and Dutrow, 1996; Dutrow and Henry, 2011; Van Hinsberg et al., 2011a, b). رفتار عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب در تورمالین‌ها چه‌بسا نشان‌دهنده رفتار بلورین و یا ذوب‌بخشی آنهاست؛ به‌گونه‌ای که عنصرهای ناسازگار در بخش مذاب با جدایش بلورین و عنصرهای سازگار در مذاب تهی‌شده متحرک می‌شوند (Michael et al., 2013). رفتار عنصرهای کمیاب در فرایند ذوب‌بخشی متأثر از سنگ‌شناسی و بود یا نبود کانی خاص است (Bea et al., 1994). تورمالین‌های پدیدآمده از ذوب‌بخشی نسبت به تورمالین‌های پدیدآمده از جدایش بلورین Li, Be, Rb و Zn کمتر و V و Sr بیشتری دارند (Michael et al., 2013). همچنین، تورمالین در گرانیت‌ها در مقایسه با متاولکانیک‌ها، Th, Pb, REE, Ta, Nb, Li, Zn و

U بیشتر و V, Sr, Co, Sc و Ni کمتری دارند (Galbraith et al., 2009). بررسی‌ها نشان می‌دهند تورمالین‌های بخش میانی پهنه سنندج-سیرجان (از همدان تا الیگودرز) بیشتر از نوع شورل و ماگمایی هستند و پهنه‌بندی شیمیایی ندارند (Shabani, 2012; Mirsepahvand et al., 2012; Sepahi Garoo et al., 2014; Mousavi, 2015; Mirlohi and Khalili, 2016; Moradi et al., 2017; Shahrokhi and Delfani, 2019; Shahrokhi, 2020).

در این مقاله، برای نخستین بار ترکیب تورمالین در پگماتیت‌ها و رگه‌های کوارتز تورمالین ناحیه تاشینا به روش تجزیه زمین‌شیمیایی و همچنین، داده‌های ریزکاو الکترونی بررسی شده است. هدف این مقاله بررسی ساز و کار و شرایط احتمالی پیدایش، محیط پیدایش، نوع و خاستگاه تورمالین‌های ناحیه تاشینا برپایه شواهد صحرایی، بررسی‌های میکروسکوپی و داده‌های شیمی کانی و زمین‌شیمی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب است که چگونگی جایگیری تورمالین در پگماتیت‌ها و نیز جایگاه پگماتیت‌ها را مشخص می‌کند.

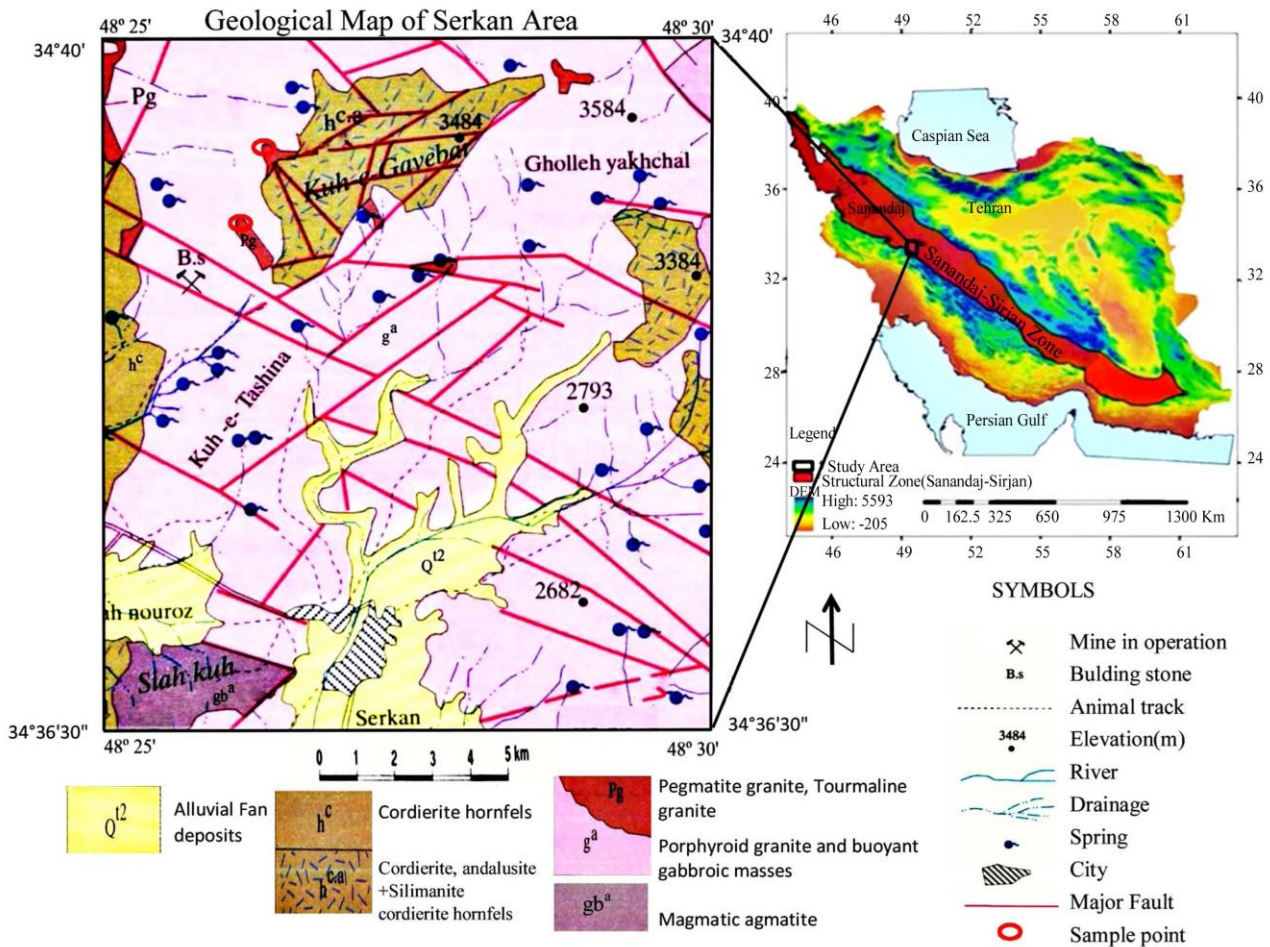
زمین‌شناسی منطقه

ناحیه تاشینا در ۱۰ کیلومتری شمال شهر سرکان، میان طول‌های جغرافیایی $48^{\circ} 25' 00''$ تا $48^{\circ} 30' 00''$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $34^{\circ} 36' 00''$ تا $34^{\circ} 40' 00''$ شمالی و در باختر برگه $1/100000$ توپوگرافیک سرکان جای دارد (شکل ۱). پگماتیت‌های این ناحیه بخشی از پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان (Stöcklin, 1968) به‌شمار می‌روند که در توده گرانیتوئیدی الوند نفوذ کرده‌اند.

سنگ‌های دگرگونی، واحدهای آذرین درونی و آبرفت‌های بادبزی عهده حاضر از مهم‌ترین واحدهای زمین‌شناسی در این ناحیه هستند

از توده آذرین درونی بازیک الوند (g^{ba}) و پگماتیت (P_g) هستند. گرانیت الوند در این ناحیه از نوع گرانیتوییدهای پورفیرویدی با ترکیب گرانیت-گرانودیوریت، سینیوگرانیت و مونزوگرانیت است.

(شکل ۱). هورنفلس‌های کردیریت‌دار (h^c)، هورنفلس‌های کردیریت-آندالوزیت‌دار و هورنفلس‌های کردیریت-سیلیمانیت‌دار (h^{c,a}) از واحدهای دگرگونی هستند. واحدهای آذرین نیز دربرگیرنده گرانیت الوند (g^a) به همراه آپوفیزه‌هایی



شکل ۱- نقشه زمین شناسی ناحیه تاشینا برپایه نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تویسرکان (Eshraghi and Mohmoudi Gharai, 2003) با اندکی تغییر

این توده آذرین درونی پراکنده شده و گرانیت‌های پورفیرویدی را قطع کرده‌اند (Eshraghi and Mohmoudi Gharai, 2003). بررسی‌ها نشان می‌دهند دایک‌های فلسیک با ترکیب آپلیتی و پگماتیتی، با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری، سنگ‌های گرانیتوییدی منطقه را قطع کرده‌اند.

توده آذرین درونی بازیک الوند در این ناحیه از سنگ‌های گابرویی تشکیل شده است. این توده با بافت گرانولار از کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن (اوژیت)، هیپرستن، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، آپاتیت، اسفن، کانی کدر و ... ساخته شده است. پگماتیت‌ها که بسیار گوناگون هستند در سرتاسر

ولاستونیت برای کلسیم، آلکالی فلدسپار برای سدیم و آلومینیم برای ۱۲ عنصر تجزیه شدند. ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵ کیلو الکترون ولت (KeV) و شدت جریان ۲۰ نانو آمپر (nA) بوده است. خطای آنالیز برای عنصرهای اصلی ۱٪ نسبی و برای عنصرهای فرعی ۵٪ نسبی است. فرمول ساختاری با نرم‌افزار GCDKit بر پایه ۳۱ اتم اکسیژن، با فرض مقدار استوکیومتری H_2O به صورت (OH) یعنی $OH+F=4$ اتم در واحد فرمول (apfu) و B_2O_3 نیز به صورت استوکیومتری به صورت ۳ اتم B در واحد فرمول (apfu) محاسبه شد. همچنین، مقدار Li اختصاص یافته به مکان بلورشناسی Y با توجه به نبود جای خالی در سایت‌های اکتاهدردی $[(T+Z+Y)-15=Li]$ ؛ از مجموع ایده‌آل کاتیون‌های پرکننده مکان‌های $T+Z+Y=15$ کم شد (Dutrow and Henry, 2011). ساختار بلوری تورمالین کاتیون‌های آهن و منگنز نیز دو ظرفیتی در نظر گرفته شدند (Bloodate et al., 1999) (جدول‌های ۱ و ۲).

همچنین، برای بررسی رفتار عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب تورمالین در این ناحیه، شمار ۸ نمونه تورمالین از مناطق تورمالین‌دار جداسازی شدند. با توجه به درشتی کانی تورمالین، جدایش دستی امکان‌پذیر بود؛ اما پس از شستشو، برای بررسی خلوص و جداسازی ناخالصی‌های احتمالی میکروسکوپ بیناکولار به کار برده شد. در پایان، تورمالین خالص پودر شد و تجزیه شیمیایی نمونه‌های به روش ICP-M، با نزدیک به ۱۲ گرم از هر نمونه در آزمایشگاه ALS-CEMEX کشور کانادا انجام شد (جدول ۳).

