Geochemistry and source of tourmaline from the Soheyle Pakuh granitoid body (North of Nain, Central Iran)

Mahin Mansouri Esfahani [1]*And Mohammad Bakhshi [2]
[1]Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran
[2]Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The Oligocene Soheyle Pakuh granitoid body is located in the Urumieh-Dokhtar zone, which composed predominately of granodiorite, diorite and granite with mafic, aplite dikes and iron-tourmaline veins. On the base of geochemical characteristics, the composition of the tourmalines is schorl-dravite series with more tendency toward schorl component. The R1+R2 versus R3 diagram as well as by changing the tuormaline composition from Schorl to Dravite, depletion from alkali increases. Using of the Ca-Fe-Mg and Al-Fe-Mg ternary diagrams display that the The tourmalines from the Soheyle Pakuh granitoid body associated with quartz- tourmaline, meta- pelites, ca- depleted meta- psamite and meta- pelites associated with Al-phase. Oscillatory chemical zoning in the tourmaline crystals by increasing of Mg, Na and Al values in the rims than to the core, point to effect of the hydrothermal fluids. The substitution process in the structure of the tourmalines Soheyle Pakuh granitoid body mostly in accordance with the $AlNa_{-1}Mg_{-1}$, $lOMg_{-1}(OH)_{-1}$ $AlOR^{2+}{}_{-1}(OH)_{-1}$, $Al(NaR)_{-1}$ $FeAl_{-1}$ exchange vectors. Since, the FeO/FeO+MgO ratio for is limited to 0.60-0.79 values, therefore, their source may be supposed by the way from magmatic system to a hydrothermal environment.

Key words: Geochemistry, Iron-tourmaline vein, Soheyle Pakuh, Urumieh- Dokhtar

* mansouri@cc.iut.ac.ir

Copyright©2018, 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.

پتـــــرولوژی، سال نهم، شماره سی و چهارم، تابستان ۱۳۹۷، صفحه ۱۲۳-۱۳۸
تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۳/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۵/۲۵

شیمی و خاستگاه تورمالین در توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه (شمال نایین، ایران مرکزی)

مهین منصوری‌اصفهانی [۱]* و محمد بخشی [۲]
[۱] دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران
[۲] گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان

چکیده
توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه با سن الیگوسن در پهنه ارومیه- دختر دربردارندهٔ واحدهای سنگیِ گرانودیوریت، دیوریت، گرانیت، به‌همراه دایک‌های مافیک، آپلیتی و رگه‌های آهن و تورمالین است. برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، تورمالین‌های تودهٔ گرانیتوییدی سهیل پاکوه ترکیب شورل مایل به دراویت دارند و از گروه آلکالی‌ها هستند. در نمودار R3 در برابر R1+R2 و با تغییر ترکیب تورمالین از شورل به سوی دراویت، تهی‌شدگی از قلیایی افزایش می‌یابد. در نمودارهای سه‌تایی Ca-Fe-Mg و Al-Fe-Mg، جایگاه پیدایش تورمالین‌ها در محدوده کوارتز- تورمالین- متاپسامیت‌ها، متاپلیت‌های فقیر از Ca، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همزیست با فازی اشباع از آلومینیم جای می‌گیرد. منطقه‌بندی شیمیایی نوسانی در بلورهای تورمالین با افزایش Mg، Na و Al در کناره‌های بلورها، تأثیر محلول‌های گرمابی را نشان می‌دهد. فرایند جانشینی در ساختار تورمالین‌های توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه بیشتر با بردارهای جایگزینی (مانند: $AlNa_{-1}Mg_{-1}$, $AlOMg_{-1}(OH)_{-1}$, $AlO(NaR)_{-1}$, $FeAl_{-1}$, $AlOR^{2+}{}_{-1}(OH)_{-1}$) همخوانی دارد. از آنجایی‌که میزان FeO/(FeO+MgO) در تورمالین‌های توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه برابر با ۰/۶۰ تا ۰/۷۹ است، پس چه‌بسا خاستگاه آنها را می‌توان گذری از یک سیستم ماگمایی به یک محیط گرمابی دانست.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی، رگه آهن- تورمالین، سهیل پاکوه، ارومیه- دختر

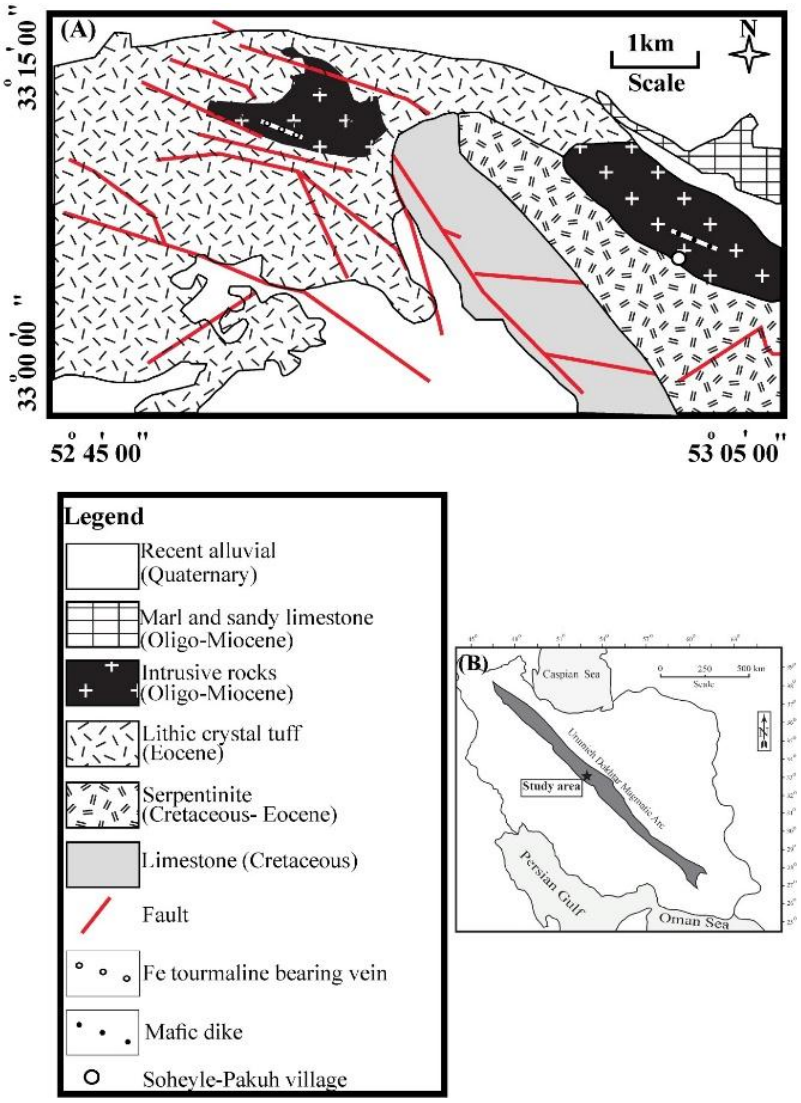
مقدمه
تورمالین دامنه پایداری گسترده‌ای در شرایط P-T دارد و ازاین‌رو، تاریخچه سنگی که در آن پدید آمده است را نشان می‌دهد (Slack, 1996)، همچنین، کانی ارزشمندی در بررسی طیف وسیعی از سیال‌های کانه‌ساز به‌شمار می‌رود (Griffin et al., 1996). تورمالین بیشتر در پگماتیت‌های گرانیتی، رگه‌های پنوماتولیتیک، پاره‌ای از گرانیت‌ها

* mansouri@cc.iut.ac.ir
Copyright©2018, 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.

