

سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی گرهک‌های تورمالین در لکوگرانیت آدربا (شمال‌خاوری گلپایگان، پهنه سنندج-سیرجان)

اکرم السادات میرلوحی * و محمود خلیلی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

لکوگرانیت آدربا، بخشی از هم‌تافت دگرگونی گلپایگان (پهنه سنندج-سیرجان)، میزبان گرهک‌های تورمالین عدسی‌شکل است. این توده میزبان گرهک‌های کوچک (نوع ۱) با بزرگی ۲ در ۴ سانتیمتر و گرهک‌های بزرگ (نوع ۲) با بزرگی نزدیک به ۷ در ۱۴ سانتیمتر است. هسته گرهک‌های نوع ۱ دارای تورمالین‌های کوچک با چندرنگی سبز-آبی، کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار (میکروکلین) و آپاتیت است؛ اما هسته گرهک‌های نوع ۲، از درشت‌بلورهای تورمالین با چندرنگی آشکار، به همراه کوارتز ساخته شده است. بر پایه بررسی زمین‌شیمی عناصر اصلی و نادر، این تورمالین‌ها در محدوده آلکان (قلیایی)، از نوع شورل (گرهک‌های نوع ۱) و قلمرو شورل-دراویت (گرهک‌های نوع ۲) رده‌بندی می‌شوند. میانگین مقادیر REE در این تورمالین‌ها دارای شیب منفی بوده و نشان‌دهنده آنومالی منفی (گرهک نوع ۱) و مثبت (گرهک نوع ۲) عنصر Eu است. به احتمال بالا، گرهک‌های نوع ۱ در پی دو ساز و کار نبود آمیختگی در مذاب‌های تکامل‌یافته و سپس شکسته‌شدن بیوتیت در مراحل پایانی تبلور تورمالین، تا مصرف کامل B (سیستم بسته) پدید آمده‌اند. برای گرهک‌های نوع ۲، شکسته‌شدن بیوتیت در تعادل با سیال خارجی (سیستم باز) پیشنهاد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: گرهک‌های تورمالین، REE، گلپایگان، پهنه سنندج-سیرجان

مقدمه

گرانیت‌ها به شکل گرهک یا نودول (غده) است. گرهک‌های تورمالین معمولاً توده‌های کروی‌شکلی هستند که در برخی سنگ‌های گرانیتی تکامل‌یافته با خاستگاه، سن و رخداد‌های گوناگون یافت می‌شود. اندازه آنها ۱ تا ۱۰ سانتیمتر است و

کانی تورمالین از آشکارترین کانی‌های سیلیکاته‌بوردار در پهنه‌های ماگمایی، رسوبی، دگرگونی، و به‌ویژه در سنگ‌های گرانیتی است (Slack *et al.*, 1984). گاه رخداد تورمالین در

* akrammirlohi@gmail.com

بوده است.

در این پژوهش با بررسی صحرایی، سنگ‌نگاری و شیمی کانی تورمالین، دو نوع گرهنک در لکوگرانیت (گرانیت گنایس) آذربایجان شناسایی شده و سپس ساز و کار و شرایط احتمالی پیدایش آنها بررسی شده است.

زمین‌شناسی منطقه

این منطقه در ۲۲۰ کیلومتری شمال‌باختری استان اصفهان و ۲۰ کیلومتری شمال‌خاوری گلپایگان جای دارد و بخشی از پهنه ساختاری سندانج-سیرجان است (شکل ۱).

بررسی زمین‌شناسی ساختاری منطقه گلپایگان (همتافت دگرگونی گلپایگان) سه رویداد تراستی‌شدن، شکستگی‌های کششی و برخاست و در پایان حرکات راستا لغز را نشان می‌دهد که موجب رخنمون سنگ‌های کهن‌تر در سطح زمین شده است (Nadimi and Nadimi, 2008).

گرانیت گنایس (لکوگرانیت)، گرانیت گنایس میلونیتی شده، میکاشیست، آمفیبول‌شیست و سنگ‌های ماگمایی بازیک دگرگون شده (ارتوآمفیبولیت)، گرانیت‌پگماتیت تورمالین‌دار، مرمر و اسکارن، مجموعه سنگ‌شناسی همتافت دگرگونی گلپایگان در این بخش را می‌سازند. Hassanzadeh و همکاران (۲۰۰۸) بر پایه سن‌سنجی U/Pb زیرکن، لکوگرانیت آذربایجان (بیوتیت ارتوگنایس) را به سن نئوپروتروزوئیک می‌داند.

از ویژگی‌های این لکوگرانیت نوع S حضور مسکوویت و بیوتیت‌های ماگمایی ($\delta D = 66\%$) تا 77% ، مقادیر A/CNK و کروندم نورماتو کمابیش بالا (>1) (Mirlohi, 2015) و جای‌گیری مقادیر ایزوتوپ هیدروژن سنگ کل ($\delta D = 56\%$) تا 69% در محدوده توده‌های گرانیتی نوع S است (Mirlohi et al., 2015). ماگمای سازنده این