این سنگ‌ها با جایگیری توده گرانیتویدی مرتبط و محصول مرحله پایانی فعالیت ماگمایی هستند (Aliani et al., 2012). پگماتیت‌های ناحیه تاشینا در رده‌بندی پگماتیت‌های همدان به دو دسته شمالی و جنوبی (Valizadeh and Torkian, 1999)، در گروه پگماتیت‌های جنوبی رده‌بندی می‌شوند. این پگماتیت‌ها، بیشتر از نوع پگماتیت‌های تورمالین‌دار هستند و پگماتیت‌های کوارتز و مسکوویت‌دار، پگماتیت‌های آلومینوسیلیکات‌دار و رگه‌های کوارتزی و تورمالینیت را نیز دربر می‌گیرند. بررسی‌ها نشان می‌دهند دایک‌های پگماتیته و آپلیته توده گرانیتویدی الوند و هورنفلس‌های مجاور آنها پیامد فاز ماگمایی پایانی در این منطقه هستند (Sepahi Garoo et al., 2014).

روش انجام پژوهش

برای بررسی ترکیب، نوع و خاستگاه تورمالین، شمار ۳۰ نمونه از تورمالین در پگماتیت‌ها و ۱۰ نمونه از رگه‌های کوارتز تورمالین ناحیه تاشینا برگزیده شد. پس از تهیه مقطع‌های نازک- صیقلی و بررسی سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی آنها، شمار ۵ مقطع از تورمالین پگماتیت‌ها و ۲ مقطع از رگه‌های کوارتز تورمالین برای تجزیه ریزکاو الکترونی برگزیده شدند. برای بررسی شیمی کانی تورمالین شمار ۳۰ نقطه از مقطع‌های نازک- صیقلی برگزیده با دستگاه ریزکاو الکترونی مدل CAMECA-SX-100 در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران و با استانداردهای ژادیت سیلیکاتی برای سدیم، انستاتیت برای منیزیم، فایالیت برای آهن و منگنز، آپاتیت برای فسفر،

جدول ۱- داده‌های ریزکاو الکترونی برای تورمالین‌های درون پگماتیت‌های تاشینا به همراه فرمول ساختاری به دست آمده بر پایه ۳۱ اتم اکسیژن

Point No.	TS- 1	TS- 2	TS- 3	TS- 4	TS- 5	TS- 6	TS- 7	TS- 8	TS- 9	TS- 10
SiO ₂	37.4	37.26	37.38	37.02	36.72	36.79	36.9	37.46	37.5	36.7
TiO ₂	0.14	0.14	0.11	0.14	0.1	0.2	0.17	0.21	0.2	0.14
Al ₂ O ₃	34.52	35.14	35.21	34.38	35.38	33.97	34.2	35.05	35.04	36.1
Cr ₂ O ₃	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0.01
FeO	14.76	13.23	13.86	13.87	14.38	15.13	14.53	13.71	13.62	13.3
MnO	0.15	0.13	0.15	0.11	0.14	0.07	0.11	0.16	0.16	0.15
MgO	1.24	0.99	0.96	1.36	2.36	0.8	0.04	1.06	1.13	1.29
CaO	0.09	0.06	0.08	0.11	0.09	0.12	0.1	0.08	0.08	0.1
Na ₂ O	1.98	1.71	1.91	0.53	0.67	0.17	0.91	1.84	1.8	1.61
K ₂ O	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05
F	0.16	0.49	0.16	0.49	0.82	0.37	0	0.21	0.19	0.2
F=O	0	0	0.04	0	0	0	0	0.11	0	0
Total	90.36	88.72	89.80	87.57	89.93	87.36	87.00	89.80	89.57	89.6
Si	5.988	6.001	5.981	6.057	5.896	6.075	6.075	5.994	6	5.88
Ti	0.017	0.017	0.013	0.017	0.012	0.025	0.021	0.025	0.02	0.01
Al	6.514	6.67	6.64	6.629	6.695	6.611	6.636	6.61	6.60	6.82
Fe ²⁺	1.976	1.782	1.855	1.898	1.931	2.089	2.001	1.835	1.82	1.78
Mn	0.02	0.018	0.02	0.015	0.019	0.01	0.015	0.022	0.02	0.02
Mg	0.296	0.238	0.229	0.332	0.265	0.197	0.01	0.253	0.27	0.30
Ca	0.015	0.01	0.014	0.019	0.015	0.021	0.018	0.014	0.01	0.01
Na	0.615	0.534	0.593	0.568	0.509	0.554	0.59	0.571	0.55	0.49
K	0.006	0.006	0.01	0.01	0.008	0.008	0.011	0.01	0.008	0.01
Al (Y)	0.502	0.67	0.62	0.629	0.591	0.611	0.636	0.604	0.608	0.70
Al (Z)	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
T+Z+Y	15	15	15	15.057	15.120	15.075	15.075	15	15.001	15
X _{vac}	0.364	0.45	0.383	0.803	0.768	0.917	0.681	0.405	0.42	0.47
Na+K	0.621	0.54	0.603	0.578	0.517	0.562	0.601	0.581	0.558	0.50
X _{vac} +Na	0.979	0.984	0.976	1.371	1.277	1.471	0.740	0.976	0.970	0.96
R ²	2.771	2.708	2.724	2.874	3.106	2.907	2.662	2.714	2.723	2.81
Fe/Fe+Mg	0.869	0.882	0.89	0.851	0.773	0.913	0.995	0.878	0.870	0.85
Mg/Mg+Fe	0.130	0.117	0.110	0.149	0.121	0.087	0.004	0.121	0.129	0.144

جدول ۱- ادامه

Point No.	TP- 11	TP- 12	TP- 13	TP- 14	TP- 15	TP- 16	TP- 17	TP- 18	TP- 19	TP- 20
SiO ₂	36.03	36.33	36.22	36.49	36.02	36.01	36.34	36.15	36.16	36.38
TiO ₂	0.43	0.28	0.33	0.2	0.29	0.09	0.02	0.07	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	33.13	33.41	33.25	33.18	33.34	33.82	33.51	33.4	32.92	33.38
Cr ₂ O ₃	0	0.01	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0
FeO	15.58	15.46	16.13	15.63	15.87	16.49	16.26	16.3	16.15	16.11
MnO	0.11	0.09	0.09	0.09	0.1	0.16	0.15	0.18	0.17	0.16
MgO	0.43	0.48	0.44	0.5	0.45	0.11	0.11	0.09	0.08	0.01
CaO	0.08	0.08	0.07	0.07	0.09	0.08	0.1	0.08	0.07	0.08
Na ₂ O	1.74	1.99	1.99	0.82	1.65	1.99	1.81	1.85	1.11	0.68
K ₂ O	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05
F	0	0.09	0.2	0.08	0.29	0	0.22	0.35	0	0.31
F=O	0	0	0.04	0.08	0.04	0.12	0	0.09	0.15	0
Total	89.53	90.41	91.03	91.38	89.84	90.69	91.76	91.19	90.99	89.53
Si	5.99	5.99	5.977	6.074	5.98	5.94	6.005	5.994	6.066	6.07
Ti	0.054	0.035	0.041	0.025	0.036	0.011	0.002	0.009	0.005	0.004
Al	6.491	6.492	6.466	6.509	6.524	6.575	6.526	6.527	6.509	6.572
Fe ²⁺	2.17	2.15	2.25	2.18	2.21	2.30	2.26	2.27	2.25	2.24
Mn	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002
Mg	0.011	0.012	0.011	0.012	0.011	0.003	0.003	0.002	0.002	0.001
Ca	0.014	0.014	0.012	0.012	0.016	0.014	0.018	0.014	0.013	0.014
Na	0.561	0.636	0.637	0.265	0.531	0.636	0.58	0.595	0.661	0.522
K	0.011	0.011	0.006	0.011	0.011	0.006	0.008	0.006	0.006	0.011
Al (Y)	0.481	0.482	0.443	0.509	0.504	0.514	0.526	0.52	0.509	0.572
Al (Z)	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
T+Z+Y	15.066	15	15	15	15.07	15	15	15.00	15	15.07
X _{vac}	0.414	0.339	0.345	0.712	0.442	0.344	0.394	0.385	0.62	0.755
Na+K	0.572	0.647	0.643	0.276	0.542	0.642	0.588	0.601	0.667	0.533
X _{vac} +Na	0.975	0.975	0.982	0.977	0.973	0.98	0.974	0.98	0.981	0.975
R ²	0.711	0.71	0.68	0.74	0.737	0.749	0.757	0.752	0.738	0.798
Fe/Fe+Mg	0.994	0.994	0.995	0.994	0.995	0.998	0.998	0.999	0.999	0.999
Mg/Mg+Fe	0.005	0.006	0.004	0.005	0.004	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001

جدول ۲- داده‌های ریزکاو الکترونی برای تورمالین‌های رگه‌های کوارتز- تورمالین تاشینا، به همراه فرمول ساختاری به دست آمده بر پایه ۳۱ اتم اکسیژن

Point No.	TR- 1	TR- 2	TR- 3	TR- 4	TR- 5	TR- 6	TR- 7	TR- 8	TR- 9	TR- 10
SiO ₂	36.99	36.35	36.69	36.50	37.50	35.99	36.75	36.20	37.31	36.40
TiO ₂	0.15	0.30	0.15	0.19	0.22	0.10	0.10	0.07	0.11	0.02
Al ₂ O ₃	34.41	33.39	36.09	33.21	35.11	33.79	35.41	33.39	35.15	33.41
Cr ₂ O ₃	0.01	0	0	0.01	0	0	0.01	0	0.01	0
FeO	13.90	15.50	13.29	15.59	13.69	16.50	14.40	16.29	13.24	16.09
MnO	0.09	0.10	0.16	0.10	0.15	0.15	0.15	0.20	0.10	0.15
MgO	1.40	0.50	1.30	0.49	1.10	0.09	2.40	0.10	1.01	1.01
CaO	0.09	0.10	0.09	0.10	0.10	0.07	0.12	0.10	0.10	0.08
Na ₂ O	0.55	2.01	1.59	0.85	1.86	1.98	0.70	1.87	1.75	0.70
K ₂ O	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.07
F	0.50	0.10	0.19	0.10	0.19	0.21	0.79	0.36	0.50	0.29
F=O	0	0	0	0.08	0.11	0.12	0	0.09	0	0
Total	88.19	88.40	90.14	87.19	90.08	88.91	90.87	88.61	89.31	88.22
Si	6.60	6.01	5.90	6.73	6.00	5.95	5.90	6.01	5.99	6.05
Ti	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Al	6.63	6.49	6.82	6.51	6.61	6.58	6.70	6.53	6.70	6.58
Fe ²⁺	1.90	2.20	1.8	2.20	1.84	2.40	1.93	2.30	1.79	2.20
Mn	0.02	0.001	0.02	0.001	0.02	0.002	0.02	0.003	0.02	0.002
Mg	0.333	0.012	0.29	0.012	0.26	0.003	0.27	0.002	0.24	0.001
Ca	0.02	0.015	0.01	0.012	0.014	0.014	0.015	0.014	0.01	0.014
Na	0.57	0.64	0.50	0.27	0.57	0.64	0.51	0.60	0.54	0.52
K	0.01	0.011	0.01	0.011	0.01	0.006	0.008	0.006	0.006	0.011
Al (Y)	0.63	0.49	0.82	0.51	0.61	0.58	0.57	0.52	0.70	0.58
Al (Z)	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
T+Z+Y	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
X _{vac}	0.81	0.34	0.47	0.71	0.41	0.35	0.77	0.39	0.45	0.75
Na+K	0.58	0.651	0.51	0.281	0.58	0.646	0.518	0.606	0.546	0.531
X _{vac} +Na	1.38	0.98	0.97	0.98	0.98	0.99	1.28	0.99	0.99	1.27
R ²	2.874	0.71	2.81	0.74	2.714	0.749	3.106	0.752	2.708	0.798
Fe/Fe+Mg	0.851	0.994	0.861	0.994	0.876	0.998	0.877	0.999	0.882	0.999
Mg/Mg+Fe	0.149	0.005	0.139	0.005	0.124	0.001	0.123	0.001	0.118	0.001