و سنگ‌های دگرگونی متبلور می‌شود (Tindle *et al.*, 2002; Trumbull *et al.*, 2008; Yavuz *et al.*, 2008). بیشتر رگه‌های تورمالین‌دار با نهشته‌های ماگمایی- گرمابی گوناگون، رگه‌های مرتبط با سنگ‌های گرانیتوییدی، جانشینی، اسکارن و نهشته‌های پورفیری همراه هستند (Burianek and Novak, 2007). در کل، بوردار بودنِ مذاب‌های گرانیتی، کاهش دمای ذوب و نقطه تبلور، انتقال ترکیب نقطه کمینهٔ سیستم $Ab\text{-}Or\text{-}Qz\text{-}H_2O$ به سوی غنی‌شدگی از آلبیت، افزایش حلالیت آب و افزایش پایداری کوارتز را در پی دارد (Manning and Pichavant, 1983). تورمالین چه‌بسا کانی باشد که از مرحله آغازین تا پایان تبلور در شرایط ماگمایی متبلور می‌شود و یا کانی تأخیری باشد که در شرایط گرمابی تشکیل می‌شود (Burianek and Novak, 2007). همچنین، شاید این کانی در مرحله پنوماتولیتیک دگرسانی تورمالینی‌شدن با ورود بور در راستای شکستگی‌ها یا فضاهای خالی سنگ‌ها و هنگام واکنش آن با سنگ دیواره پدید آید. در جریان این پدیده، نخست بیوتیت مورد هجوم قرار می‌گیرد و تورمالین زرد رنگ پدید می‌آید و سپس تورمالین‌های آبی، یا سبز- آبی پدیدآمده جانشین فلدسپارها می‌شوند. تورمالین‌هایی که در پی فرایند گرمابی، از بیوتیت متبلور می‌شوند شاید همانند بلورهای نخستین (Primary mineral) تغییرنیافته باشند و یا اینکه چه‌بسا بعداً دچار تحلیل شوند. Akbari (۱۹۹۹) به بررسی سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری توده‌های نفوذی سهیل پاکوه و گلشکنان پرداخته است و برپایه سنگ‌شناسی منطقه، این توده را گرانیت I می‌داند. همچنین، Shirdashtzadeh و همکاران (۲۰۱۰) سنگ‌شناسی گدازه‌های بالشی و آمفیبولیت‌ها و تأثیر پدیدهٔ دگرگونی روی پریدوتیت‌های نایین و افیولیت‌های عشین را بررسی کرده‌اند. به باور آنها، افیولیت نایین از زمان پیدایش دچار چندین رویداد دگرگونی شده است؛ به‌گونه‌ای‌که در پی پدیدهٔ دگرگونی ناحیه‌ای در ژوراسیک زیرین، از سنگ‌های بازیک اقیانوسی آمفیبولیت پدید آمده است و این سنگ‌ها با اسکارن‌هایی پوشیده شده که از دگرگونی کربنات‌ها پدید آمده‌اند. همچنین، در کرتاسه بالایی در این افیولیت‌ها شماری دسته‌های دایک دگرگون‌شده و نیز پیلولاواها پدید آمده است. Bakhshi (۲۰۱۴) نیز بررسی‌هایی در زمینه سنگ‌زایی و پهنه زمین‌ساختی ماگمایِ سازندهٔ توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه (شمال نایین) انجام داده است. با توجه به اینکه تا کنون بررسی‌های گسترده‌ای روی شیمی کانی تورمالین‌های توده گرانیتوییدِ سهیل پاکوه انجام نشده است، در این بررسی تلاش می‌شود با به‌کارگیری شیمی کانی، تورمالین‌های گوناگون توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه، خاستگاه آنها و نیز سنگ‌زایی سنگ‌های تورمالین‌دار بررسی شوند.

زمین شناسی منطقه

منطقه سهیل پاکوه در ۴۰ کیلومتری شمال نایین و نزدیک به ۱۸۰ کیلومتری اصفهان است. از دیدگاه رده‌بندی‌های زمین‌شناسی، این منطقه در پهنه ارومیه- دختر و در محدوده نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین شناسی شمال نایین و انارک، میان طول‌های جغرافیایی ´۵۲°۴۵ تا ´۵۳°۵ خاوری و عرض جغرافیایی ´۳۳°۰۰ تا ´۳۳°۱۵ شمالی جای دارد (شکل ۱). این منطقه که در شمال پهنه افیولیتی نایین است، با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن قطع شده است (Davoudzadeh, 2003).

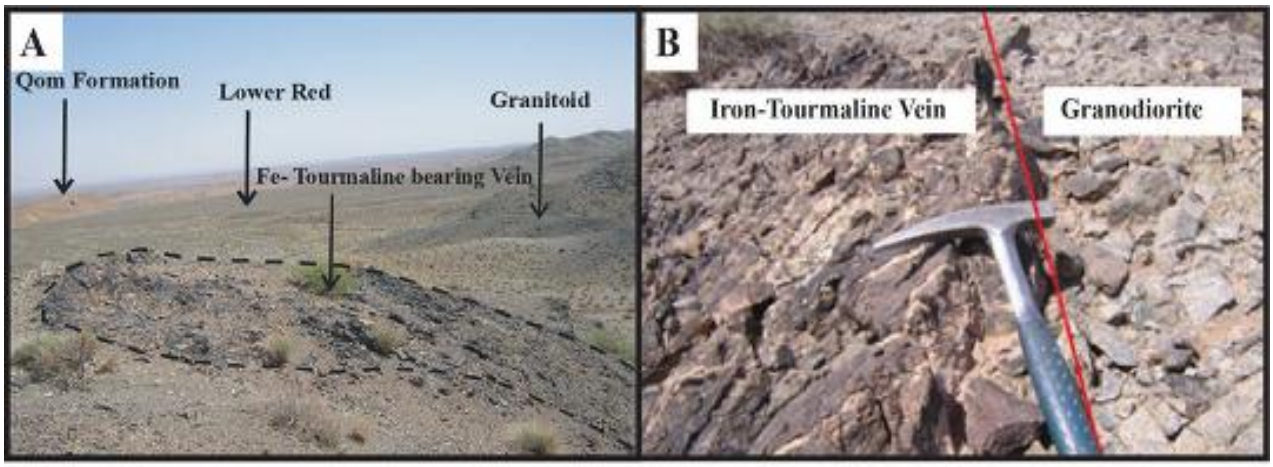


شکل ۱- نقشه ساده‌شده زمین‌شناسی توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه (برپایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ انارک (Amdi *et al.*, 1969)

بخش بزرگی از منطقه دربرگیرندهٔ توده‌های اولترابازیک (آمیزهٔ افیولیتی) کرتاسه بالایی و سنگ‌های آتشفشانی ترشیاری و رخنمون‌های کوچکی از توده‌های نفوذی است. آندزیت- داسیت و آذرآواری‌های وابسته از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن هستند که در باختر منطقه رخنمون دارند (Darvishzadeh, 2001). مجموعه توده نفوذی سهیل پاکوه با سن الیگوسن (۳۳ میلیون سال پیش) دربردارندهٔ طیف گسترده‌ای از سنگ‌های گوناگون است. گرانودیوریت، دیوریت، گرانیت، دایک‌های مافیک و گرانیتوییدی آپلیتی و رگه‌های آهن و تورمالین‌دار از فراوان‌ترین آنها هستند. این توده درون آمیزهٔ افیولیتی و سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری منطقه تزریق شده است. گستردگی رخنمون این سنگ‌ها اندک است و جوان‌تر از مجموعه افیولیتی و سنگ‌های آتشفشانی مجاور هستند (Darvishzadeh, 2001). بیشتر این دایک‌های مافیک به رنگ خاکستری تیره تا مایل به سبز تیره دیده می‌شوند و توده گرانیتوییدی را قطع کرده‌اند.

ویژگی‌های صحرایی رگه‌های تورمالین‌دار

توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه از واحدهای سنگی دیوریت، کوارتزدیوریت، گرانودیوریت، تونالیت، گرانیت و گرانیت آمفیبول‌دار و پیروکسن‌دار ساخته شده است. توده یادشده به‌صورت بیضوی‌شکل و در برخی جاها به‌صورت تپه‌ای و فرسایش‌یافته رخنمون پیدا کرده است. همچنین، در بخش‌هایی نیز به‌صورت مرتفع و ستیغ‌مانند است. شماری دایک‌های مافیک و گرانیتوییدی آپلیتی و رگه‌های کوارتز- تورمالین و نیز رگه آهن- تورمالین‌دار این توده گرانیتوییدی را قطع کرده‌اند. بیشتر این رگه‌ها دچار دگرسانی پنوماتولیتیک شده‌اند و ازاین‌رو، در حاشیه آنها رگه‌هایی از دگرسانی اپیدوت و کلسیت دیده می‌شوند. رگه‌های یادشده معمولاً در راستای گسل‌ها، درزها و شکاف‌ها دیده می‌شوند. در بخش شمال‌باختری منطقه سهیل پاکوه، بیشتر رگه‌های آهن- تورمالین‌دار با بزرگی چندین متر در واحدهای گرانودیوریتی جای دارند (شکل‌های ۲- A و ۲- B). تورمالین به‌صورت رگه و رگچه و همراه با اکسیدهای آهن دیده می‌شود. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک این توده تیره رنگ هستند؛ به شکل‌های کروی، بیضوی و برجسته‌مانند دیده می‌شوند و با سنگ میزبان مرز آشکار و گاه مرز تدریجی دارند.