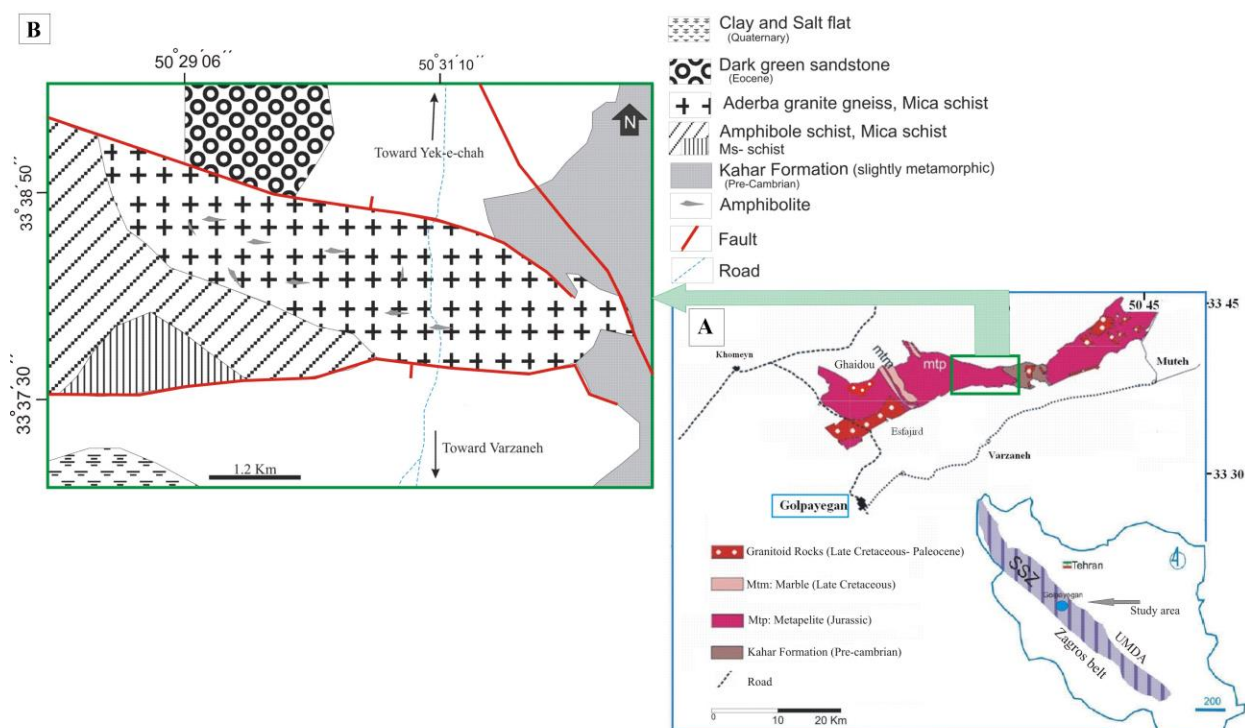
از هسته‌ای از تورمالین + کوارتز \pm فلدسپار ساخته شده‌اند که با حاشیه‌ای سفیدرنگ (کوارتز + فلدسپار) به نام هاله (halo) یا بخش تصفیه شده (bleached zone) فراگرفته شده است (Balen and Broska, 2011). برای پیدایش این گرهنک‌ها سازوکارهای گوناگونی پیشنهاد شده است (LeFort, 1991; Rozendaal and Bruwer, 1995; Perugini and Poli, 2007; Trumbull et al., 2008; Mirlohi and Khalili, 2014).

لکوگرانیت آذربایجان در شمال ورزنه (شمال گلپایگان)، به صورت دوکی‌شکل، رنگ روشن و لایه‌های ناپیوسته بیوتیت به رنگ سیاه دیده می‌شود. فلدسپارها به رنگ شیری و گاه صورتی، کوارتز شفاف و یا دودی‌رنگ، و بیوتیت از کانی‌های دیده‌شده در نمونه دستی است. تورمالین در لکوگرانیت آذربایجان به صورت گرهنک با اندازه‌های کوچک و بزرگ دیده می‌شود. Sharifi و همکاران (۲۰۰۰) با بررسی تورمالین‌ها در میلونیت گرانیت آذربایجان هم‌زمانی پیدایش آنها با دگرریختی و انجماد توده را پیشنهاد داده‌اند. همچنین، نسبت Fe/Mg و مقدار F این تورمالین‌ها (به روش XRF)، کمابیش بالا گزارش شده است. به باور این پژوهشگران، تورمالین‌های یاد شده اولیه هستند و از تورمالین‌های ماگمایی به‌شمار می‌آیند.

Mirsepahvand و همکاران (۲۰۱۱) به وجود تورمالین‌ها به صورت گرهنک در گرانیت‌های پرآلومین دهگاه و آستانه اشاره کرده و آنها را نشانه روشنی از غنی بودن ماگمای خاستگاه از بور دانسته‌اند. همچنین، Tahmasbi (۲۰۱۳) به بررسی ساز و کار پیدایش گرهنک‌های تورمالین در منطقه بروجرد پرداخته و بر این باور است که رفتار و سرعت متفاوت بور در سیستم‌های ماگمایی - گرمایی، فاکتور اصلی انباشت تورمالین و پیدایش گرهنک در مناطق سرسختی و دهگاه

می‌شود، پدید آمده است. داده‌های جدید سن‌سنجی به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی کانی مسکوویت، سن ۵۷-۶۱ میلیون سال پیش را گزارش می‌دهد که نشان‌دهنده سردشدگی سنگ‌ها و تأثیر برخاست در هنگام رویدادهای کششی پس از کرتاسه است (Mirlohi, 2015).

سنگ‌ها، از ذوب‌بخشی آبدار خاستگاه متاگریتی وکی، در فشار نزدیک به ۲ تا ۵ کیلوبار و دمای کمتر از 740°C و در یک کمان ماگمایی (ماگماتیسیم کمان قاره‌ای نئوپروتروزوییک پایانی) که با حضور بیگانه سنگ‌های پوسته اقیانوسی (ارتوآمفیبولیت‌ها) و ویژگی‌های زمین‌شیمی آشکار



شکل ۱- A) جایگاه هم‌تافت دگرگونی شمال گلپایگان در نقشه ایران؛ B) لکوگرانیت آدربا در نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه (Mirlohi *et al.*, 2015).

دانشگاه گراندای اسپانیا با دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی (الکترون مایکروپروب) مدل Cameca Sx-50، با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 KV و شدت جریان 20 nA به‌دست آمد. آنالیز LA-ICP-MS با یک لیزر Mercantek پیوسته به Agilent 7500، به‌همراه محافظ مشعل پلاسما و با شیشه استاندارد NIST-610، انجام پذیرفته است.

روش انجام پژوهش

پس از بازدید و بررسی‌های صحرائی و تهیه مقاطع نازک، بررسی سنگ‌نگاری برای شناسایی روابط بافتی، کانی‌شناسی انجام شد و با میکروسکوپ پلاریزان الیمپوس مدل BH-2، نمونه‌های مناسب برای انجام تجزیه ریزکاو الکترونی، برگزیده شدند. ترکیب شیمیایی تورمالین‌ها (جدول‌های ۱ تا ۴) در

جدول ۱- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی از کانی تورمالین در گرهک‌های نوع ۱ لکوگرانیت آدریا (شمال‌خاوری گلپایگان) به همراه فرمول شیمیایی بر پایه ۳۱ آنیون (F, OH, O).