جدول ۳- داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (بر پایه ppm) تورمالین ناحیه تاشینا به روش ICP-MS

Sample No.	T- 1	T- 2	T- 3	T- 4	T- 5	T- 6	T- 7	T- 8
Be	3.1	5.3	3.3	2.4	4.2	4.3	2.9	3.4
V	5	12	5	5	5	5	5	5
Ba	128	233	12	25	24	46	140	168
Sr	4	41	11	5	10	14	13	10
Y	0.49	0.49	0.49	0.49	0.49	0.49	0.49	0.49
Zr	6	10	4	22	27	11	10	15
Cr	9	9	6	8	5	6	5	6
Co	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
Ni	2	3	2	2	1	2	2	2
Cu	5	9	24	5	4	5	6	5
Zn	45	29	32	52	21	19	37	21
As	1.1	0.8	26.8	28.9	4.2	1.4	0.9	37.8
Rb	41	121	31	37	7	41	45	146
Nb	7.7	16.5	3	5.1	0.9	3.8	5.5	6
Mo	0.5	0.2	0.7	0.8	0.6	0.7	1	0.6
Sn	8.1	42	9.2	10	1.8	3.7	13.1	6.9
Sb	1.1	1	0.8	0.8	0.6	0.6	0.5	0.049
Hf	0.49	0.49	0.49	0.8	0.88	0.49	0.49	0.5
Ta	1.15	7.17	0.8	1.42	0.43	2.87	2.17	3.38
W	0.5	2.1	0.49	0.49	0.49	0.49	0.7	0.49
Tl	0.21	0.62	0.2	0.24	0.09	0.28	0.26	1
Pb	13	24	24	21	23	26	21	58
Bi	0.09	1.6	0.2	0.09	0.5	0.3	0.3	0.9
Th	0.96	1.98	0.62	1.37	1.16	1.45	1.65	1.3

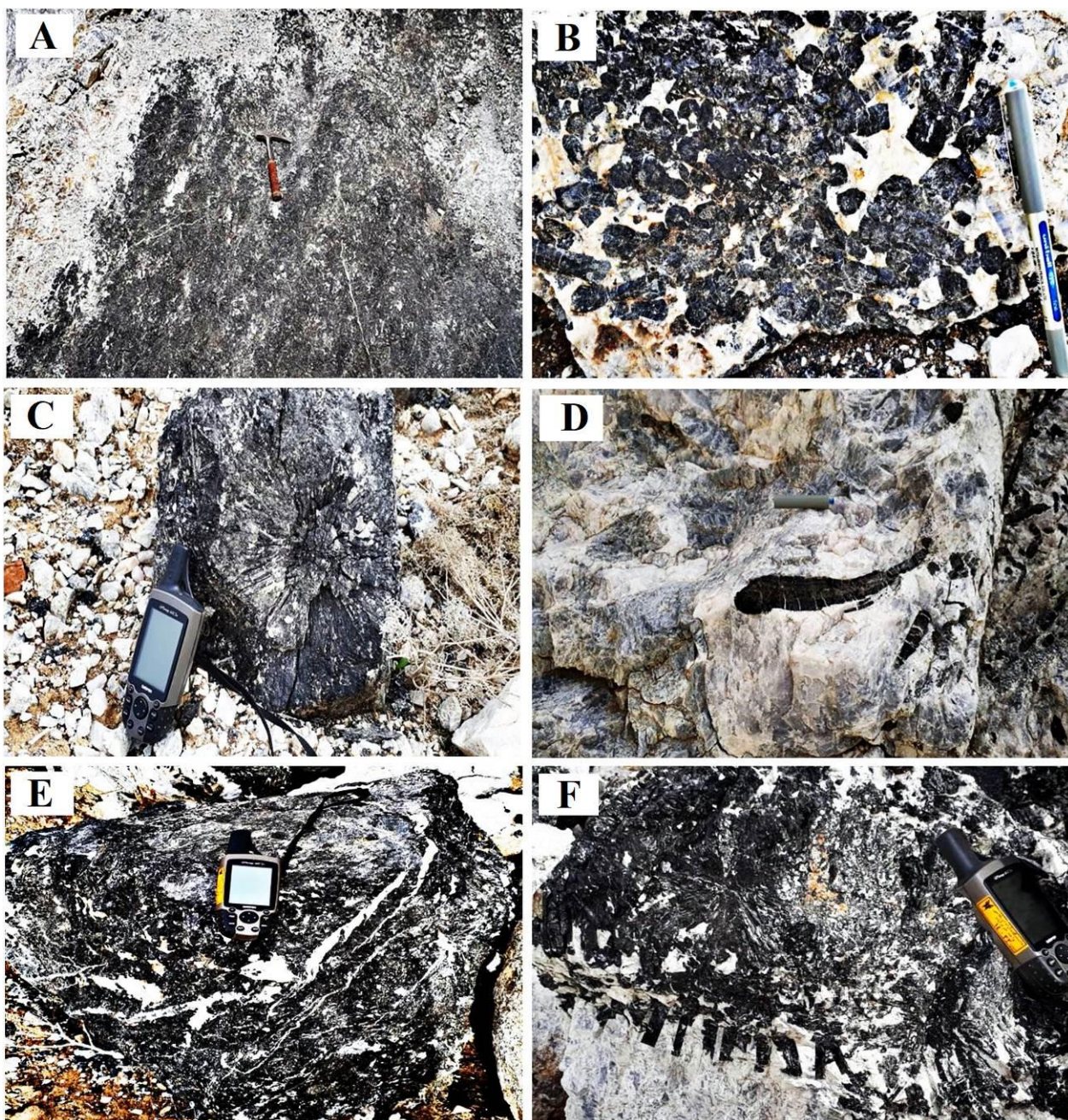
جدول ۳- ادامه

Sample No.	T- 1	T- 2	T- 3	T- 4	T- 5	T- 6	T- 7	T- 8
U	0.5	4.85	0.8	3.2	3	2.7	1.8	2.7
La	10.81	6.29	14.89	11.29	7.19	30.09	12.81	4.32
Ce	18.19	9.09	29.49	15.29	10.62	61.03	23.01	7.49
Pr	1.85	0.88	3.33	1.33	0.95	6.49	2.38	0.78
Nd	6.39	2.89	13.09	4.02	2.83	21.79	7.79	2.72
Sm	1.19	0.42	3.39	0.69	0.41	5.10	1.00	0.33
Eu	0.57	0.60	0.59	0.51	0.60	0.42	0.18	0.08
Gd	0.98	0.30	3.05	0.60	0.20	4.41	0.39	0.19
Tb	0.17	0.05	0.55	0.10	0.05	0.75	0.72	0.65
Dy	0.90	0.24	3.40	0.69	0.22	4.85	0.31	0.11
Ho	0.20	0.05	0.72	0.12	0.06	1.10	0.13	0.71
Er	0.70	0.12	2.15	0.44	0.12	3.19	0.12	0.45
Tm	0.09	0.05	0.40	0.10	0.06	0.55	0.11	0.39
Yb	0.79	0.19	2.49	0.69	0.19	3.79	0.81	2.51
Lu	0.14	0.07	0.45	0.13	0.10	0.66	0.50	0.13
ΣREE	34.97	21.24	77.99	36.00	23.60	144.22	50.26	20.86

سنگ‌نگاری توده گرانیتوییدی و ویژگی‌های واحدهای تورمالین دار

در ناحیه تاشینا پگماتیت‌های تورمالین‌دار به صورت توده‌ای و به شکل عدسی‌مانند برونزد دارند و ضخامت آنها تا ۳۰ متر نیز می‌رسد. این سنگ‌ها از دیدگاه ابعاد بلورها به صورت درشت‌بلور و متوسط‌بلور دیده می‌شوند. با توجه به بررسی‌های صحرایی و بررسی روابط میان واحدهای سنگی، پگماتیت‌های تورمالین‌دار سنگ‌های گرانیتوییدی را قطع کرده‌اند. تورمالین درون پگماتیت‌ها به شکل توده‌ای و رگه‌ای دیده می‌شود (شکل‌های ۲- A و ۴- A). تورمالین‌های توده‌ای به صورت تجمع‌ی از دانه‌های کروی و بیضوی تورمالین ۵ تا ۸ سانتیمتر (شکل ۲- B) و همچنین، به صورت کشیده به قطر ۵ سانتیمتر و طول ۳۰ سانتیمتر (شکل ۲- C) دیده می‌شوند. تجمع تورمالین در سنگ گاهی به صورت توده‌ای و همچنین، شعاعی است و همراه با کوارتز و فلدسپار دیده می‌شوند (شکل ۲- D). این تجمع‌ها گاه تا بیشتر از ۹۹ درصد و گاه به‌طور کامل تورمالین دارند و از نوع تورمالینیت هستند

(شکل ۲- E). در مجاورت رگه‌ها و در کناره‌های سنگ، ساخت‌شانه‌ای در تورمالین‌ها دیده می‌شود (شکل ۲- F). این ویژگی پیامد اختلاف دما میان پگماتیت‌ها و توده گرانیتوییدی است که موجب حضور تورمالین به صورت دانه‌ریز و فراوان می‌شود و به صورت یک سد زمین‌شیمیایی از تبادل مواد میان پگماتیت و سنگ میزبان جلوگیری می‌کند (Webber *et al.*, 1997). کانی‌شناسی پگماتیت‌ها ساده و بافت آنها گرانولار و پرتیتی است و در ترکیب کانی‌شناسی آنها کوارتز، تورمالین، ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز، مسکوویت، اسفن، زیرکن، آپاتیت و اکسید آهن دیده می‌شوند (شکل ۳- A). کوارتز خاموشی موجهی دارد. فلدسپارها از نوع پتاسیم‌دار و همچنین، پلاژیوکلاز آلکالن با ترکیب آلبیت- الیگوکلاز و ماکل تکراری بسیار باریک هستند و گاهی تا ۴ سانتیمتر طول دارند (شکل ۳- B). بیشتر این پلاژیوکلازها نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با دگرریختی ضعیف تا متوسط هستند و بیشترشان ماکل سرنیزه‌ای نشان می‌دهند و گاه دچار خمش ماکلی شده‌اند.