شکل ۲- تصویرهای صحرایی از رگه‌های تورمالین‌دار: A) نمایی از رگه تورمالین–آهن‌دار در میان توده گرانودیوریت؛ B) شگستگی و خردشدگی در رگه تورمالین- آهن‌دار

روش انجام پژوهش

پس از نمونه برداری از سنگ‌های تورمالین‌دار، مقطع‌های نازک ساخته شدند و روی آنها بررسی سنگ‌شناسی با میکروسکوپ دو چشمی پلاریزان نوع Olympus مدل BH_2 انجام شد. برای بررسی ترکیب شیمیایی تورمالین رگه‌ای، شمار ۶ نمونه از این کانی در ۳۲ نقطه با دستگاه ریزکاو الکترونی (مدل SX Cameca 100؛ آزمایشگاه گروه زمین‌شناسی دانشگاه اکلاهماسیتی آمریکا) در شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰kev (کیلوالکترون‌ولت) و شدت جریان ۲۰ nA (نانوآمپر) تجزیه شدند. شماری از این داده‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند. محاسبه فرمول ساختاری این کانی برپایه ۳۱ آنیون (O, OH) و آهن کلِ دوظرفیتی انجام شد. میزان H_2O و B_2O_3 برای ساخت ۴ یون OH و ۳ یون B به روش استوکیومتری به‌دست آورده شد. برای به‌دست‌آوردن فرمول ساختاری

کانی از صفحه‌های گسترده (SpreadSheet) و همچنین، برای رسم نمودارها از نرم‌افزارهای Minpet 2.02 و Adobe Illustrator CS5 بهره گرفته شد.

جدول ۱- شماری از داده‌های ریزکاو الکترونی بلورهای تورمالین (برپایه درصد وزنی) در رگه آهن- تورمالین‌دار گرانیتوییدِ سهیل پاکوه (شمال نایین)، به‌همراه فرمول ساختاری (برپایه a.p.f.u.) برپایه ۳۱ آنیون (O, OH) و آهن کلِ دوظرفیتی

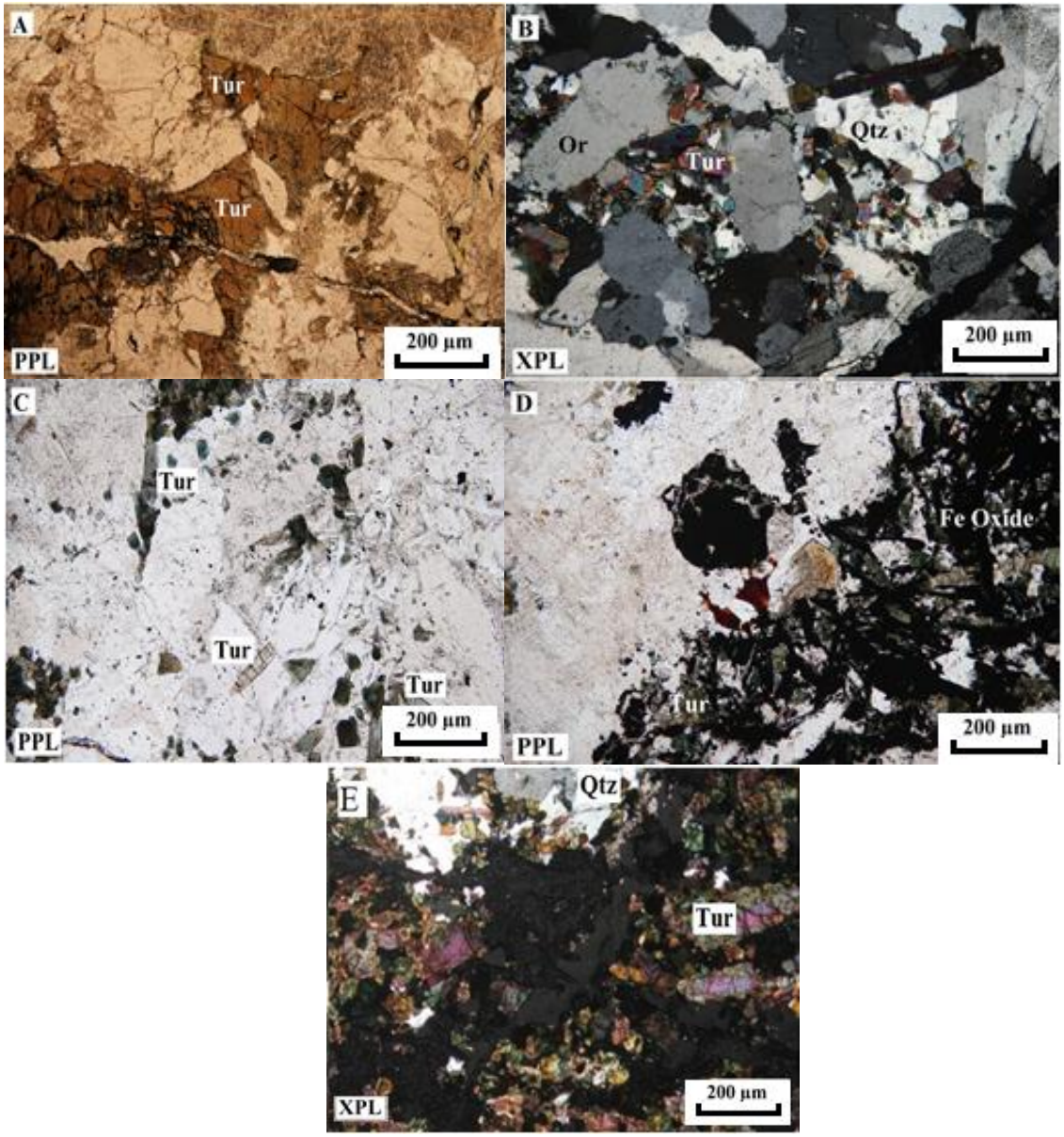
Sample No.	R1	R2	R3	R4	R5	C1	C2	C3	C4	C5
SiO_2	36.24	36.18	36.12	36.05	35.97	35.10	35.05	34.94	34.82	34.96
TiO_2	0.32	0.40	0.47	0.47	0.46	0.88	1.02	1.00	0.98	0.63
Al_2O_3	27.16	27.80	28.44	28.73	29.02	24.44	23.85	24.27	24.68	24.23
FeO	13.93	13.12	12.31	12.27	12.23	16.89	17.92	17.26	16.60	18.12
MgO	6.99	6.93	6.86	6.70	6.54	6.70	6.11	6.36	6.61	6.17
CaO	1.09	1.14	1.19	1.22	1.24	1.94	1.83	1.88	1.93	1.36
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na_2O	2.28	2.27	2.25	2.21	2.17	1.81	1.91	1.86	1.80	2.12
K_2O	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04
BaO	0.02	0.03	0.04	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01
F	0.00	0.05	0.10	0.07	0.04	0.11	0.16	0.19	0.22	0.13
H_2O	3.58	3.57	3.56	3.58	3.59	3.44	3.39	3.39	3.38	3.40
B_2O_3	10.39	10.42	10.44	10.45	10.45	10.12	10.06	10.08	10.10	10.05
O=F	0.00	0.02	0.04	0.03	0.02	0.05	0.07	0.08	0.09	0.06
Total	102.03	101.90	101.77	101.75	101.73	101.45	101.31	101.20	101.08	101.15
Si	6.06	6.02	5.97	5.97	5.96	6.03	6.05	6.02	5.99	6.05
Ti	0.41	0.24	0.06	0.06	0.05	0.11	0.13	0.13	0.12	0.08
B	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al	5.30	5.43	5.55	5.61	5.67	4.95	4.86	4.93	5.00	4.90
Fe^{2+}	1.94	1.82	1.70	1.70	1.70	2.43	2.58	2.48	2.38	2.61
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	1.75	1.72	1.69	1.71	1.74	1.72	1.60	1.65	1.69	1.59
Ba	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.19	0.20	0.22	0.22	0.22	0.36	0.35	0.35	0.35	0.25
Na	0.73	0.72	0.70	0.70	0.69	0.60	0.60	0.60	0.59	0.71
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.10	0.05	0.01	0.01
OH	4.00	3.97	3.94	3.96	3.98	3.94	3.93	3.90	3.87	3.92
F	0.00	0.03	0.05	0.04	0.02	0.06	0.09	0.10	0.11	0.07
Al(Y)	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.06	0.03	0.06	0.09	0.06
Mg(Y)	1.03	1.13	1.23	1.24	1.25	0.50	0.31	0.42	0.52	0.35
Al(Z)	5.30	5.42	5.54	5.59	5.63	4.81	4.76	4.80	4.85	4.79
Mg(Z)	0.70	0.58	0.46	0.42	0.37	1.19	1.24	1.20	1.16	1.22
Mg/(Mg+Fe)	0.47	0.49	0.50	0.50	0.51	0.41	0.38	0.40	0.42	0.38
$X_{vacancy}$	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.03	0.05	0.05	0.05	0.04
$X_{vacancy}$+Na	0.80	0.79	0.78	0.78	0.77	0.64	0.65	0.64	0.64	0.75
R1	0.92	0.92	0.92	0.92	0.91	0.96	0.95	0.94	0.94	0.96
R2	0.58	0.49	0.40	0.35	0.30	0.88	0.92	0.89	0.85	0.96
R3	5.85	5.74	5.63	5.69	5.74	5.10	5.03	5.09	5.16	5.00
R1+R2	4.61	4.46	4.31	4.33	4.35	5.10	5.13	5.07	5.02	5.16
$X_{vacancy}/(X_{vacancy}+Na)$	3.69	0.09	0.10	0.10	0.10	0.05	0.07	0.08	0.08	0.05
Mg*	3.28	4.30	4.03	4.04	4.05	4.23	4.42	3.96	3.53	3.10
Al*	6.12	4.86	5.17	5.14	5.12	4.97	4.82	5.24	5.58	5.92
Na*	0.74	0.84	0.61	0.61	0.61	0.68	0.85	0.64	0.66	0.72
Na*+Al*	0.09	6.25	6.38	6.43	6.48	5.78	5.73	5.78	5.84	5.77
Mg*+Ca	6.12	3.70	3.55	3.58	3.60	4.38	4.40	4.35	4.30	4.37
FeO/(FeO+MgO)	3.84	2.16	0.64	0.65	0.65	0.72	0.75	0.73	0.72	0.74
Fe+Mg	3.69	3.54	3.39	3.41	3.43	4.14	4.18	4.13	4.07	4.20
End member	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl

جدول ۱- ادامه

Sample No.	C6	C7	C8	C9	C10	R6	R7	R8	R9	R10
SiO_2	35.10	34.95	34.80	34.49	34.17	36.22	36.31	36.40	36.52	36.64
TiO_2	0.28	0.27	0.26	0.30	0.33	0.26	0.27	0.28	0.27	0.26
Al_2O_3	23.77	23.32	22.86	23.15	23.44	30.60	29.97	29.33	29.59	29.84
FeO	19.63	20.10	20.56	20.19	19.82	10.49	10.88	11.27	11.09	10.91
MgO	5.72	5.63	5.54	5.58	5.62	7.11	7.17	7.22	7.16	7.09
CaO	0.78	0.78	0.77	0.88	0.98	0.78	0.84	0.89	0.91	0.92
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na_2O	2.44	2.45	2.45	2.37	2.28	2.19	2.26	2.32	2.26	2.19
K_2O	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
BaO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02
F	0.04	0.05	0.05	0.03	0.00	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07
H_2O	3.42	3.41	3.40	3.42	3.43	3.64	3.62	3.60	3.61	3.61
B_2O_3	9.99	9.92	9.85	9.91	9.97	10.60	10.56	10.51	10.55	10.59
O=F	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03
Total	101.22	100.90	100.58	100.74	100.90	101.99	101.95	101.91	102.03	102.15
Si	6.10	6.06	6.01	6.07	6.13	5.94	5.99	6.03	6.02	6.01
Ti	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04
B	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al	4.80	4.76	4.72	4.72	4.73	5.85	5.74	5.64	5.74	5.83
Fe^{2+}	2.83	2.88	2.93	2.97	3.00	1.41	1.55	1.69	1.56	1.43
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.49	1.48	1.46	1.46	1.46	1.67	1.71	1.76	1.73	1.71
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.14	0.15	0.15	0.17	0.18	0.15	0.16	0.17	0.19	0.21
Na	0.83	0.78	0.74	0.75	0.75	0.72	0.73	0.74	0.73	0.72
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
OH	3.97	3.94	3.91	3.95	4.00	3.99	4.00	4.00	3.98	3.96
F	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.04	0.04	0.04
Al(Y)	0.04	0.03	0.03	0.07	0.11	0.09	0.06	0.03	0.02	0.01
Mg(Y)	0.17	0.09	0.01	0.06	0.10	1.53	1.48	1.42	1.45	1.47
Al(Z)	4.72	4.66	4.60	4.63	4.65	5.80	5.73	5.65	5.70	5.75
Mg(Z)	1.28	1.34	1.40	1.38	1.35	0.20	0.27	0.35	0.30	0.26
Mg/Mg+Fe	0.35	0.34	0.33	0.33	0.33	0.54	0.53	0.51	0.53	0.55
$X_{vacancy}$	0.02	0.06	0.10	0.08	0.05	0.12	0.10	0.08	0.07	0.07
$X_{vacancy}$+Na	0.85	0.85	0.84	0.82	0.81	0.84	0.83	0.82	0.80	0.78
R1	0.97	0.93	0.89	0.91	0.94	0.87	0.89	0.91	0.92	0.93
R2	1.06	1.14	1.22	1.16	1.09	0.17	0.23	0.28	0.19	0.10
R3	4.84	4.80	4.76	4.78	4.79	5.89	5.79	5.68	5.79	5.89
R1+R2	5.30	5.29	5.29	5.34	5.40	3.96	4.16	4.36	4.22	4.07
$X_{vacancy}/(X_{vacancy}+Na)$	0.02	0.07	0.12	0.09	0.07	0.15	0.12	0.10	0.09	0.09
Mg*	3.28	3.28	3.34	3.28	3.28	3.38	3.41	3.89	4.36	3.28
Al*	6.12	6.12	5.68	6.12	6.12	5.77	5.71	5.25	4.79	6.12
Na*	0.74	0.74	0.70	0.74	0.74	0.70	0.75	0.75	0.75	0.74
Na*+Al*	5.70	5.62	5.54	5.56	5.58	6.64	6.55	6.45	6.55	6.64
Mg*+Ca	4.44	4.47	4.51	4.56	4.60	3.21	3.40	3.59	3.45	3.31
FeO/FeO+MgO	0.77	0.78	0.79	0.78	0.78	0.60	0.60	0.61	0.61	0.61
Fe+Mg	4.32	4.36	4.40	4.43	4.46	3.08	3.27	3.45	3.30	3.15
End member	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite

سنگ‌نگاری

بلورهای تورمالین به‌صورت بلورهای بی‌شکل و با بزرگی ریز تا درشت، به رنگ‌های سبز مایل به قهوه‌ای بیشتر در نمونه‌های گرانودیوریت یافت می‌شوند (شکل ۳- A). همچنین، این کانی به‌صورت منفرد و میان‌بلوری در فرم تیغه‌ای و سوزنی گاه به‌صورت تجمع‌یافته در نمونه‌های گرانیت دیده می‌شود (شکل‌های ۳- B و ۳- C).



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی تورمالین (سهیل پاکوه، شمال نایین): **A)** بلورهای بی‌شکل و گوه‌ای‌شکل (Pull apart) تورمالین با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای در نمونه گرانودیوریت؛ **B)** بلورهای تیغه‌ای تورمالین در گرانیت؛ **C)** بلورهای تیغه‌ای و گوه‌ای‌شکل تورمالین در گرانیت؛ **D)** بلورهای تورمالین در میان بلورهای تیغه‌ای هماتیت (Fe-Oxide) مربوط به رگه آهن-تورمالین؛ **E)** خردشدگی بلورهای کوارتز و تورمالین در پی رفتار فازهای کوهزایی و زمین‌ساختی در منطقه (تورمالین: Tur؛ کوارتز: Qtz؛ اورتوکلاز: Or؛ نام‌های اختصاری کانی‌ها برپایه Whitney و Evans (۲۰۱۰) هستند)

تورمالین‌های درون رگه‌های آهن- تورمالین با چندرنگی سبز مایل به آبی بی‌شکل دیده می‌شوند. تورمالین‌هایی که در بررسی‌های میکروسکوپی منطقه‌بندی دارند، چه‌بسا در مراحل پس از تبلور ماگما، در مرحله گرمابی دچار محلول‌های سرشار از بور شده و پدید آمده‌اند (Manning and Pichavant, 1983). همراه با تورمالین‌ها گاه رگچه‌هایی از کوارتز و گاه کانی‌های اکسید آهن (شاید هماتیت) دیده می‌شوند (شکل ۳- D). تورمالین‌های توده گرانیتوییید سهیل پاکوه بافت کششی- جدایشی (Pull apart texture) دارند که حضور مذاب و سیال همزمان با دگریختی دینامیک را می‌توان از شرایط پیدایش آن دانست (Hibbard, 1994). گاه شکستگی‌هایی در مرز و یا درون برخی از فلدسپارها دیده می‌شوند که با جابجایی همراه هستند. به گفته دیگر، شکستگی‌هایی به شکل گوه‌ای دارند که گاه با کوارتز، تورمالین، میکروکلین، پلاژیوکلاز و بیوتیت پر شده‌اند و نشان‌دهندهٔ جریان کمابیش ماگمایی هستند (Hibbard, 1994; Vernon, 2004) (شکل‌های ۳- A و ۳- C). همچنین، رفتار فازهای کوهزایی و زمین‌ساختی در منطقه، خردشدگی بلورهای کوارتز و تورمالین را نیز به دنبال داشته است (شکل ۳- E).