Sample No.	3A-24 z2	3A-24 z2	3A-24 z4	3A-24 z4	3A-24 z4	3A-24 z4	3A-24 z5	3A-24 z5
SiO ₂	34.95	34.04	34.18	34.57	33.67	33.61	33.2	34.14
TiO ₂	0.34	0.53	0.5	1.37	0.61	0.4	0.89	1.2
Al ₂ O ₃	30.75	31.64	31.73	29.87	31.72	32.55	32.01	29.92
Cr ₂ O ₃	0	0.02	0.02	0	0.01	0.01	0	0
FeO	16.38	15.51	15.48	15	16.33	15.84	15.68	15.71
MgO	1.92	2.31	2.14	3.21	1.45	1.71	1.92	2.61
CaO	0.1	0.27	0.31	0.92	0.33	0.32	0.52	0.74
MnO	0.05	0.09	0.06	0.09	0.08	0.06	0.06	0.06
ZnO	0.02	0.02	0.06	0.01	0.03	0.02	0	0.04
Na ₂ O	2.46	2.48	2.47	2.11	2.34	2.36	2.38	2.16
K ₂ O	0.05	0.05	0.06	0.09	0.08	0.06	0.06	0.08
F	0.9	0.94	0.99	0.88	0.89	0.92	0.84	0.91
Cl	0	0.01	0.03	0	0.02	0.01	0	0.01
H ₂ O*	3.07	3.08	3.05	3.12	3.07	3.08	3.11	3.07
B ₂ O ₃ *	10.21	10.22	10.23	10.25	10.14	10.21	10.16	10.15
Li ₂ O*	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	101.32	101.25	101.34	101.5	100.77	101.17	100.84	100.78
O=F	0.4	0.4	0.42	0.37	0.38	0.39	0.36	0.38
Total*	100.92	100.86	100.92	101.13	100.39	100.79	100.48	100.4
T: Si	5.948	5.787	5.805	5.861	5.772	5.722	5.678	5.848
Al	0.052	0.213	0.195	0.139	0.228	0.278	0.322	0.152
B	3	3	3	3	3	3	3	3
Z: Al	6	6	6	5.829	6	6	6	5.89
Mg	0	0	0	0.171	0	0	0	0.11
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0
Y: Al	0.115	0.128	0.158	0	0.18	0.253	0.13	0
Ti	0.045	0.068	0.064	0.175	0.078	0.051	0.114	0.154
Cr	0	0.003	0.003	0	0.001	0.001	0	0
Mg	0.489	0.586	0.542	0.641	0.372	0.433	0.49	0.555
Mn	0.008	0.013	0.008	0.013	0.012	0.009	0.009	0.009
Fe ^{III}	2.332	2.205	2.199	2.126	2.341	2.255	2.242	2.25
Zn	0.003	0.004	0.008	0.001	0.004	0.002	0	0.005
Li*	0	0	0	0	0	0	0	0
Y	2.992	3.008	2.982	2.956	2.987	3.006	2.985	2.973
X:Ca	0.019	0.05	0.057	0.166	0.061	0.059	0.096	0.135
Na	0.815	0.819	0.814	0.695	0.777	0.778	0.788	0.719
K	0.011	0.011	0.014	0.02	0.018	0.014	0.014	0.018
r	0.155	0.12	0.115	0.118	0.144	0.149	0.103	0.127
OH	3.487	3.491	3.458	3.527	3.51	3.503	3.543	3.506
F	0.513	0.506	0.533	0.473	0.484	0.493	0.456	0.49
Cl	0	0.003	0.01	0	0.006	0.004	0.001	0.004
Cat Sum	18.837	18.888	18.867	18.837	18.843	18.856	18.882	18.846
T+Z+Y	14.992	15.008	14.982	14.956	14.987	15.006	14.985	14.973
Name	Fluor Schorl	Fluor Schorl	Fluor Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl
Fe+Mg	2.821	2.792	2.741	2.938	2.713	2.689	2.732	2.916
Fe/(Fe+Mg)	1.489	1.586	1.542	1.641	1.372	1.433	1.490	1.555
FeO/(FeO+MgO)	0.895	0.870	0.879	0.824	0.918	0.903	0.891	0.858
Na+Ca+K	0.845	0.88	0.885	0.882	0.856	0.851	0.897	0.873

جدول ۲- داده‌های REE در کانی تورمالین درون گرهک‌های نوع ۱ لکوگرانیت آدریا (شمال‌خاوری گلپایگان) به روش LA-ICP-MS

Sample No.	T1/z4	T1/z4	T1/z4	T1/z5)Rim(T1/z5)Rim(average
La	2.226	6.16	3.325	12.726	30.737	11.035
Ce	3.5	5.376	5.593	43.918	60.27	23.731
Pr	0.175	0.602	0.812	3.423	7.721	2.547
Nd	3.199	2.268	0.434	23.758	34.202	12.772
Sm	0	0.42	0	7.952	6.251	2.925
Eu	0	0	0	0.644	0.462	0.221
Gd	0.812	1.239	1.036	9.989	6.23	3.861
Tb	0	0	0.056	1.645	1.61	0.662
Dy	0.406	0	1.967	14.161	3.549	4.017
Ho	0	0	0.049	2.765	1.19	0.801
Er	0.602	0	0	9.177	3.262	2.608
Tm	0.343	0.084	0.126	1.022	0.434	0.402
Yb	0	0	0.147	7.217	1.225	1.718
Lu	0.413	0	0.042	0.175	0.245	0.175

جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی از کانی تورمالین در گرهک‌های نوع ۲ لکوگرانیت آدربا (شمال‌خاوری گلپایگان) به‌همراه فرمول شیمیایی بر پایه ۳۱ آنیون (F, OH, O).