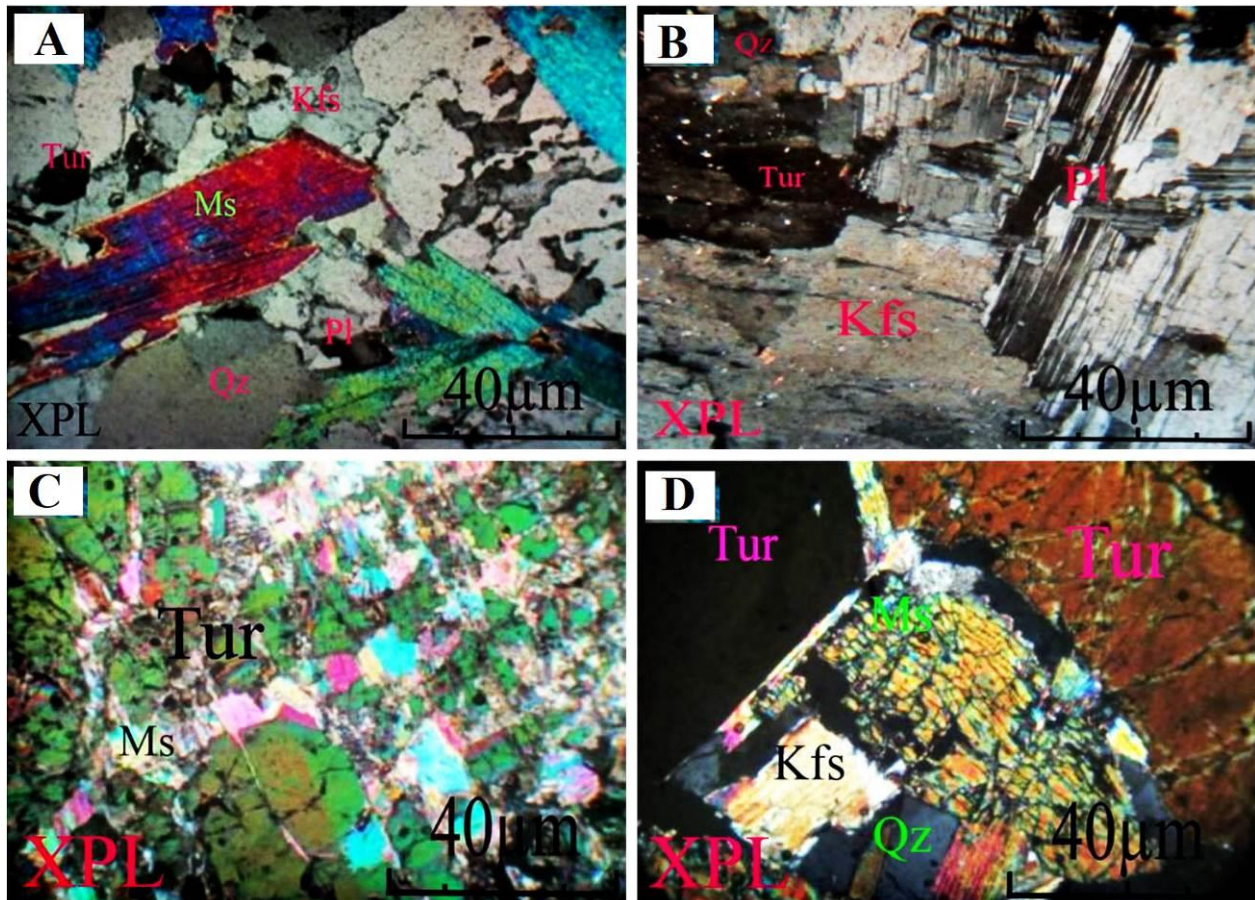
شکل ۲- تصویرهای صحرایی از ناحیه تاشینا. (A) تورمالین توده‌ای در پگماتیت‌ها؛ (B) تورمالین‌های توده‌ای به صورت تجمعی کروی و بیضوی شکل از دانه‌ها؛ (C) حضور تورمالین به صورت کشیده و بزرگ؛ (D) تجمع تورمالین به صورت شعاعی و همراه با کوارتز و فلدسپار؛ (E) حضور تورمالین توده‌ای با مقدار بیشتر از ۹۹ درصد و تشکیل تورمالینیت؛ (F) ساخت شانه‌ای در تورمالین

قهوه‌ای- سبز همراه با کوارتز و فلدسپار دیده می‌شود (شکل‌های ۳- C و ۳- D). گاه به علت رنگ تداخلی بسیار شدید در برخی تورمالین‌ها، چندرنگی به خوبی دیده نمی‌شوند.

پولک‌های مسکوویت درون تورمالین‌ها به صورت تخته‌ای و شکل‌دار با دگرریختی در حواشی بلوری و با ابعاد تا ۳ میلیمتر دیده می‌شوند. در زیر میکروسکوپ، تورمالین به صورت

تغذیه‌شونده دارند (Didier and Barbarin, 1991). در رگه‌های کوارتز- تورمالین، کانی‌های کوارتز، فلدسپار و مسکوویت دیده می‌شوند. کوارتز بخش عمده رگه را دربر می‌گیرد و با فلدسپار به صورت پلاژیوکلاز با ماکل تکراری و گاه آلیت، میکروکلین و پرتیت‌های درشت همراه است.

رگه‌های کوارتز- تورمالین در سنگ‌های گرانودیوریتی ناحیہ تاشینا دیده می‌شوند. این رگه‌ها دانه‌ریز هستند و تورمالین درون آنها با کوارتز، فلدسپار و مسکوویت فراگرفته شده است (شکل ۴- A). این تورمالین‌ها چه‌بسا پیامد سیالی غنی از عنصر بور (B) در فاز پایانی هستند و بیشتر آنها رگچه‌های نازک



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از تورمالین درون بگماتیت‌ها. (A) نمایی از بافت گرانولار شامل مسکوویت، پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار و کمی تورمالین در زمینه‌ای از کوارتز بی‌شکل؛ (B) بافت گرانولار در مجموعه پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار درشت‌بلور در کنار تورمالین؛ (C) تورمالین با مسکوویت فراوان درون شکستگی‌ها و فضاهای ثانویه آن؛ (D) کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار و مسکوویت در فاصله میان بلورهای تورمالین (نام اختصاری کانی‌ها بر پایه Whitney و Evans، ۲۰۱۰)

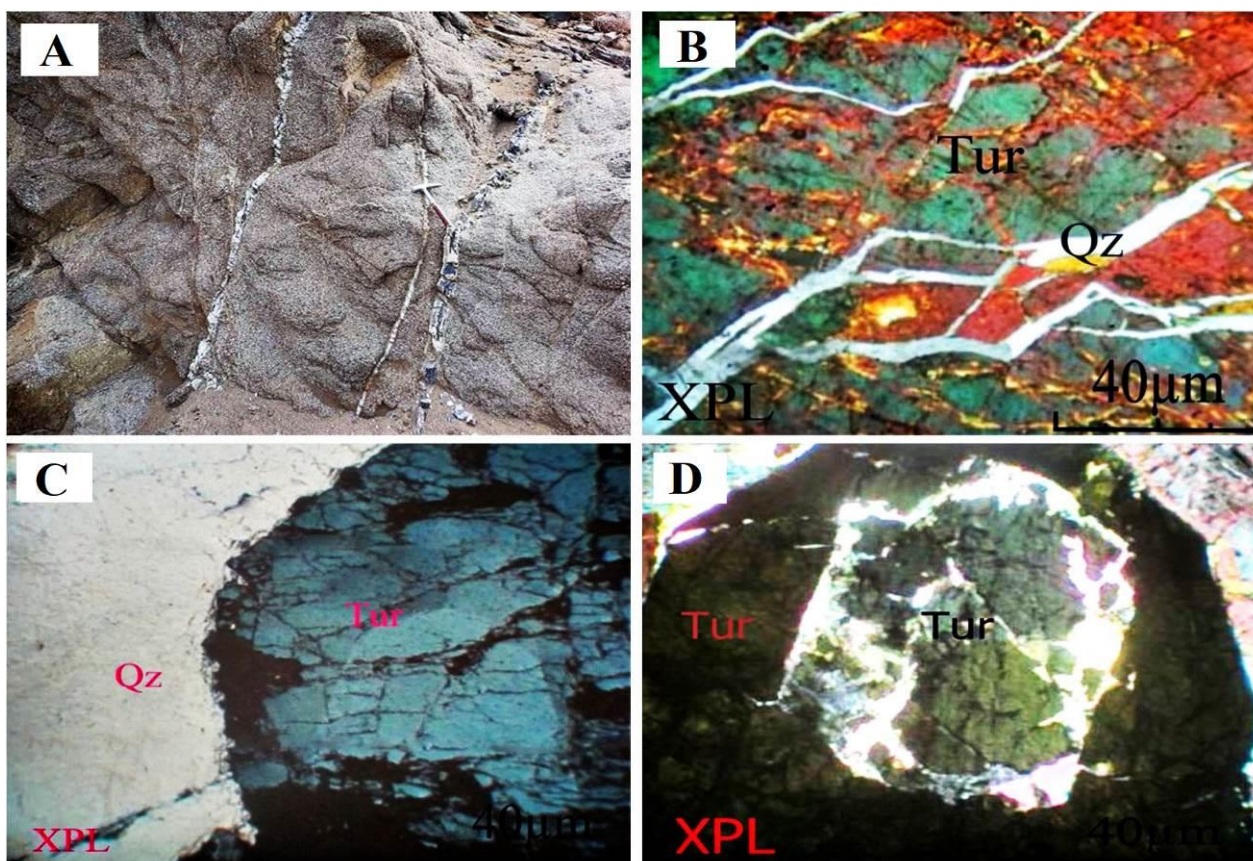
(شکل‌های ۴- B و ۴- C). تورمالین‌های با چندرنگی آبی (ایندیکولیت) به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (شکل ۴- D) دیده می‌شوند و

مسکوویت در اندازه بسیار درشت در کنار کوارتز و تورمالین به خوبی شناسایی می‌شود. این تورمالین‌ها گاه تا ۵ سانتیمتر طول دارند

دنبال افزایش مقدار Fe و Al رخ می‌دهد (Dietrich, 1985).

برپایه بررسی‌های انجام‌شده تورمالین‌های درون دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی توده الوند (در شمال ناحیه تاشینا و نزدیک شهر همدان) و سنگ‌های دگرگونی همبری وابسته به آنها از نوع شورل-دراویت هستند و در پی فرایندهای ماگمایی-گرمایی پدید آمده‌اند (Shabani, 2012; Sepahi Garoo *et al.*, 2014).