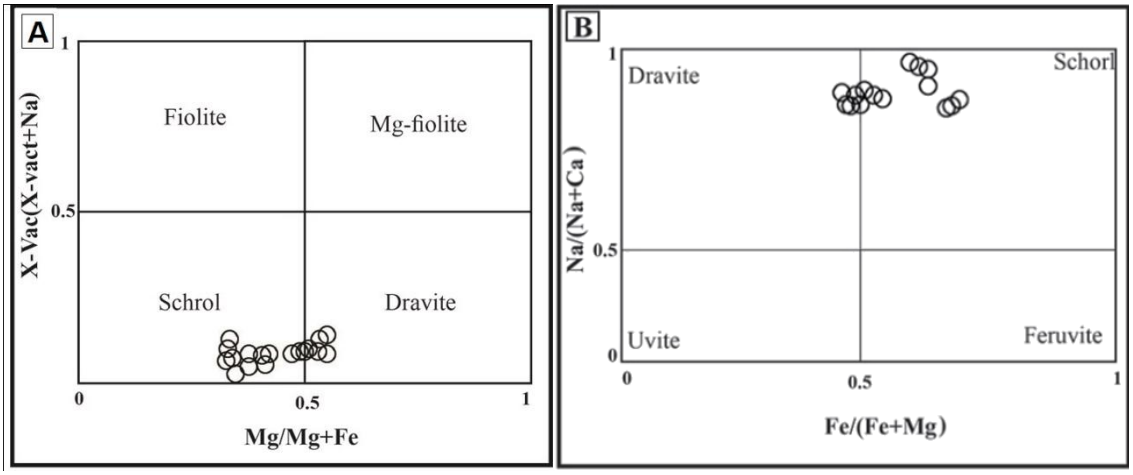
شیمی کانی تورمالین

کانی تورمالین از آشکارترین کانی‌های سیلیکاته پیچیده بور (B) و آلومینیم‌دار، با فرمول عمومی $XY_3Z_6(BO_3)3Si_6O_{18}(OH)_4$ است و کانی شاخص پتروژنتیک شمرده می‌شود. اِلباییت، دراویت و شورل سه نوع متداول آن هستند. گستره پایداری تورمالین‌ها به عواملی مانند اکتیویته بور (B)، فعالیت آلومینیم، دما، فعالیت آب و عنصرهایی مانند Fe، Mg، F و P بستگی دارد. از میان آنها نقش بور و آلومینیم از همه مهم‌تر است (Wolf and London, 1997). برپایه ایزومورف‌های گوناگون، فرمول کلی تورمالین به‌صورت زیر است (Hawthorn and Henry, 1999):

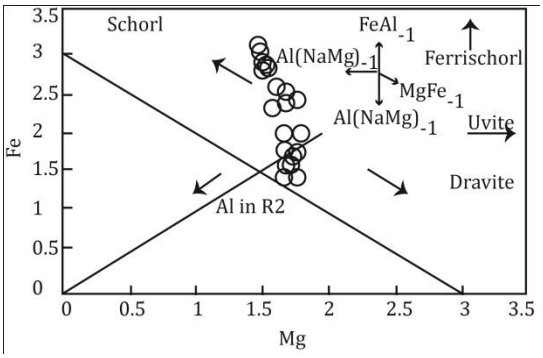
$XY_3Z_6\ (T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$
X= Ca, Na, K (X-Vacancy)
Y= Li, Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al, Cr^{3+}, V^{3+}, Fe^{3+}, Ti^{4+}
Z= Mg, Al, Fe^{3+}, V^{3+}, Cr^{3+}
T= Si, Al, (B)
B= B
V= OH, O, (F)
W= OH, F, O

برای بررسی تغییرات ترکیبی در نسبت‌های Ca، Mg، Fe و Na و شناسایی نوع تورمالین‌های بررسی‌شده، نمودارهای دوتایی $X_{vacancy}/X_{vacancy}+Na$ در برابر Mg/Mg+Fe به‌کار برده شدند (Trumbull and Chaussidon, 1999). بر این پایه، تورمالین‌های بررسی‌شده که میزان $X_{vacancy}$ آنها از ۰/۰۷ تا ۰/۱۲ متغیر است، در محدوده شورل و با گرایش به‌سوی دراویت جای گرفته‌اند و این نکته نشان‌دهندهٔ تبادل Fe و Mg در مقدارهای ثابت Al و Ca است (شکل ۴- A).

همچنین، نمودار Fe/(Fe+Mg) در برابر Na/(Na+Ca) برای تورمالین‌های بررسی‌شده، ترکیب یادشده و نیز افزونی میزان Na در برابر Ca و نیز Fe در برابر Mg در روند پیدایش تورمالین را نشان می‌دهد (شکل ۴- B). نمونه‌های تورمالین در نمودارFe در برابر Mg (London and Manning, 1995)، در بالای خط شورل- دراویت جای گرفته‌اند و در راستای بردار فری‌شورل با فرمول $FeAl_{-1}$ هستند (شکل ۵).

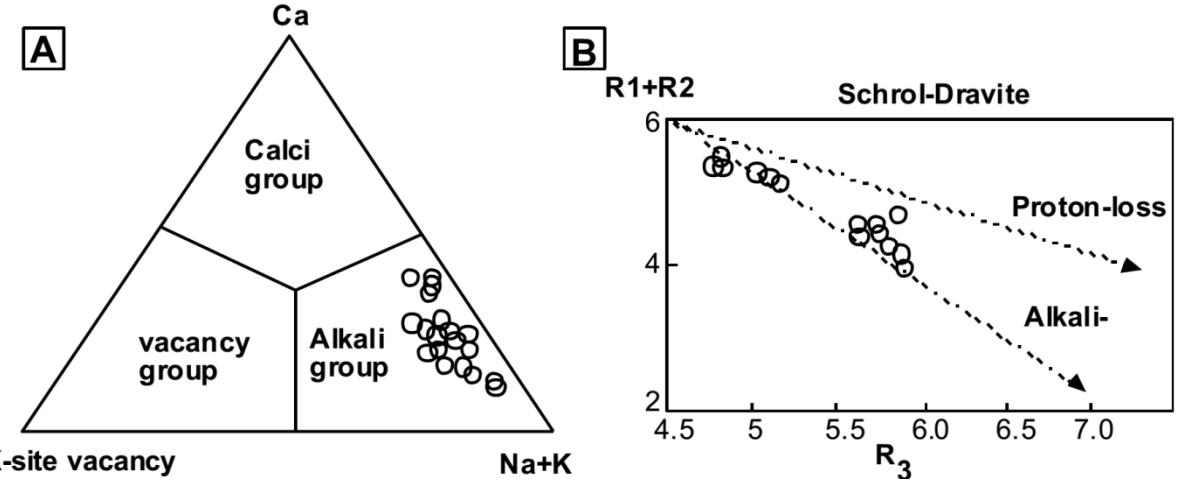


شکل ۴ -ترکیب شورل مایل به دراویت برای تورمالین‌های توده گرانیتوییید سهیل پاکوه (شمال نایین)در نمودارهای $X_{vacancy}/X_{vacancy}+Na$ در برابر Mg/Mg+Fe و Na/(Na+Ca) در برابر Fe/Fe+Mg (Trumbull and Chaussidon, 1999)



شکل ۵- نمونه‌های تورمالین‌های توده گرانیتوییید سهیل پاکوه (شمال نایین) در نمودار Mg در برابر Fe (London and Manning, 1995) (نمودار نشان‌دهنده ترکیب فری‌شورل با فرمول $FeAl_{-1}$ و پیدایش اوویت به میزان ناچیز است)

Hawthorne و Henry (۱۹۹۹) تورمالین‌ها را برپایه میزان K، Ca و Na و موقعیت خالی X به سه دسته آلکالی ،کلسیک و تورمالین‌های با موقعیت خالی X رده‌بندی کرده‌اند. تورمالین‌های توده گرانیتوییید سهیل پاکوه در گروه تورمالین‌های آلکالی جای می‌گیرند و این نشان‌دهندهٔ بالابودن مقدار سدیم در مقایسه با میزان کلسیم در موقعیت X و تهی‌بودن این جایگاه در ترکیب شیمیایی تورمالین‌های بررسی‌شده است (شکل ۶- A).