Sample No.	518 z1	518 z1	518 z1	518 z2	518 z2	518 z2	518 z2	518 z3	518 z3	518 z3	518 z3	518 z3
SiO ₂	35.66	35.28	35.49	34.67	35.56	35.16	34.71	36.41	34.95	35.81	35.22	35.09
TiO ₂	0.36	0.78	0.91	0.29	0.95	0.46	0.3	0.8	0.75	0.14	0.81	0.5
Al ₂ O ₃	33.19	32.2	32.34	33.12	31.88	32.92	33.36	31.45	32.72	33.69	31.62	32.29
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.02	0	0.02	0.04
FeO	8.32	10.28	9.21	12.98	10.62	9.42	10.91	7.62	11.86	12.06	10.06	11
MgO	5.69	4.72	5.31	2.6	4.65	4.91	4.07	6.95	3.54	2.95	4.71	4.28
CaO	0.31	0.45	0.5	0.42	0.48	0.41	0.43	0.75	0.41	0.05	0.37	0.46
MnO	0.01	0.02	0.04	0.05	0.02	0.05	0.04	0	0.02	0.08	0	0.02
ZnO	0.03	0	0	0.04	0.07	0	0	0.02	0	0.03	0.05	0
Na ₂ O	2.41	2.19	2.18	1.94	2.21	2.19	2.16	2.17	2.04	2.04	2.19	2.15
K ₂ O	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.04	0.06	0.06
F	0.51	0.41	0.47	0.27	0.4	0.42	0.38	0.66	0.29	0.23	0.25	0.35
Cl	0.02	0	0	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0	0.04	0.02
H ₂ O*	3.39	3.4	3.4	3.43	3.41	3.4	3.41	3.34	3.44	3.51	3.44	3.41
B ₂ O ₃ *	10.55	10.42	10.49	10.32	10.46	10.43	10.4	10.59	10.4	10.5	10.33	10.38
Li ₂ O*	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100.52	100.21	100.4	100.21	100.83	99.84	100.24	100.83	100.51	101.13	99.16	100.06
O=F	0.21	0.17	0.2	0.12	0.17	0.18	0.16	0.28	0.12	0.1	0.11	0.15
Total*	100.31	100.03	100.2	100.1	100.66	99.66	100.08	100.55	100.39	101.03	99.06	99.91
T: Si	5.874	5.883	5.881	5.837	5.907	5.859	5.799	5.974	5.842	5.927	5.926	5.877
Al	0.126	0.117	0.119	0.163	0.093	0.141	0.201	0.026	0.158	0.073	0.074	0.123
B	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Z: Al	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Y: Al	0.319	0.21	0.196	0.41	0.148	0.323	0.367	0.056	0.29	0.5	0.197	0.25
Ti	0.045	0.098	0.113	0.037	0.118	0.057	0.037	0.099	0.094	0.017	0.102	0.063
Cr	0	0	0.001	0	0	0	0	0.001	0.003	0	0.002	0.006
Mg	1.396	1.173	1.311	0.652	1.152	1.219	1.013	1.7	0.882	0.728	1.181	1.068
Mn	0.002	0.003	0.006	0.007	0.003	0.007	0.005	0	0.002	0.011	0	0.003
Fe ^{μc}	1.146	1.433	1.277	1.827	1.476	1.312	1.524	1.046	1.658	1.669	1.416	1.54
Zn	0.004	0	0	0.005	0.009	0.001	0	0.002	0	0.003	0.007	0
Li*	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Y	2.912	2.917	2.903	2.939	2.906	2.919	2.946	2.904	2.929	2.929	2.904	2.931
X:Ca	0.055	0.08	0.089	0.076	0.086	0.073	0.077	0.131	0.073	0.01	0.067	0.083
Na	0.771	0.708	0.702	0.633	0.712	0.708	0.7	0.691	0.66	0.655	0.714	0.699
K	0.014	0.012	0.011	0.015	0.013	0.013	0.014	0.01	0.012	0.007	0.013	0.013
r	0.161	0.201	0.199	0.276	0.189	0.207	0.209	0.168	0.255	0.328	0.206	0.204
OH	3.728	3.783	3.754	3.852	3.782	3.774	3.797	3.651	3.839	3.881	3.855	3.809
F	0.265	0.217	0.245	0.146	0.208	0.222	0.199	0.344	0.152	0.119	0.134	0.186
Cl	0.007	0	0.001	0.002	0.01	0.004	0.004	0.005	0.009	0	0.01	0.005
Cat Sum	18.751	18.716	18.704	18.663	18.717	18.712	18.737	18.736	18.674	18.601	18.699	18.726
T+Z+Y	14.912	14.917	14.903	14.939	14.906	14.919	14.946	14.904	14.929	14.929	14.904	14.931
Name	Dravite	Schorl	Dravite	Schorl	Schorl	Schorl	Dravite	Dravite	Schorl	Schorl	Schorl	Schorl
Fe+Mg	2.542	2.607	2.588	2.48	2.628	2.531	2.537	2.745	2.54	2.397	2.596	2.608
Fe/(Fe+Mg)	2.396	2.173	2.311	1.652	2.152	2.219	2.013	2.700	1.882	1.728	2.181	2.068
FeO/(FeO+MgO)	0.594	0.685	0.634	0.833	0.695	0.657	0.728	0.523	0.770	0.803	0.681	0.720
Na+Ca+K	0.839	0.799	0.801	0.724	0.811	0.793	0.791	0.832	0.745	0.672	0.794	0.796