مربوط به فاز تأخیری تورمالین و از تورمالین‌های دیگر جدیدتر هستند (Dietrich, 1985). این تورمالین‌ها به صورت منشوری کوتاه تا میله‌ای و موازی محور نوری خود ویژگی‌های ویژه تورمالین را نشان می‌دهند. حضور تورمالین سوزنی در میان تورمالین‌های بزرگ‌تر نشان‌دهنده پیدایش تورمالین در دو فاز است. رنگ آبی در پی جایگزینی Fe^{2+} و Ti و Fe^{3+} و رنگ آبی و آبی مایل به بنفش تورمالین‌ها به



شکل ۴- تصویرهای صحرایی و میکروسکوپی از رگه‌های کوارتز-تورمالین. (A) نمایی از یک رگه کوارتز تورمالین قرار گرفته در میان گرانودیوریت‌ها؛ (B) حضور کوارتز در میان درزه‌ها و شکستگی‌های درشت‌بلور تورمالین؛ (C) تورمالین آبی (ایندیکولیت) در کنار کوارتز؛ (D) حضور تورمالین سوزنی در میان تورمالین‌های بزرگ‌تر (نام اختصاری کانی‌ها برپایه Whitney و Evans, ۲۰۱۰)

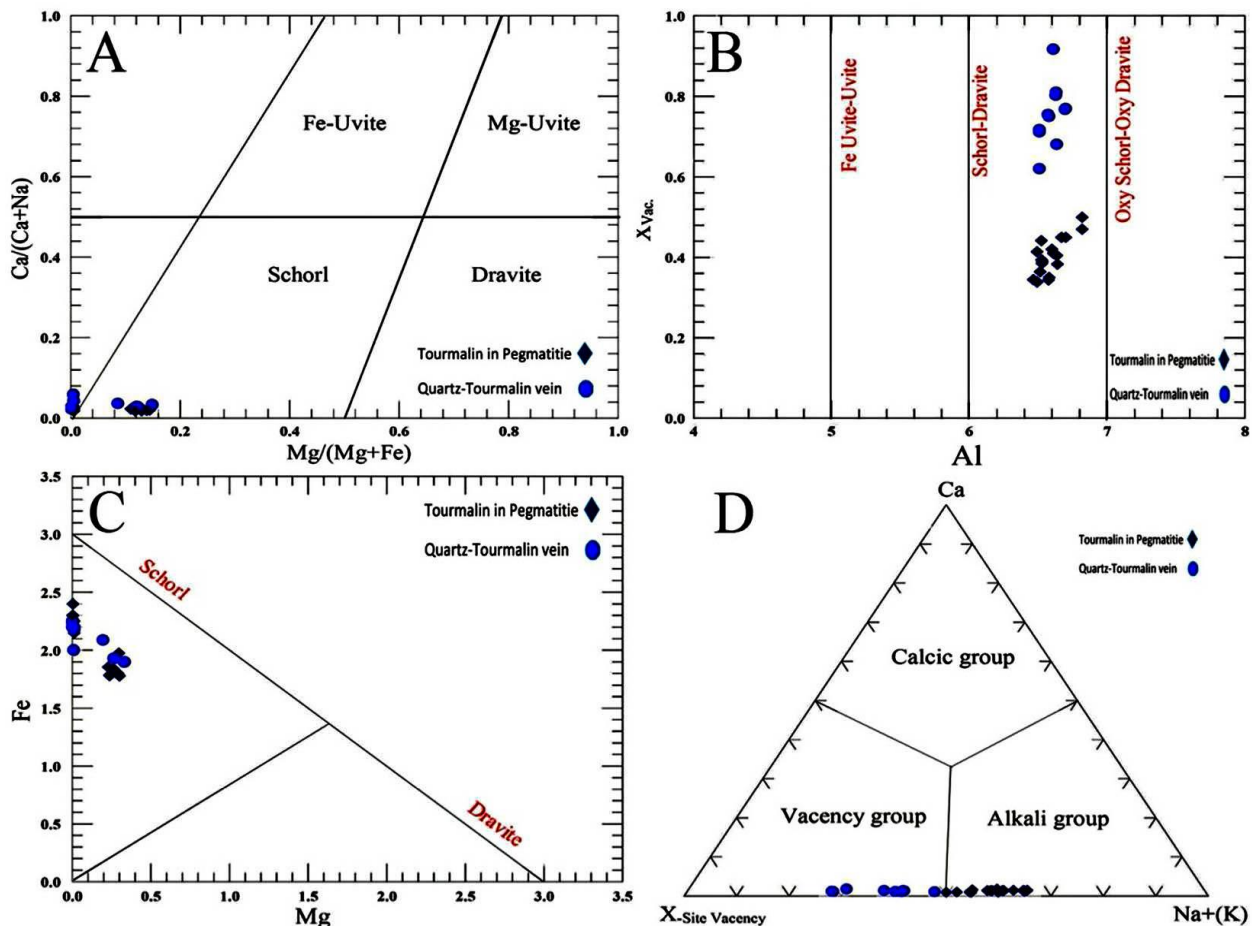
ترکیبی در نسبت‌های عنصری و رده‌بندی تورمالین‌ها، نمودار دوتایی $Mg/Mg+Fe$ در برابر $Ca/Ca+Na$ (Collins, 2010) به کار برده شد.

شیمی کانی تورمالین

برپایه بررسی شیمی کانی تورمالین‌ها (جدول‌های ۱ و ۲) و برای بررسی تغییرات

مقدار Fe^{2+} نسبت به Mg و پیروی نکردن مقدار Fe^{2+} و Mg از یکدیگر نشان‌دهنده پیدایش این تورمالین‌ها در محیط ماگمایی هستند (Cavarretta and Puxeddu, 1990). تورمالین‌های ماگمایی جانشینی عنصری کمتر و بور بیشتری نسبت به تورمالین‌های گرمایی دارند (Weisbrod *et al.*, 1986). پس تورمالین‌های ناحیه تاشینا به علت ارتباط با توده مذاب به صورت ماگمایی و در پی نفوذ دوباره ماگما درون توده اصلی گرانیتی پدید آمده‌اند.

برپایه این نمودار، همه تورمالین‌ها در قطب شورل جای گرفته‌اند (شکل ۵- A). نبود منطقه‌بندی شیمیایی در تورمالین‌های ناحیه تاشینا نیز نشان‌دهنده این نکته است (Pesquera *et al.*, 1999). همچنین، این نمودار نشان‌دهنده نسبت کم $Mg/Mg+Fe$ است. از آنجایی که تورمالین‌های ماگمایی در مقایسه با تورمالین‌های گرمایی، مقدار نسبت $Mg/Mg+Fe$ کمتری دارند (Henry and Guidotti, 1985)، پس تورمالین‌های بررسی شده خاستگاه ماگمایی دارند. از سوی دیگر، بالابودن



شکل ۵- جایگاه ترکیبی تورمالین‌های ناحیه تاشینا. (A) نمودار $Mg/Mg+Fe$ در برابر $Ca/Ca+Na$ (Collins, 2010)؛ (B) نمودار Al نسبت به X_{vac} (London and Manning, 1995)؛ (C) نمودار تغییرات Mg در برابر Fe (London and Manning, 1995) (جای گرفتن نمونه‌ها در زیر خط $\sum(Fe+Mg)=3$ و در ناحیه شورل نشان‌دهنده مقدار Fe بیشتر در مقایسه با Mg است)؛ (D) نمودار سه‌تایی Ca ، $Na+K$ ، X_{Site} (Hawthorne and Henry, 1999)

گستره قلیایی قرار می‌گیرند. همچنین، تورمالین درون رگه‌های کوارتز-تورمالین در محدوده‌ای جای می‌گیرند که جایگاه X آنها خالی است (Trumbull and Chaussidon, 1999) (شکل ۵- D). این وضعیت نشان می‌دهد مقدار Na و K در جایگاه X نسبت به مقدار Ca در تورمالین درون پگماتیت‌ها بیشتر است و در رگه‌های کوارتز-تورمالین خالی است. برپایه بررسی‌های انجام‌شده، تورمالین‌های قلیایی در شرایط اسیدی و دمای کم پدید می‌آیند (Rosenberg and Foit, 1979; Collins, 2010).

در نمودار Ca در برابر Na (El-Harraz and Sharkaway, 2001) می‌توان حضور مقدار اندک اوویت در ساختار تورمالین را برپایه مقدار کم کلسیم ($Ca < 0.2$) اثبات کرد. بر این پایه، جانشینی‌های $(OH)^{-1}$ و $AlOMg^{-1}$ $AlNa^{-1}$ Mg^{-1} نشان‌دهنده وجود مقدار بالای Al در موقعیت Y (یا Al(Y) هستند (شکل ۶- A).

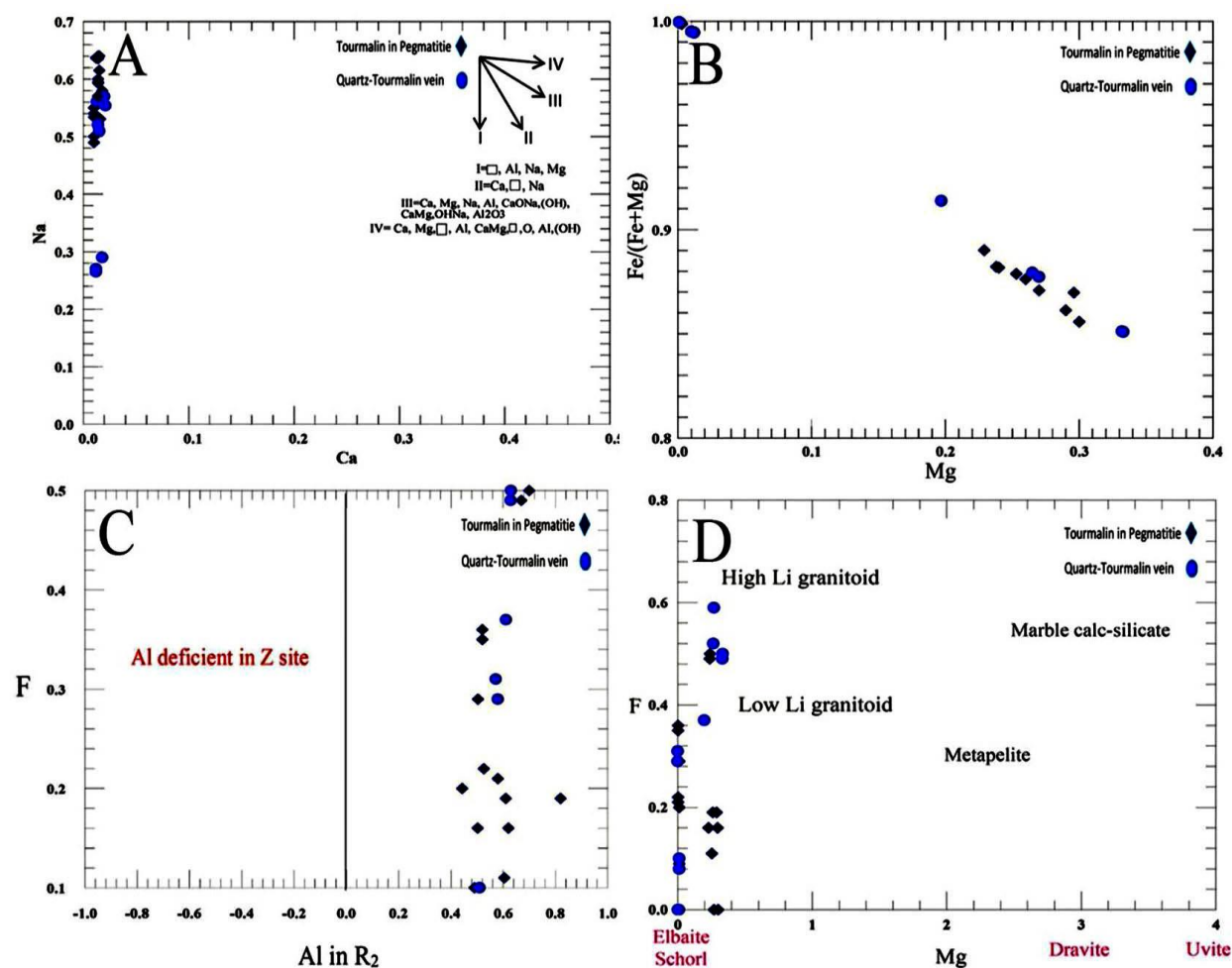
میزان غنی‌شدگی تورمالین‌ها از منیزیم در نمودار Mg در برابر Fe/Fe+Mg بررسی می‌شود. طیف غنی‌شدگی منیزیم در تورمالین‌های ناحیه تاشینا از ۰/۰۰۱ تا ۰/۳۳ (apfu) و میزان Fe/Fe+Mg از ۰/۷۷ تا ۰/۹۹ (apfu) در نوسان است. به این ترتیب، رگه‌های کوارتز-تورمالین نسبت به تورمالین درون پگماتیت‌ها غنی‌شدگی بیشتری در منیزیم و تهی‌شدگی بیشتری در نسبت Fe/Fe+Mg نشان می‌دهند (شکل ۶- B).