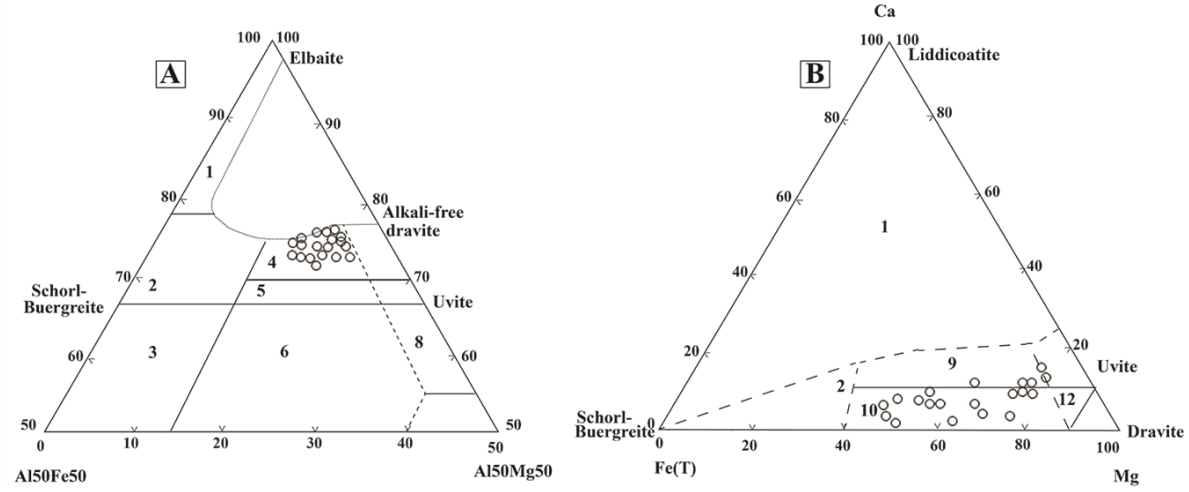


شکل ۶- نمونه‌های تورمالین‌های توده گرانیتوییید سهیل پاکوه (شمال نایین) در: A) نمودار رده‌بندی تورمالین‌های گوناگون برپایه موقعیت X (Hawthorne and Henry, 1999)؛ B) نمودار R1+R2 در برابر R3 و پراکندگی نمونه‌ها در راستای بردار تهی‌شدن از قلیایی‌ها

این تورمالین‌ها معمولاً در شرایط اسیدی و دمای کم پدید می‌آیند (Collins, 2010). همچنین، چگونگی پراکندگی نمونه‌های بررسی‌شده در نمودار R3 در برابر R1+R2 (Manning, 1982) نشان می‌دهد با تغییر ترکیب شیمیایی تورمالین‌ها از شورل به‌سوی دراویت، میزان تهی‌شدن قلیایی‌ها، افزایش می‌یابد (شکل ۶- B).

در نمودارهای سه‌تایی Ca-Fe-Mg و Al-Fe-Mg (Henry and Guidotti, 1985)، تورمالین‌های توده گرانیتوئید سهیل پاکوه در محدوده کوارتز– تورمالین– متاپسامیت‌ها، متاپلیت‌های فقیر از Ca، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همزیست با فازی اشباع از آلومینیم جای می‌گیرند (شکل‌های ۷- A و ۷- B).

تورمالین‌های متاپلیت محلول جامد شورل– دراویت هستند و با مقدار کمی اوویت- مگنزیواوویت و فوییتیت– مگنزیوفوییتیت همراه هستند (Abu El-Enen and Orkuch, 2007). معمولاً میزان بالای Mg در ساختار کانی‌هایی مانند تورمالین، بیوتیت و نیز کانی‌های مافیک دیگر، با ترکیب سنگ میزبان کنترل می‌شوند؛ اما میزان کم Mg در کانی‌های یادشده (مانند نمونه‌های منطقه بررسی‌شده) در پی کاهش دما با پیشرفت روند جدایش بلورین و پیدایش موسکوویت، بیوتیت و تورمالین همراه است و برپایه قانون فازها تفسیر می‌شود (Abbott and Clarke, 1979; Abbott, 1985; Pesquera *et al.*, 2013).

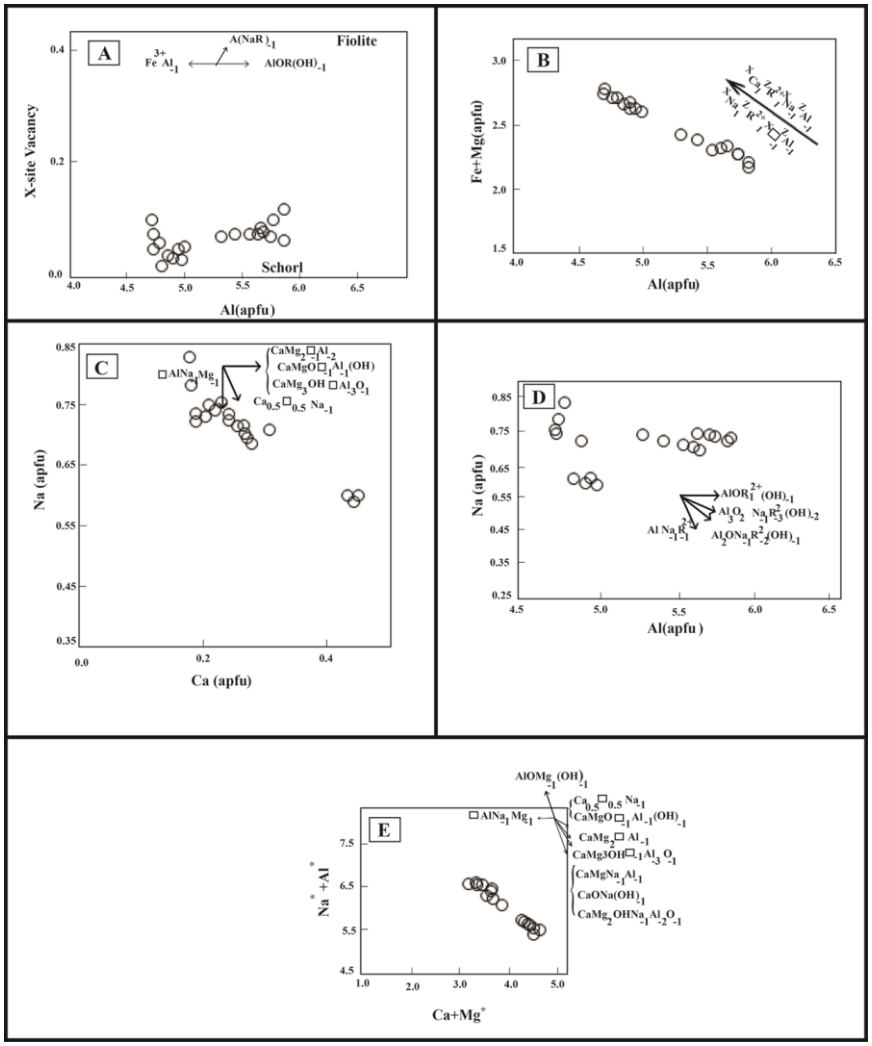


شکل ۷- A، B) تورمالین‌های توده گرانیتوئید سهیل پاکوه (شمال نایین) روی نمودارهای سه‌تایی $Al\text{-}Fe_{50}\text{-}Mg_{50}$ و Ca-Fe-Mg (Henry and Guidotti, 1985) (۱: گرانیتوییدهای سرشار از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آن؛ ۲: گرانیتوییدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن؛ ۳: سنگ‌های کوارتز- تورمالین سرشار از Fe^{+3}؛ ۳: متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همزیست با فازی اشباع از آلومینیم؛ ۵: متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های ناهمزیست با فازی اشباع از آلومینیم؛ ۶: سنگ‌های سیلیکات آهکی، متاپلیت‌ها و سنگ‌های کوارتز- تورمالین سرشار از Fe^{3+}؛ ۷: التراماfیک‌های دگرگون‌شده با کلسیم کم و شبه‌سدیمنت‌های سرشار از وانادیم و کروم؛ ۸: شبه‌کربنات‌ها و شبه‌پیروکسنیت‌ها؛ ۹: سنگ‌های سیلیکاته آهکی، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های سرشار از Ca؛ ۱۰: سنگ‌های کوارتز- تورمالین متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca؛ ۱۱: متاکربنات‌ها؛ ۱۲: اولترامافیک‌های دگرگون‌شده)

در ترکیب تورمالین‌ها معمولاً واکنش‌های جانشینی به‌صورت جانشینی با ظرفیت‌های همانند (مانند: تبادل Mg به‌جای Fe^{2+} در موقعیت Y و یا تبادل به‌صورت ظرفیت‌های متغیر در چندین موقعیت) روی می‌دهد؛ مانند: تبادل زوجی اوویت (Uvite) که در آن Ca-Mg به‌جای Na-Al روی

می‌دهد و دو موقعیت X و Y تغییر می‌کند. برای بررسی واکنش‌های جانشینی در ساختار تورمالین، نمودارهای A-۸ تا E -۸ به‌کار برده می‌شوند.