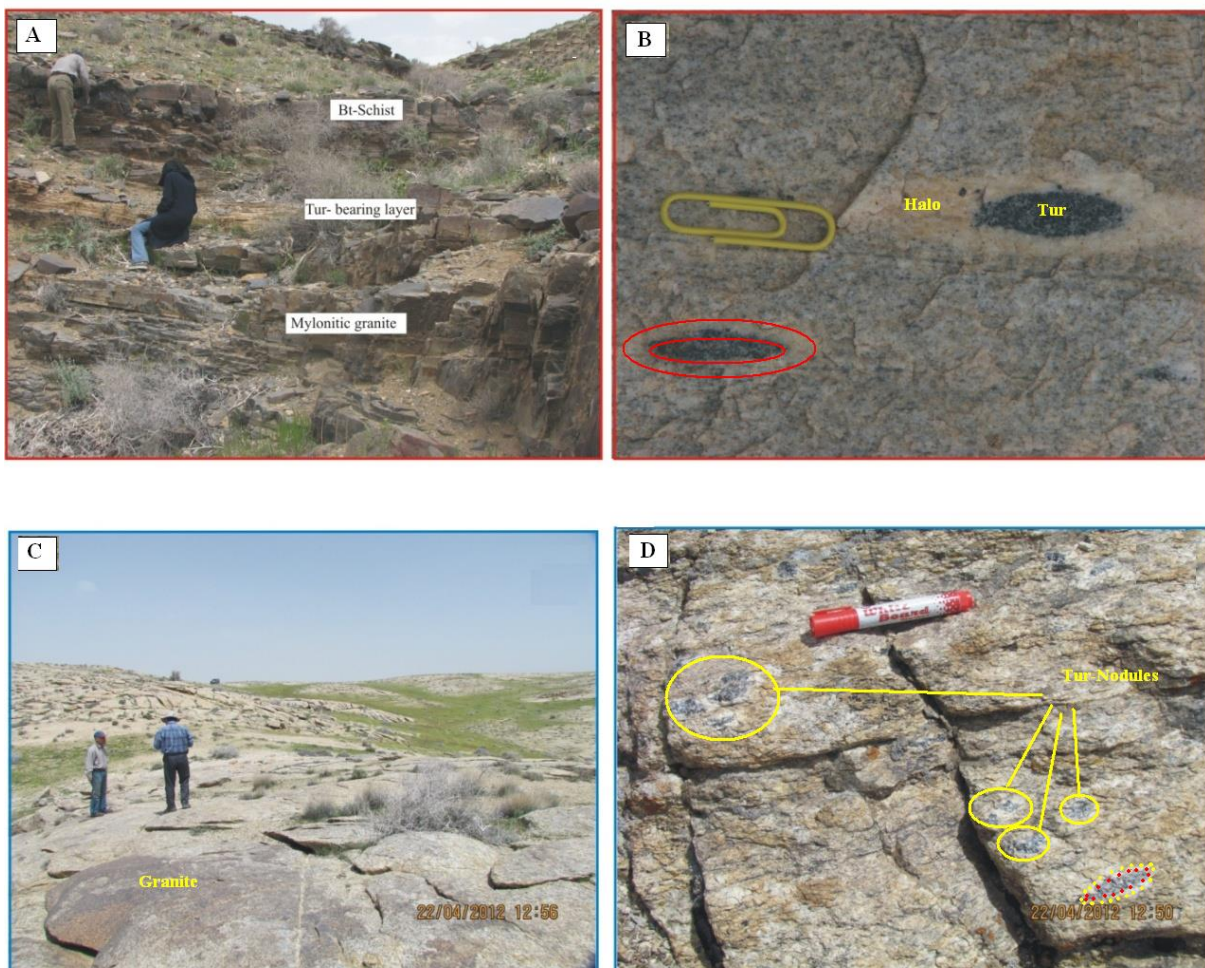
جدول ۴- داده‌های REE در کانی تورمالین درون گرهک‌های نوع ۲ لکوگرانیت آدربا (شمال‌خاوری گلپایگان) به روش LA-ICP-MS

REE	T2/z1	T2/z1)Rim(T2/z2	T2/z2	T2/z3)Rim(average
La	5.341	3.395	1.085	2.898	4.221	3.388
Ce	7.119	5.138	2.499	5.95	4.886	5.118
Pr	0.602	0.336	0.217	0.581	0.252	0.398
Nd	1.785	2.135	0.728	1.848	1.743	1.648
Sm	2.478	0	0.35	0.364	1.729	0.984
Eu	1.078	0.322	0.56	0.217	0.686	0.573
Gd	1.561	0.952	0.329	0.175	0	0.603
Tb	0.273	0	0.231	0	0.168	0.134
Dy	0.777	0	0.329	0.168	0.609	0.377
Ho	0.147	0	0	0.385	0.154	0.137
Er	0	1.127	0	0.875	0.441	0.489
Tm	0.532	0	0	0.07	0.259	0.172
Yb	0.273	0.406	0.35	0.728	0.287	0.409
Lu	0.434	0.126	0.147	0	0	0.141

بررسی روابط صحرایی و سنگ‌نگاری

در منطقه آدریا دو نوع گرهک دیده می‌شود که به سوی کرانه جنوبی توده لکوگرانیت آدریا و گاه نزدیک به مرزهای گسلی و کمابیش در یک راستای خاوری-باختری پراکنده هستند. گرهک‌های کوچک (نوع ۱) با بزرگی ۲ در ۴ سانتیمتر و گرهک‌های بزرگ (نوع ۲) با بزرگی نزدیک به ۷ در ۱۴ سانتیمتر بوده، هر دو نوع گرهک، عدسی شکل هستند. هر گرهک دارای بخش هسته سیاه‌رنگ (بخش مرکزی) و بخش هاله یا غلاف سفیدرنگ (بخش کناره‌ای) است که با سنگ میزبان خاکستری رنگ فراگرفته شده است. غلاف سفید یک

بخش رها از کانی‌های فرومنیزین (بیوتیت و تورمالین) است. گرهک‌های نوع ۱ در لکوگرانیت لایه‌ای ریزبلور که بین میکاشیست در بالا و لکوگرانیت در زیر جای گرفته، یافت می‌شود (شکل‌های A-۲ و B-۲). گرهک‌ها با غلاف سفیدرنگی از زمینه جدا شده‌اند. کشیدگی گرهک‌های عدسی شکل (قطر بزرگ آن) به موازات برگواگی بیوتیت‌های زمینه است. Novák و Buriánek (۲۰۰۴)، پیدایش گرهک‌های بیضوی شکل را وابسته به هنگامی می‌دانند که مذاب گرانیتی میزبان با نسبت بسیار بالایی از بلورها (نسبت به مذاب) هنوز در حالت شکل‌پذیری بوده است.



شکل ۲- ویژگی و روابط صحرایی در منطقه آدریا (شمال خاوری گلیپایگان) برای سنگ‌های در برگیرنده گرهک‌های تورمالین: A، (B نوع ۱؛ C، D نوع ۲).

در این بخش نیست و هیچ مرز مشترکی میان بیوتیت و تورمالین دیده نشد. در گرانیت میزبان این نوع گرهک، بیوتیت کانی فرومنیزین اصلی است و کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز (پرتیت نازک)، میکروکلین، پلاژیوکلاز و مسکوویت آن را همراهی می‌کنند. آپاتیت و زیرکن به‌صورت ادخال درون بیوتیت و کوارتز هستند.