کمبود آلومینیم در جایگاه Z در نمودار Al در برابر F (London and Manning, 1995) بررسی می‌شود. برپایه این نمودار، میزان F در تورمالین‌های ناحیه تاشینا برابر با ۰ تا ۰/۸۲

در نمودار Al در برابر X_{vac} (London and Manning, 1995)، همه نمونه‌های تورمالین (شامل تورمالین درون پگماتیت‌ها و رگه‌های کوارتز-تورمالین) محتوای Al بالایی دارند و در گستره شورل-دراویت تا اکسی‌شورل-اکسی‌دراویت جای می‌گیرند (شکل ۵- B). برپایه این نمودار، جایگاه X خالی در رگه‌های کوارتز-تورمالین نسبت به تورمالین درون پگماتیت‌ها بیشتر است. به کمک نمودار Mg در برابر Fe چگونگی جانشینی‌های عنصری در تورمالین‌ها بررسی می‌شود (London and Manning, 1995). خط $\Sigma(Fe+Mg)=3$ در این نمودار ترکیب شورل-دراویت را نشان می‌دهد. حضور همه نمونه‌ها در زیر این خط، نشان‌دهنده نبود پرشدگی کامل در جایگاه Y و $\Sigma(Fe+Mg) < 3$ است. این پدیده می‌تواند پیامد شناسایی‌نشده عنصرهایی مانند Li با دستگاه ریزکاو الکترونی باشد که در این جایگاه قرار می‌گیرند و جانشینی کمبود آلکالی ($AlNa^{-1}$ $AlOMg^{-1}$) و همچنین، پروتون‌زدایی ($AlOMg^{-1}$ $(OH)^{-1}$) در آنها روی می‌دهد. میزان نسبت آهن (apfu) ۲-۱/۸ و منیزیم نسبت منیزیم (apfu) ۵-۰/۵ است. از این‌رو، بالابودن مقدار Fe^{2+} نسبت به Mg در تورمالین‌های درون پگماتیت‌ها نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی این تورمالین‌ها و پیدایش آنها از مذاب ماگمایی است (Cavarretta and Puxeddu, 1990) (شکل ۵- C). در نمودار سه‌تایی Ca، $X_{vacancy}$ و (Na+K) و برپایه جایگاه X و عنصرهایی که در این جایگاه قرار می‌گیرند تورمالین‌ها به انواع آلکان، کلسیک و $X_{vacancy}$ رده‌بندی می‌شوند (Hawthorne and Henry, 1999). برپایه این نمودار، تورمالین‌های درون پگماتیت‌ها محتوای آلکالی بالایی دارند و در

(2006) تعیین نوع سنگ میزبان از دیدگاه میزان لیتیم بررسی می‌شود. با توجه به تغییرات میزان F در تورمالین‌های ناحیه تاشینا، تورمالین‌های ناحیه تاشینا از نوع شورل با سنگ میزبان گرانیتوئید فقیر از Li هستند که این ویژگی با حضور مقدار اندک Mg در آنها همخوانی دارد (شکل ۶- D).

(apfu) و میزان Al(Y) از ۰/۴۴ تا ۰/۸۲ (apfu) متغیر است. از این‌رو، از آنجایی که تورمالین درون بگماتیت‌های گرانیتی مقدار Al(Y) بیشتری دارد پس تورمالین‌های تاشینا از آلومینیم غنی هستند و در محدوده تورمالین‌های با کمبود آلومینیم در جایگاه Z نگرفته‌اند (شکل ۶- C). در نمودار Mg برابر F (Yavuz *et al.*,



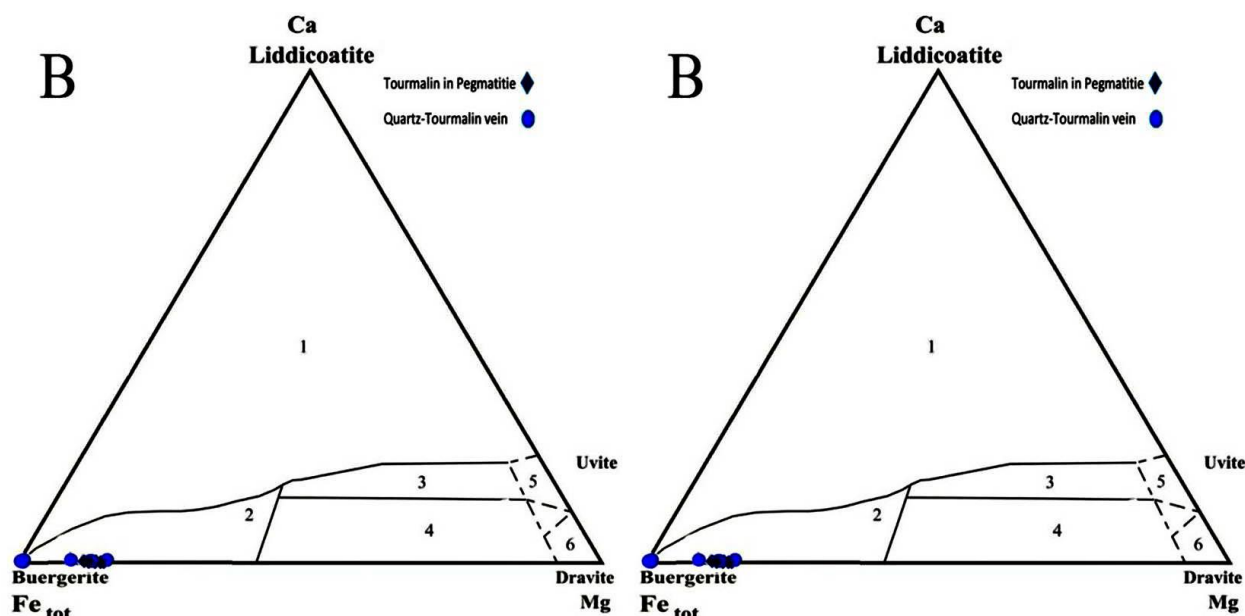
شکل ۶- جایگاه زمین‌شیمیایی تورمالین‌های ناحیه تاشینا. (A) نمودار Ca در برابر Na (Harraz and El-Sharkaway, 2001)؛ (B) نمودار Mg در برابر F (London and Manning, 1995)؛ (C) نمودار Al در برابر F (Yavuz *et al.*, 2006)؛ (D) نمودار Mg در برابر F (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴)

(1985) برپایه این نمودارها همه تورمالین‌های بررسی شده نزدیک به قطب شورل هستند و در محدوده تورمالین‌های با سنگ میزبان

سنگ میزبان تورمالین‌ها در نمودارهای سه‌تایی Mg, Fe, Al و Ca, Fe, Mg بررسی و شناسایی می‌شود (Henry and Guidotti,

تورمالین‌ها است و با سنگ‌شناسی محدوده اطراف این تورمالین‌ها نیز همخوانی دارد (شکل‌های A-۷ و B-۷).

گرانیتوئیدهای فقییر از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن جای می‌گیرند. این ویژگی نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی این



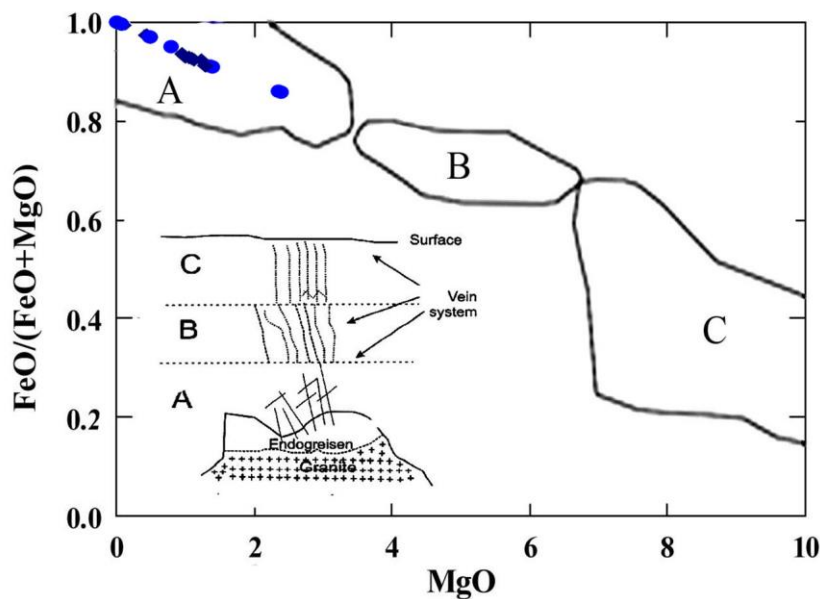
شکل ۷- جایگاه ترکیبی تورمالین‌های ناحیه تاشینا در نمودارهای سه‌تایی Ca-Fe-Mg و Al-Fe-Mg (Henry and Guidotti, 1985). نمودار A (Ca-Fe-Mg) نموده: ۱) گرانیتوئیدهای غنی از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها؛ ۲) گرانیتوئیدهای فقییر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها؛ ۳) سنگ‌های کالک‌سیلیکاته، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های غنی از Ca؛ ۴) سنگ‌های کوارتز-تورمالین، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقییر از Ca؛ ۵) متاکرینات‌ها؛ ۶) الترامافیک‌های دگرگون‌شده؛ B) نمودار Al-Fe-Mg (۱) گرانیتوئیدهای غنی از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها؛ ۲) گرانیتوئیدهای فقییر 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 ناهمزیست با یک فاز اشباع از آلومینیم؛ ۶) سنگ‌های کالک‌سیلیکاته، متاپلیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالین سرشار از Fe^{3+} ؛ ۷) الترامافیک‌های دگرگون‌شده با کلسیم کم و متاسدیمت‌های غنی از وانادیم و کروم؛ ۸) متاکرینات‌ها و متاپیروکسنیت‌ها (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴)