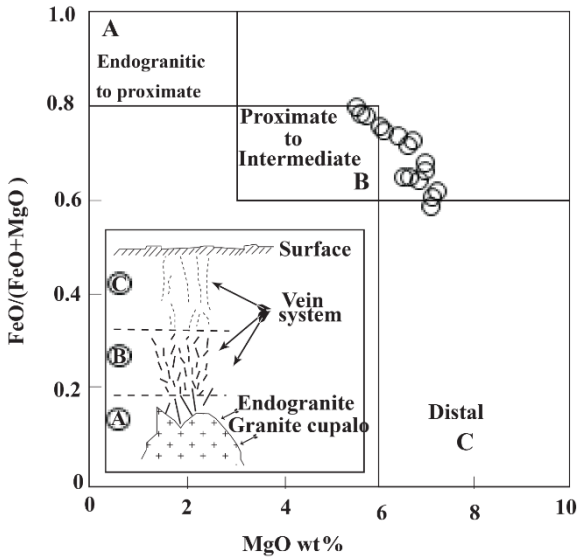
در نمودار X-site vacancy در برابر Al (Medaris *et al*, 2003)، نمونه‌های تورمالین بررسی‌شده میزان کمی از Al (Al=apfu<6.00) را نشان می‌دهند و با روند بردار $Al(NaR)_{-1}$ همخوانی دارند (شکل ۸- A). در نمودار Fe+Mg در برابر Al (Buriánek *et al.*, 2011)، تبادل یونی Na و Ca در تورمالین‌های بررسی‌شده با بردار جانشینی $^{X}Na_1{}^{Y}R^{2+}{}_{-1}{}^{X}\square_{-1}{}^{Y}Al_{-1}$ و نیز با $^{X}Ca_1{}^{Z}R^{2+}{}_1{}^{X}Na_{-1}{}^{Z}Al_{-1}$ سازگاری دارد (شکل ۸-B).



شکل ۸- موقعیت کاتیونی تورمالین‌های توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه (شمال نایین) در: A) نمودار Al در برابر X Site Vacancy (Medaris *et al.*, 2003) (نمونه‌ها روند افزایشی دارند)؛ B) نمودار Al در برابر Fe+Mg (Buriánek *et al.*, 2011) (نمونه‌ها روند کاهشی دارند)؛ C) نمودار Ca در برابر Na (Béziat *et al.*, 1999) (نمونه‌ها روند کاهشی دارند)؛ D) نمودار Al در برابر Na (Buriánek and Novák, 2007) (نمونه‌ها روند خطی دارند)؛ E) نمودار Ca+Mg* در برابر Na*+Al* (Henry and Dutrow, 1990) (نمونه‌ها روند کاهشی دارند)

نمودار Ca در برابر Na برای شناسایی جانشینی عنصرهای مؤثر به‌کار برده می‌شود (Béziat *et al.*, 1999). بیشتر تورمالین‌های بررسی‌شده Ca کمتری از ۰/۳ دارند که نشانه مقدار ناچیز اوویت در ساختار این کانی است. همچنین، پراکندگی نمونه‌ها در نمودار Na-Ca نشان می‌دهد جانشینی‌هایی مانند $AlNa_{-1}Mg_{-1}$ و $CaMgNa_{-1}Al_{-1}$ مهم هستند و نشان‌دهنده پیدایش فضای خالی در موقعیت X هستند (Pesquara and Torres-ruiz, 1999) (شکل ۸- C). در شکل یادشده شماری از نمونه‌ها روند افزایشی نشان می‌دهند و این پدیده نشان‌دهندهٔ نبود جانشینی Ca و Na در این نمونه‌هاست. نمودار Al در برابر Na (Buriánek and Novák, 2007) نیز نشان می‌دهد روند نمونه‌های تورمالین کمابیش به‌صورت خطی و در راستای بردار $AlOR^{2+}_{-1}(OH)_{-1}$ است (شکل ۸- D). مقدارهای بالای Al در موقعیت Y پیامد جانشینی $AlOMg_{-1}(OH)_{-1}$ و $AlNa_{-1}Mg_{-1}$ هستند (Harraz and Sharkawy, 2001). در نمودار Ca+Mg* در برابر Na*+Al* (Henry and Dutrow, 1990)، تورمالین‌های توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه روند کاهشی نشان می‌دهند و این پدیده نشان‌دهنده درجه کم جانشینی اوویت است (شکل ۸- E).

به باور Pirajno و Smithies (۱۹۹۲)، میزان FeO/(FeO+MgO) در تورمالین‌ها نشان‌دهنده شرایط پهنه پیدایش و برپایه فاصله از خاستگاه آنهاست؛ به‌گونه‌ای‌که اگر این نسبت از ۰/۸۶ تا ۰/۹۶ باشد، نشان‌دهندهٔ بسته‌بودن سیستم ماگمایی و نزدیک‌تربودن به خاستگاه ماگماست (Endogranitic تا Proximal یا محدوده A؛ شکل ۹). همچنین، اگر میزان آن از ۰/۶ کمتر باشد، نشان‌دهنده بازبودن سیستم با خاستگاه بیرونی است (Distal یا محدوده C؛ شکل ۹). نسبت‌های برابر با ۰/۶ تا ۰/۸ نیز نشان‌دهندهٔ محیطی میان دو خاستگاه یادشده است (Proximate تا intermediate یا محدوده B؛ شکل ۹). ازآنجایی‌که در نمودار FeO/(FeO+MgO) در برابر MgO، این نسبت در تورمالین‌های توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه برابر ۰/۶۰ تا ۰/۷۹ است، نمونه‌ها در محدودهٔ میان دو سیستم یادشده (محدوده B) جای گرفته‌اند (شکل ۹).



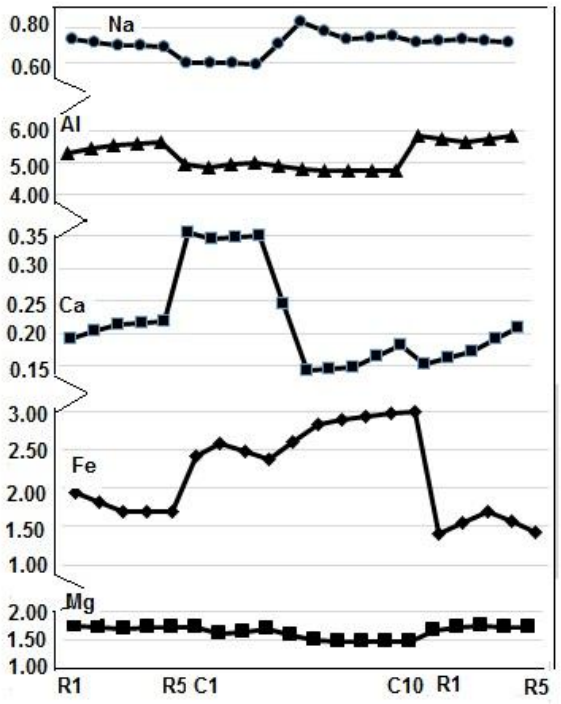
شکل ۹- پراکندگی تورمالین‌های توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه (شمال نایین) در محدوده B در نمودار MgO در برابر FeO/(FeO+MgO) (Pirajno and Smithies, 1992)

بحث و نتیجه‌گیری

برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، تورمالین‌های تودهٔ گرانیتوییدی سهیل پاکوه ترکیب شورل مایل به دراویت دارند و از گروه آلکالی‌ها هستند. میزان $X_{Vacancy}$ آنها نیز کم (۰/۱۲- ۰/۰۷) است. نمونه در نمودار Al در برابر $X_{Vacancy}$، های تورمالین روند مثبت دارند و با بردار جانشینی $Al(NaR)_{-1}$ همخوانی

دارند. این نکته نشان‌دهنده میزان بالای Na آنهاست. معمولاً این نوع تورمالین‌ها در شرایط اسیدی و دمای کم پدید می‌آیند (Collins, 2010). در نمودار R3 در برابر R1+R2 و با افزایش ترکیب تورمالین از شورل به‌سوی دراویت، تهی‌شدگی از قلیایی افزایش می‌یابد، و با کاهش Al در موقعیت Y، میزان Al در موقعیت Z افزایش می‌یابد؛ زیرا در پی فرایند جانشینی، Mg هم به سیستم افزوده می‌شود. میزان Ca کمتر از ۰/۳ نشان‌دهنده مقدار ناچیز اوویت در ساختار این کانی است. پراکندگی نمونه‌ها با روند کاهشی در نمودار *Ca+Mg در برابر *Na*+Al نیز این نکته را نشان می‌دهد. در نمودارهای سه‌تایی Ca-Fe-Mg و Al-Fe-Mg (Henry and Guidotti, 1985)، تورمالین‌ها در محدوده کوارتز– تورمالین– متاپسامیت‌ها، متاپلیت‌های فقیر از Ca، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همزیست با فازی اشباع از آلومینیم جای می‌گیرند.