ب) سنگ‌نگاری گرهک‌های تورمالین نوع ۲:

هسته این نوع گرهک، از تورمالین‌های درشت‌بلور به‌همراه کوارتز ساخته شده است. بلورهای تورمالین، نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با اندازه متداول ۱ تا ۲ میلی‌متر در برش‌های عرضی است. چندرنگی آشکار و قوی از مرکز به‌سوی کناره‌ها با رنگ‌های سبز-زرد تا نارنجی-قهوه‌ای، از ویژگی‌های تورمالین در این نوع گرهک است. بافت غربالی و بریده شدن با رگه‌های نازک کوارتز در آنها دیده شد. بیوتیت‌های کلریتی شده در همراهی تورمالین به‌چشم می‌خورد (شکل‌های C-۴ و D-۴). با دور شدن از هسته تورمالین‌دار، بر مقادیر پلاژیوکلاز افزوده می‌شود و هیچ نشانه‌ای از کانی‌های فرومنیزین دیده نمی‌شود. این بخش، همان هاله یا غلاف سفید است که از دید حجم و در مقایسه با غلاف گرهک نوع ۱ نسبت به بخش هسته تورمالین‌دار، نازک‌تر است. به‌سوی گرانیت میزبان، بر مقادیر بیوتیت و مسکوویت افزوده می‌شود و شکسته شدن بیوتیت به روتیل و مسکوویت در مقاطع نازک دیده شد (شکل‌های E-۴ و F-۴). این شواهد می‌تواند پیدایش تورمالین به‌بهای بیوتیت را نشان بدهد. گرانیت میزبان این نوع گرهک، از کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت و مسکوویت ساخته شده است. همچنین، پدیده‌های پرتیت و میرمکیت متداول است. زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی سنگ میزبان است.

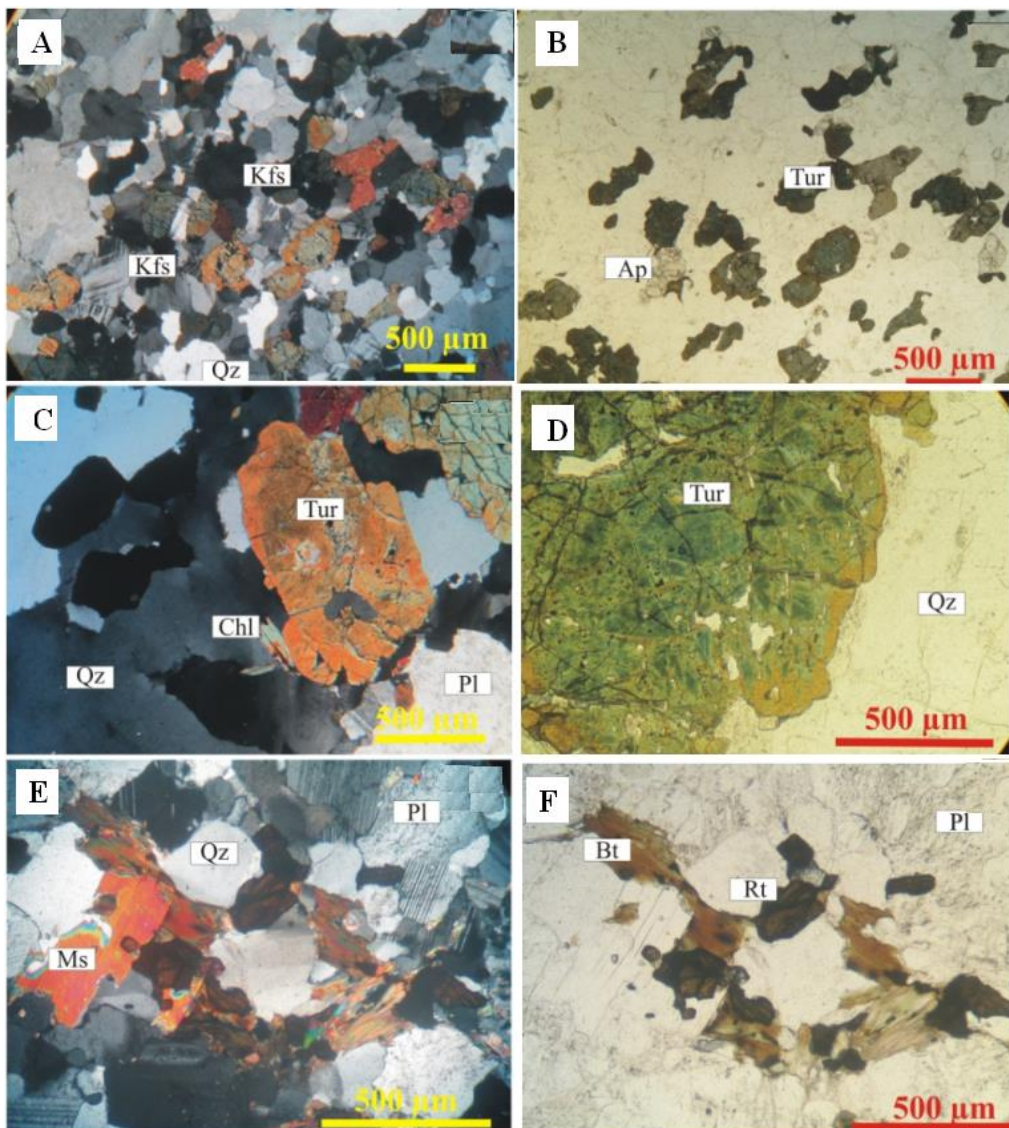
گرهک‌های بزرگ (نوع ۲) در لوکوگرانیت توده‌ای متوسط بلور پراکنده هستند. این گرهک‌ها با حرکت به‌سوی باختر توده آدربا دیده و برداشت شدند (شکل‌های C-۲ و D-۲). فرسایش توده گرانیتی میزبان و سختی و مقاومت تورمالین‌ها، موجب شده تا این گرهک‌ها گاه به‌صورت منفرد و برجسته در سطح گرانیت میزبان به‌جا بماند (شکل ۳).



شکل ۳- گرهک‌های تورمالین نوع ۲ در منطقه آدربا (شمال‌خاوری گلپایگان) که در پی فرسایش سنگ میزبان و سختی تورمالین به‌صورت برجسته در سطح سنگ بر جای مانده‌اند.