با دور شدن محل پیدایش تورمالین‌ها از توده گرانیتی کمتر می‌شود. این نسبت برای ذخایر بلافصل توده گرانیتی برابر تا ۰/۸ تا ۱ و برای سیستم‌های رگه‌ای که در فاصله برابر یا بیشتر از ۱ کیلومتر پدیدآمده باشند از ۰/۶ کمتر است (Weisbrod *et al.*, 1986). از آنجایی که مقدار نسبت $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ در نمونه‌های مختلف ناحیه تاشینا از ۰/۸ بیشتر است، پس عنصر بور از سیال‌های ماگمایی در مراحل تأخیری خاستگاه گرفته است و فاصله

در نمودار MgO در برابر $FeO/(FeO+MgO)$ فاصله توده آذرین درونی از محل ناحیه تورمالین‌دار مشخص می‌شود (شکل ۸). در تورمالین‌های واحدهای مختلف، مقدار بیشتر از ۰/۸ برای نسبت یادشده نشان‌دهنده برخاستن بور از سیال‌های ماگمایی در مراحل تأخیری است (Pirajno and Smithies, 1992). همچنین، مقدار $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ تورمالین نشان‌دهنده فاصله محل پیدایش تورمالین‌ها از توده گرانیتی است؛ به گونه‌ای که مقدار این نسبت

آندوگرانیته تا نزدیک به توده گرانیتی هستند و خاستگاه ماگمایی دارند. تورمالین‌هایی که نسبت FeO^*/FeO^*+MgO آنها از ۰/۸ بیشتر باشد، سیستم بسته ماگمایی دارند و بی دخالت سیال‌ها پدید آمده و با رسوب‌های غنی از Al آرایش نیافته‌اند (Pirajno and Smithies, 1992).

بگماتیت‌های تورمالین‌دار و رگه‌های کوارتز تورمالین در این منطقه از توده گرانیتی مادر آنها از یک کیلومتر کمتر است؛ این ویژگی با مشاهدات صحرایی همخوانی دارد. همچنین، جایگیری همه نمونه‌ها در محدوده A (شکل ۸) نشان می‌دهد تورمالین‌های ناحیه تاشینا از نوع



شکل ۸- نمودار MgO در برابر FeO^*/FeO^*+MgO (Pirajno and Smithies, 1992). A: میدان تورمالین‌های آندوگرانیته تا نزدیک به توده گرانیتی؛ B: میدان تورمالین‌های نزدیک به توده گرانیتی تا حد واسط؛ C: میدان تورمالین‌های دور از توده گرانیتی؛ نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴

(شکل ۹- A). برپایه این نمودار نمونه‌های تورمالین در ناحیه تاشینا از عنصرهای ناسازگار La, Rb, K غنی‌شدگی و از عنصرهای Ba, Sr, Nb و Ti بی‌هنجاری منفی به نمایش می‌گذارند. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده پیدایش از مذابی با خاستگاه پوسته‌ای هستند (Taylor and McLennan, 1985; Chappell and White, 1992). تهی‌شدگی Sr و همراهی آن با بی‌هنجاری منفی Ba در نمونه‌ها پیامد کاهش فراوانی فلدسپار هنگام جدایش بلوری است؛ زیرا Sr به‌جای کلسیم و پتاسیم در شبکه فلدسپار وارد می‌شود. Ba نیز به‌علت جان‌نشینی با پتاسیم در ارتوکلاز و بیوتیت و با جدایش این کانی‌ها بی‌هنجاری

زمین‌شیمی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب تورمالین

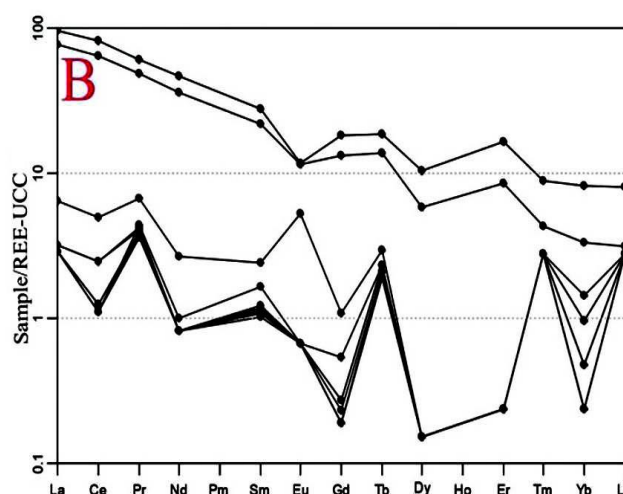
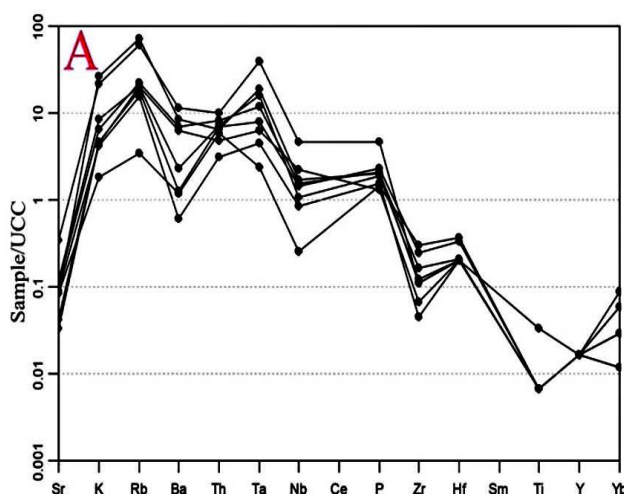
در تورمالین‌های ناحیه تاشینا، مقدارهایی از برخی عنصرها (مانند U, Zr, Th, Rb, Pb, Zn و Sr) شناسایی شدند (جدول ۳). حضور این عنصرها نشانه متاسوماتیسم گوه گشته‌ای با سیال‌های اقیانوسی فرورو و آرایش ماگما با سنگ‌کره قاره‌ای است (Atherton and Ghani, 2002). از آنجایی که خاستگاه احتمالی بگماتیت‌های تورمالین‌دار پوسته قاره‌ای است، ترکیب نمونه‌های تورمالین نسبت به پوسته قاره‌ای (Rudnick and Gao, 2003; Thompson, 1982; Boynton, 1984) بهنجار شد

که جدایش مقدار چشمگیری Eu از ماگما و جذب آن در شبکه بلوری پلاژیوکلاز را به دنبال دارد (Krauskopf and Bird, 1995). عنصر Eu در ماگما به دو صورت اکسایشی Eu^{2+} و Eu^{3+} دیده می شود. نسبت این دو به شرایط فوگاسیتته اکسیژن در ماگما بستگی دارد. یون Eu^{2+} جایگزین Ca^{2+} و تا اندازه بسیاری جانشین Sr در شبکه پلاژیوکلاز و یا دیگر سیلیکات ها می شود. همچنین، در ماگماهای نوع I و شرایط فوگاسیتته بالای اکسیژن، Eu به صورت Eu^{3+} پدیدار و بسته به ترکیب و روند جدایش بلورین ماگما، در کانی های مختلف پراکنده می شود و مسیرهای متفاوتی را می پیماید (Wilson, 1989; Richards and Kerrich, 2007). در مجموع، بی هنجاری منفی Eu در تورمالین ها بیشتر پیامد تبلور پلاژیوکلاز هنگام جدایش بلورین ماگماست (Tepper *et al.*, 1993)؛ اما بی هنجاری ضعیف Eu در تورمالین های منطقه چه بسا تا اندازه ای پیامد مقادارهای چشمگیر پلاژیوکلاز در سنگ های گرانیتوئیدی منطقه است که در پی جانشینی Eu به جای Sr و Ca روی داده است (شکل B - ۹).

منفی پیدا می کند (Wu *et al.*, 2003; Thuy *et al.*, 2004).

وجود بی هنجاری منفی Nb در تورمالین های منطقه تاشینا چه بسا نشان دهنده پیدایش آنها در محیط فرورانش است؛ زیرا سیال ها و مذاب های پدیدآمده از سنگ کوه اقیانوسی فرورو درون پوسته قاره ای و متاسوماتیسم کردن گوه گوشته ای بالای خودشان بی هنجاری منفی Nb را به دنبال دارد (Chappell, 1999).

مقدار عنصرهای خاکی کمیاب در مذاب، تغییر در رفتار سازگار این عنصرها میان مذاب و بلورها هنگام جدایش بلورین و همچنین، رفتار عنصرها هنگام تبلور کانی ها نشان دهنده الگوی رفتاری عنصرهای خاکی کمیاب در تورمالین هستند (Vincent, 2011). برپایه بررسی های انجام شده، عنصرهای HREE نسبت به LREE تمرکز کمتری دارند که این ویژگی تا اندازه ای پیامد عواملی مانند درجه کم ذوب بخشی، وجود گارنت بجامانده در سنگ خاستگاه و آغشتگی ماگماست (Romick *et al.*, 1992; Hoskin *et al.*, 2001) (شکل B - ۹). همچنین، در نمونه های تورمالین این منطقه، عنصر Eu بی هنجاری منفی نشان می دهد. این پدیده چه بسا پیامد تبلور پلاژیوکلاز از ماگمایی مافیک است



شکل ۹- ترکیب نمونه های تورمالین تاشینا در: A) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب پوسته قاره ای (Thompson, 1982)؛ B) نمودار فراوانی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده به ترکیب پوسته قاره ای (Boynton, 1984) (UCC: Upper Continental Crust).

برداشت

وجود تورمالین شکل‌دار در بگماتیت‌ها، نبود منطقه‌بندی شمیایی، و شکل‌های گوناگون تورمالین‌ها نشان‌دهنده غنی‌شدگی ماگمای سازنده از عنصر B با خاستگاه ماگمایی است. وجود نسبت بالای $FeO^*/FeO+MgO$ در اندازه بیشتر از ۰/۸ در تورمالین‌های ناحیه تاشینا نشانه روشنی از برخاستن بور از سیال‌های ماگمایی مراحل تأخیری است. جانشینی کاتیونی نشان‌دهنده قلیایی بودن تورمالین بگماتیت‌ها و وجود جایگاه خالی در تورمالین درون رگه‌های کوارتز تورمالین. نیز بالابودن نسبت Fe^{2+} به Mg است. به این ترتیب، تورمالین‌های ناحیه تاشینا از نوع قلیایی و ماگمایی هستند. برپایه بررسی‌های انجام‌شده، Al در موقعیت Y جایگزین شده است و همه نمونه‌ها در زیر $\sum(Fe+Mg) < 3$ قرار گرفته‌اند. برپایه بررسی‌های انجام‌شده تورمالین‌های ناحیه تاشینا بالاترین مقدار آهن و کمترین میزان Mg و همچنین، بالاترین نسبت $Fe/Fe+Mg$ و کمترین نسبت $Mg/Mg+Fe$ را دارند. بر این پایه، تورمالین‌ها خاستگاه ماگمایی دارند و در شرایط اسیدی و دمای کم پدید آمده‌اند.