در کل، مهم‌ترین جانشینی در ساختار تورمالین‌ها در جایگاه Na، Mg، Fe، Al و Ca رخ می‌دهد؛ به‌گونه‌ای‌که تفسیر این جانشینی برای شناسایی تورمالین‌های گرمابی اهمیت ویژه‌ای دارد (Xavier et al., 2002). منطقه‌بندی شیمیایی در تورمالین‌های گرمابی متداول است (Burianek and Novak, 2004). FeO و MgO مهم‌ترین ترکیب‌های کنترل‌کننده منطقه‌بندی شیمیایی هستند (Abu El-Enen and Orkuch, 2007). شکل ۱۰ تغییر عنصرها در طول منطقه‌بندی شیمیایی بلور تورمالین بررسی‌شده را نشان می‌دهد. یک همخوانی وارونه میان Fe وMg در سری محلول جامد شورل – دراویت دیده می‌شود و میزان تغییرات Fe/Fe+Mg از هسته به حاشیه به‌گونهٔ چشمگیری تغییر می‌کند. این تغییرات در هسته بیشتر است. میزان Na تغییراتی را در هسته نشان می‌دهد و درکل، روند ملایمی دارد. بررسی عنصرهایی مانند Mg، Fe، Ca، Al و Na در تورمالین‌های توده گرانیتوییدسهیل پاکوه در شکل ۱۰ نشان می‌دهد میزان ترکیب Mg در کناره‌های بلورهای تورمالین در برابر هسته آنها افزایش یافته است؛ اما در منحنی‌های منطقه‌بندی برای Na، Fe وCa عکس این حالت مطرح است. همچنین، روند افزایش و کاهش ترکیب‌های Al و Na در کناره‌ها و در لبه تااندازه‌ای همخوانی دارند.



شکل ۱۰– منحنی‌های منطقه‌بندی شیمیایی در تورمالین‌های تودهٔ گرانیتوییدی سهیل پاکوه (شمال نایین)

به باور London و Manning (۱۹۹۵)، تورمالین‌های ماگمایی در کل ترکیب یکنواخت و بدون منطقه‌بندی، میزان بالای Fe/Mg (که با عضو پایانی شورل همراه است) و نیز میزان بالایی از Fe/(Fe+Mg) دارند؛ اما تورمالین‌های با خاستگاه گرمابی برپایه ترکیب دراویت، میزان

کم نسبت Fe/Mg، زونینگ و Fe/(Fe+Mg) کمتر از ۰/۶ شناخته می‌شوند.

تورمالین‌های توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه میزان بالای Fe/Mg (۲/۰۵ -۱/۱۱) با ترکیب شورل مایل به دراویت دارند و نسبت Fe/(Fe+Mg) در آنها برابر ۰/۵۳ تا ۰/۶۷ است. همچنین، میزان FeO/(FeO+MgO) در تورمالین‌های توده گرانیتوییدی سهیل پاکوه از ۰/۶۰ تا ۰/۷۹ است. این ویژگی‌ها نشان‌دهندهٔ خاستگاه دوگانه آنها و یا گذر از سیستم ماگمایی به محیطی گرمابی هستند.

سپاس‌گزاری

نگارندگان این پژوهش از کامران اکبری برای در اختیار گذاردن شماری از داده‌های آزمایشگاهی نمونه‌های تورمالین سپاس‌گزاری می‌کنند. همچنین، از دکتر ناهید شبانیان بروجنی برای همکاری در انجام بخشی از محاسبه‌های نرم افزاری سپاس‌گزاری می‌کنند. از دکتر شیرین فتاحی نیز برای همکاری در رسم نمودارها سپاس‌گزاری می‌شود.

منابع

Abbott, R. N. and Clarke, D. B. (1979) Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al_2O_3-FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a (H_2O)-1. The Canadian Mineralogist 17: 549-560.

Abbott, R. N. (1985) Muscovite-bearing granites in the AFM liquidus projection. The Canadian Mineralogist 23: 553-561.

Abu El-Enen, M. M. and Okruch, M. (2007) The tectono-metamorphic evolution of the Pan-African basement. Mineralogical Magazine 71(1): 17-40.

Akbari, A. (1999) Petrology and Petrography of plutonic mass of Soheyle-Pakuh and Golshekanan (North of Nain). M.Sc. thesis, Isfahan University, Isfahan, Iran (In Persian).

Amidi, S. M. and Davoudzadeh, M. (1969) Geological map of the Anarak Quadrangle 1:250000, No. 7, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Bakhshi, M. (2014) Mineral chemistry, petrogenesis and tectonomagmatic environment of Soheyle- Pakuh granitoid body (North of Nain). M.Sc. thesis, Isfahan University, Isfahan, Iran (In Persian).

Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Fuchs, Y., Lompo, M., Martin, F., Nikiéma, S. and Tollon, F. (1999) The Guibaré and Fété Kolé gold-bearing tourmaline-quartz veins in the Birimian greenstone belts of Burkina Faso. The Canadian Mineralogist 37: 575–591.

Buriánek, D., Hanžl, P. and Hrdličková K. (2011) Pegmatite dykes and quartz veins with tourmaline: an example of partial melting in the contact aureole of the Chandman Massif intrusion, SW Mongolia. Journal of Geosciences 56: 201–213

Burianek, D. and Novak. M. (2007) Compositional evolution and substitutions in disseminated and nodular tourmaline from leucocratic granites; Examples from the Bohemian massif Czech Republic. Lithos 95: 148–164.

Collines, A. C. (2010) Mineralogy and geochemistry of tourmaline in contrasting hydrothermal system, Coplapo area, Northern Chile. Ph.D. thesis, University of Arizona, Arizona, US.

Davoudzadeh, A. (2003) Petrology. Payame Noor University in Tehran Publication, Tehran, Iran (in Persian).

Darvishzadeh, A. (2001) Iran geology. Amirkabir University Publication, Tehran, Iran (in Persian).

Griffin, W. L., Slack, J. F., Ramsden, A. R., Win, T. T. and Ryan, C. G. (1996) Trace elements in tourmalines from massive sulfide deposits and tourmalines; geochemical controls and exploration applications. Economic Geology 91: 657- 675.

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. (1990) Ca substitution in Li-poor aluminous tourmaline. Canadian Mineralogist 28: 111–124.

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.

Hibbard, J. (1994) Kinematics of Acadian deformation in the Northern and Newfoundland Appalachians. Journal of Geology 102: 215–229.

London, D. and Manning D. A. C. (1995) Chemical variation and significance of tourmaline from SW England. Economic Geology 90: 495–519.

Manning, D. A. C. (1982) Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand. Mineralogy Magazine 45: 139–147.

Manning, D. A. C. and Pichavant, M. (1983) The role of fluorine and boron in the generation of granitic melts. In: Migmatites, melting and metamorphism (Eds. Atherton, M. P. and Gribble, C. D.) Proceedings of the Geochemical Group of the Mineralogical Society. Shiva Geological Series. Cheshire, UK.

Medaris, L. G., Fournelle, J. H., and Henry, D. J. (2003) Tourmaline-bearing quartz veins in the Baraboo Quartzite, Wisconsin: Occurrence and significance of foitite and“oxy-foitite”. Canadian Mineralogist 41:749–758.

Pesquera, A., Torres ruiz, J., Garci, A., Casco, A., Pedro, P. and Gil Crespo, P. (2013) Evaluating the Controls on Tourmaline Formation in Granitic Systems: a Case Study on Peraluminous Granites from the Central Iberian Zone (CIZ), Western Spain. Journal of Petrology 54(3): 609-634.

Pesquera, J. A. and Torres-ruiz, J. (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 Exploration 42: 371-381.

Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S. (2010) Metamorphism and metasomatism in the Jurassic of Nain ophiolitic mélange, Central Iran. Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie, Abhandlungen 255(3): 255-275 .

Slack, J. F. (1996) Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. Review Mineralogy 33: 559-643 .

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 northwest-ern Ontario, Canada. The Canadian Mineralogist 40: 753–788.

Trumbull, R. B. and Chaussidon, M. (1999) Chemical and boron isotopic com-position of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite pegmatite system in Swaziland. Chemical Geology 153: 125–137.

Trumbull, R. B., Krientiz, M. S., Gottesmann, B. and Wieddenbeck, M. (2008) Chemical and boron-isotope variations in tourmalines from an S-type granite and its source rock: the Erongo granite and tourmalinites in the Damara Belt, Namibia. Contributions to Mineralogy and Petrology 155: 1–18.

Vernon, R. H. (2004) A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, New York, US.

Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95(1): 185-187.

Wolf, M. B. and London, D. (1997) Boron in granitic magmas: stability of Tourmaline in equilibrium with biotite and Cordierite contrib. Contributions to Mineralogy and Petrology 130: 12-30.

Xavier, R. P., Wiedenbeck, M., Trumbull, R. B., Dreher, A. M. and Monteiro, L. V. S. (2008) tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporates as the source of high-salinity ore fluids in iron oxide copper gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). Geology 36: 743-746.

Yavuz, F., Fuchs, Y., Karakaya, N. and Karakaya, M. (2008) Chemical composition of tourmaline from the Asarcık Pb–Zn–Cu ±U deposit, Şebinkarahisar, Turkey. Mineralogy and Petrology 94: 195–208.