الف) سنگ‌نگاری گرهک‌های تورمالین نوع ۱: هسته

این گرهک‌ها از تورمالین، کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار (میکروکلین) و آپاتیت است. تورمالین‌ها به موازات کشیدگی گرهک و بیوتیت‌های سنگ میزبان، جهت یافتگی نشان می‌دهند. این کانی شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده دارای اندازه ۵۰ تا ۲۰۰ میکرون و چندرنگی سبز-آبی تا زرد-قهوه‌ای از مرکز به‌سوی کناره‌هاست (شکل‌های A-۴ و B-۴). کوارتز و میکروکلین در این بخش از گرهک نسبت به غلاف و سنگ میزبان اندازه بزرگ‌تری دارد. آپاتیت‌های نوظهور که پیدایش آنها با افزایش فعالیت F در سیال مراحل پایانی همراه است (Balen and Broska, 2011) از ویژگی‌های این نوع گرهک در منطقه است. هاله سفید، بیشتر از کوارتز و فلدسپار، با همان بافت و اندازه که در گرانیت میزبان دیده می‌شود، ساخته شده است. بیوتیت



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی گرهک‌های تورمالین در منطقه آدریا (شمال خاوری گلپایگان): A، B هسته گرهک‌های نوع ۱ که تورمالین‌ها را نشان می‌دهد؛ C، D تورمالین و کوارتز در هسته تورمالین‌های نوع ۲؛ E، F شکسته شدن بیوتیت به روتیل و مسکوویت در گرهک‌های نوع ۲. تصویرهای چپ (cross polarized light) XPL و تصویرهای راست (plane polarized) PPL هستند. نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است.

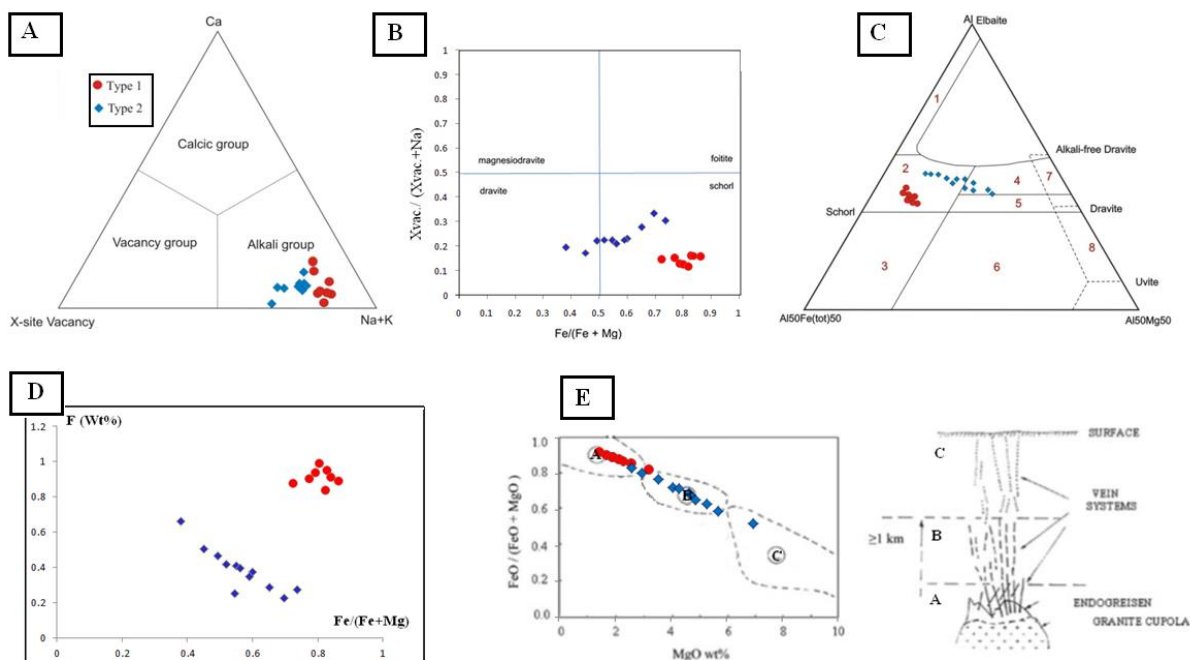
تورمالین بر پایه جایگاه X به انواع تورمالین‌های آلکان، تورمالین‌های کلسیک و تورمالین‌های X-site Vacancy رده‌بندی می‌شود (Hawthorne and Henry, 1999). برای این پای، این تورمالین‌ها در محدوده آلکان (قلیایی) جای دارند (شکل ۵-A). در نمودار $X_{vac}/X_{vac}+Na$ برابر $Fe/Fe+Mg$ (شکل ۵-B)، تورمالین‌های

زمین‌شیمی تورمالین

برای شناخت ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این تورمالین‌ها، ۲۰ نقطه تجزیه ریزکاو الکترونی بر روی این کانی انجام شد. فرمول ساختاری این کانی بر پایه ۳۱ آنیون O و OH به دست آمده است. H_2O و B_2O_3 برای ساخت ۴ یون OH و ۳ یون B به روش استوکیومتری به دست آمده‌اند.

را نشان می‌دهند؛ اما تورمالین‌های گرمایی با منطقه‌بندی آشکار و افزایش Mg به‌سوی کناره‌ها، گویای تغییر ترکیب سیال در هنگام تبلور هستند (Yavuz *et al.*, 2008).

گرهک‌های نوع ۱ در محدوده شورل و تورمالین‌های گرهک‌های نوع ۲ در قلمرو شورل-دراویت جای دارند. تورمالین‌های ماگمایی با نسبت بالای Fe/Fe+Mg شرایط تبلور همگن‌تری

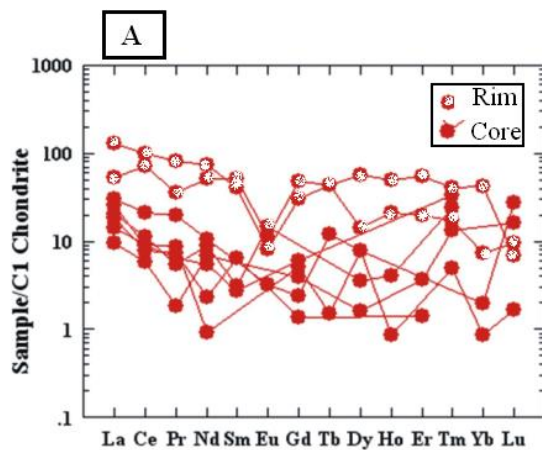


شکل ۵- A) تورمالین‌های منطقه آدریا (شمال‌خاوری گلپایگان) در نمودار رده‌بندی بر پایه جایگاه X (Hawthorne and Henry, 1999)؛ B) نمودار $X_{vac}/(X_{vac}+Na)$ در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ ؛ C) نمودار Al-Fe-Mg (Henry and Guidotti, 1985)؛ D) مقادیر F برابر نسبت $FeO/(FeO+MgO)$ و تصویر نمادین وابستگی میزان $FeO/(FeO+MgO)$ در تورمالین، با دور شدن از خاستگاه ماگمایی (Pirajno and Smithies, 1992).