تورمالین‌های این منطقه از نوع پرآلومین، با محیط تشکیل اسیدی و در محدوده ترکیبی گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، بگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آن و همچنین، آندوگرانیته تا نزدیک به توده گرانیتی هستند. فاصله آنها تا توده گرانیتی مادر از یک کیلومتر کمتر است و خاستگاه ماگمایی دارند. به این ترتیب، با توجه به قرارگیری نمونه‌ها در محدوده ترکیبی گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، بگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آن و با توجه به مقدار نسبت $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ و قرارگیری همه نمونه‌های تورمالین در محدوده A،

پس واحدهای دگرگونی در پیدایش تورمالین‌های منطقه تاشینا مؤثر نبوده‌اند.

سرشت پرآلومین و وجود تورمالین‌های اولیه در ناحیه تاشینا نشان‌دهنده وجود B و همچنین، مقدار Al لازم برای پیدایش تورمالین درون توده گرانیتوئیدی است. از سوی دیگر، حضور تورمالینیت و پیدایش آن نشان‌دهنده حضور مقادیر کافی عنصرهای Mg و Fe و بالابودن نسبت $FeO+MgO > 10$ است. پس توده گرانیتوئیدی عنصرهای Al، B، Mg و Fe مورد نیاز برای پیدایش تورمالین را فراهم کرده است.

نمودارهای بهنجار شده تورمالین نسبت به پوسته قاره‌ای غنی‌شدگی از عنصرهای ناسازگار (K، Th، La، Rb) و بی‌هنجاری منفی عنصرهای (Ti، Nb، Sr، Ba) را نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده پیدایش مذاب گرانیتی از خاستگاه پوسته‌ای هستند. فراوانی عنصرهای LILE (مانند: K، Th، Rb، La) به همراه Pb (جدول ۳) و تهی‌شدگی عنصرهای Ti و Nb به ماده مذاب با خاستگاه پوسته‌ای نسبت داده می‌شود. تمرکز کمابیش کم عنصرهای HREE نسبت به LREE در این نمودار تا اندازه‌ای پیامد عواملی مانند درجه کم ذوب‌بخشی، وجود گارنت بجامانده در سنگ خاستگاه و آغستگی ماگما است. همچنین، بی‌هنجاری منفی Eu در تورمالین‌های منطقه تا اندازه‌ای پیامد وجود فراوانی چشمگیر پلاژیوکلاز در سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه و در پی آن، جانشینی Eu به جای Sr و Ca است. همراهی بی‌هنجاری منفی Eu و بی‌هنجاری منفی Sr چه بسا پیامد جدایش بلورین پلاژیوکلاز و همراهی آن با بی‌هنجاری منفی Ba نیز شاید پیامد جدایش بلورین پتاسیم‌فلدسپار باشند. از این رو، وجود هر سه بی‌هنجاری منفی در نمونه‌های تورمالین منطقه،

جدایش بلورین پلاژیوکلاز و نیز پتاسیم‌فلدسپار، عوامل مهمی در تحول ماگمایی سنگ‌های منطقه به‌شمار می‌روند. نتایج بررسی این عناصرها در مجموعه نمونه‌های تورمالین، با نتایج بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی عنصرهای خاکی کمیاب و کمیاب سازگاری خوبی نشان می‌دهند.

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.
- Atherton, M. P. and Ghani, A. A. (2002) Slab break off: A model for Caledonian, late Granite syncollisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos* 62: 65–85.
- 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.
- Bloodate, E. S., Hughes, G. M., Dyar, M. D., Grew, E. S. and Guidotti, C. (1999) Linking structure and chemistry in the schorl–dravite series. *American Mineralogist* 84: 922- 928.
- Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63–114. Elsevier. Amsterdam.
- 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.
- Chappell, B. W. (1999) Aluminium saturation in I and S-type granites and the characterization of fractionated haplo granites. *Lithos* 46: 535- 551.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I and S- type granites in the Lachlan flod belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83: 1- 26.
- Collins A. (2010) Mineralogy and geochemistry of tourmaline in contrasting hydrothermal system, Copiapo area, Northern Chile. M. Sc. Thesis, University of Arizona, Arizona.
- Didier, J. and Barbarin, B. (1991) Enclaves and granite petrology. Elsevier.
- Dietrich, R. V. (1985) The tourmaline group. New York, Van Nostrand Reinhold.
- Dutrow, B. L. and Henry, D. J. (2011) Tourmaline: A geologic DVD. *Elements* 7(5): 301–306.
- Eshraghi, S. A. and Mohmoudi Gharai, M. M. (2003) Geological map of Toyserkan 1/100,000 sheet, No: 5659. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran.
- 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.
- Harraz, H. Z. and El-Sharkaway, M. F. (2001) Origin of tourmaline in the metamorphosed Sikait pelitic belt, southeastern desert, Egypt. *Journal of African Earth Science* 33: 391- 416.
- Hawthorne, F. C. and Henry, D. J. (1999) Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy* 11: 201- 215.
- Henry, D. J. and Dutrow, B. L. (1996) Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 33: 503–557.
- Henry, D. J. and Guidotti, C. V. (1985) Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolite–grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist* 70: 1- 15.
- Hoskin, P. W. O. (2001) Patterns of chaos: Fractal statistics and the oscillatory chemistry of zircon. *Geochimica Acta* 64(11): 1905- 1923.

- Khalili, K. and Mackizadeh, M. A. (2012) The occurrence of tourmaline in Kuh Zar (Baghoo) Au- Cu mine, south of Semnan province. *Iranian Journal of Petrology* 3(9): 57- 70 (in Persian).
- Krauskopf, K. B. and Bird, D. K. (1995) *Introduction to geochemistry*, New York. McGraw- Hill.
- London, D. and Manning, D. A. C. (1995) Chemical variation and significance of tourmaline from SW England. *Economic Geology* 90(3): 495- 519.
- Manning, D. A. C. (1982) Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Tailand. *Mineralogical Magazine* 45: 139- 147.
- 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.
- Mirlohi, A. and Khalili, M. (2016) Petrography and geochemistry of tourmaline nodules from Aderba leucogranite (northeast of Golpaygan). *Iranian Journal of Petrology* 27: 191- 205 (in Persian).
- Mirsepahvand, F., Tahmasebi, Z., Shahrokhi, S. V., AhmadiKhalaji, A. and Khalili, M. (2012) Geochemistry and source determination of tourmalines in Boroujerd area. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 20(2): 281- 292 (in Persian).
- Moradi, A., Shabanian Boroujeni, N. and Davodian Dehkordi, A. R. (2017) Geochemistry of granitoid pluton in northeastern of mine Jan (province Lorestan). *Journal of Economic Geology* 1: 191-205 (in Persian with English abstract).
- Mousavi, S. (2015) Mineral chemistry and geology of tourmaline in granitoid and metamorphic rocks in Zamanabad area, Hamedan Province M. Sc. thesis, Islamic Azad University, Khorramabad Branch, 140P (in Persian).
- 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.
- Richards, J. P. and Kerrich, R. (2007) Special Paper: Adakite- like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Society of Economic Geologists Inc.* 102(4): 537- 576.
- Romick, J. D., Kay, S. M., and Kay, R. M., (1992) The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc- alkaline andesite and dacite tephra from the central Aleutians, Alaska. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112: 101–118.
- Rosenberg, P. E. and Foit, F. F. Jr. (1979) Synthesis and characterization of alkali-free tourmaline. *American Mineralogist* 64: 180- 186.
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) The composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry* 3: 1–64.
- Sepahi Garoo, A. A., Salami, S. and Tabrizi, M. (2014) Geochemistry of tourmalines in aplitic and pegmatitic dikes from Alvand plutonic and metamorphic rocks of the Hamedan area. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 22(3): 495- 506 (in Persian).
- Shabani, Z. (2012) Investigation geochemical characteristics tourmaline in the Alvand area with a view of the boron of the economic geology source. M. Sc. Thesis, Khorramabad Branch, Islamic Azad University, Khorramabad, Iran (in Persian).
- Shahrokhi, S. V. (2020) Mineralogy and Geochemistry of Tourmalines in Malmir Area (East of Doroud-Iran). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 28(3): 645-658 (in Persian).
- Shahrokhi, S. V. and Delfani, H. (2019) Geochemistry and source determination of tourmalines in Mollataleb Area (North of Aligoudarz- Iran). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 27(2): 385- 400 (in Persian).

- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonic of Iran, A review. *American association of Petroleum Geologist Bulletin* 52(7): 1229- 1258.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) *The Continental Crust: Its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and Irving, A. J. (1993) Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: Generation of calc- alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 333- 351.
- Thompson, A. B. (1982) Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of the Royal Society of Edinburg, Earth Sciences* 87: 1-10.
- Thuy, N. T. B., Satir, M., Siebel, W., Vennemann, T. and Long, T. V. (2004) Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the dalat zone, Southern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 467- 482.
- Trumbull, R. B. and Chaussidon, M. (1999) Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite – pegmatic system in Swaziland. *Chemical Geology* 153: 125- 137.
- 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
- Van Hinsberg, V. J. (2011) Preliminary experimental data on trace- element partitioning between tourmaline and silicate melts. *The Canadian Mineralogist* 49(1): 153–163.
- Van Hinsberg, V. J., Henry D. J. and Dutrow, B. L. (2011) Tourmaline as a petrologic forensic mineral: a unique recorder of its geologic past. *Elements* 7(5): 327–332.
- Van Hinsberg, V. J., Henry, D. J. and Marschall, H. R. (2011) Tourmaline: an ideal indicator of its host environment. *The Canadian Mineralogist* 49(1): 1–16.
- Vincent, J. (2011) Preliminary experimental data on trace- element partitioning between tourmaline and silicate melt. *The Canadian Mineralogist* 49: 153- 163.
- 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. Volume of Abstracts, International Symposium Experimental Mineralogy and Geochemistry Nancy.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185-187.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach*. London (Unwin Hyman).
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wildes, S. A., Loc, H., Yui, T- F., Lin, Q., Ge, W. C. and Sun, D. Y. (2003) Highly fractionated I- type granites in NE chine (I) geochronology and petrogenesis. *Lithos* 66: 241- 273.
- Yavuz, F., Yavuz, V. and Sasmaz, A. (2006). Winclastour—a visual basic program for tourmaline formula calculation and classification. *Computers and Geosciences* 32: 1156–116.