تورمالین‌های گرهک نوع ۲ تطابق منفی نشان می‌دهند. به باور Pirajno و Smithies (۱۹۹۲)، با دور شدن از خاستگاه ماگمایی سیال‌های کانسار ساز، میزان $FeO/(FeO+MgO)$ در تورمالین کاهش می‌یابد. چنانچه این نسبت در تورمالین‌ها بین ۱ تا ۰/۸ متغیر باشد، نشان‌دهنده بسته‌بودن سیستم ماگمایی و نبود سیال‌ها و جایگیری نمونه‌ها در نزدیک یا درون منبع تغذیه‌کننده است (قلمرو A). مقدار کمتر از ۰/۶ نشان‌دهنده یک سیال بوردار با خاستگاه خارجی و یک سیستم گرمایی در پیرامون توده نفوذی است (قلمرو C) و چنانچه مقدار این نسبت ۰/۶ تا ۰/۸ (قلمرو B) باشد

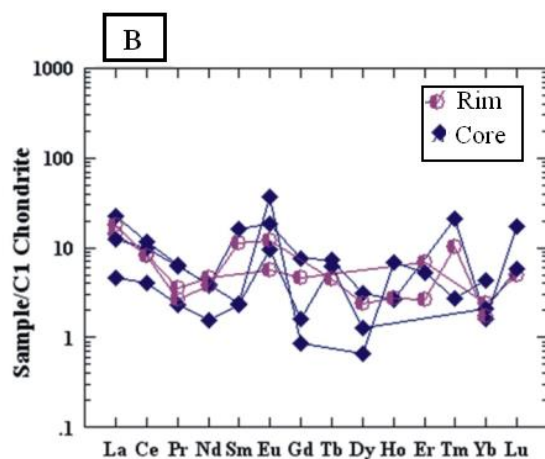
در نمودار Al-Fe-Mg (Henry and Guidotti, 1985)، این تورمالین‌ها در محدوده‌های ۲ و ۴ جای گرفته‌اند (شکل ۵- C). تورمالین‌های نوع ۱ همگن‌تر بوده و نشان‌دهنده پیدایش آنها از یک گرانیتویید تهی از Li است (محدوده ۲)؛ اما ترکیب تورمالین‌های نوع ۲ از قلمرو ۲ تا ۴ متغیر است. محدوده ۴، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های هم‌زیست با یک فاز اشباع از آلومینیم را نشان می‌دهد (شکل ۵- C). بررسی مقادیر F در برابر نسبت $Fe/Fe+Mg$ (شکل ۵- D) نشان می‌دهد که تورمالین‌های نوع ۱ از دید فاز فلئور غنی‌تر است. محتوای F و Fe در

متأثر از وجود ادخال کانی‌های فرعی در تورمالین بوده است (Pesquera *et al.*, 2005). با وجود فراوانی داده‌های تجزیه تورمالین‌ها، اطلاعات چندانی پیرامون تکامل REE در هنگام رشد این کانی وجود ندارد. از این‌رو، به‌کارگیری روش LA-ICP-MS که دارای دقت و توان آشکارسازی بالایی است بهترین روش تجزیه برای بررسی عناصر فرعی و نادر در تورمالین است (Novák *et al.*, 2011; Bačák *et al.*, 2012). برای دستیابی به این هدف تورمالین‌های منطقه آذربا تجزیه LA-ICP-MS شدند. الگوی REE تورمالین در گرهنک‌های نوع ۱ و ۲ که به ترکیب کندریت (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده در شکل ۶ آمده است.



هر دو نوع سیال ماگمایی و گرمابی در پیدایش تورمالین‌ها نقش اساسی دارند. مقدار FeO/FeO+MgO در تورمالین گرهنک‌های نوع ۱ بیش از ۰/۸۲ و در تورمالین گرهنک‌های نوع ۲ بین ۰/۵۲ تا ۰/۸۳ است؛ از این‌رو، این دو نوع تورمالین به ترتیب در قلمروهای A و B جای گرفته‌اند (شکل ۵-E).

عناصر خاکی نادر (REE) در تورمالین: از عناصر فرعی و خاکی نادر (مانند REE ها) در تورمالین‌ها می‌توان در تفسیرهای سنگ‌زایی (پتروژنتیک) بهره برد؛ اما بسیاری از بررسی‌هایی که در زمینه این کانی انجام شده بر روی نمونه‌های پودر و به‌روش‌های ICP-MS و یا RNAA بوده‌است (Raith *et al.*, 2004; Pesquera *et al.*, 2005; Yavuz *et al.*, 2011) که



شکل ۶- الگوی بهنجار شده REE به ترکیب کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای تورمالین منطقه آذربا (شمال‌خاوری گلپایگان) در: (A) گرهنک‌های نوع ۱؛ (B) گرهنک‌های نوع ۲.

حساسیت شیمی عناصر فرعی و نادر تورمالین به ترکیب سنگ میزبان‌های بسیار گوناگون آن، این کانی را ابزار خوبی برای تفسیر محیط رشد آن کرده است؛ اما ترکیبی از شیمی، طبیعت و توالی تبلور کانی‌های فرعی همراه، برای بررسی رفتار REE در هنگام رشد تورمالین نیاز است (Čopjaková *et al.*, 2013). میانگین مقادیر REE

Bea (۱۹۹۶) بر این باور است که تورمالین دارای میزان کم REE است. بررسی‌های فراوانی که بر روی میزان این عناصر در تورمالین‌ها انجام شده (مانند: Jolliff *et al.*, 1987; King *et al.*, 1988; Roda *et al.*, 1995; Pesquera *et al.*, 2005; Čopjaková *et al.*, 2013) نشان‌دهنده نبود الگوی شناخته‌شده‌ای برای این کانی نسبت به REE هاست که نشان می‌دهد ساختار تورمالین، عنصر خاکی نادر ویژه‌ای را ترجیح نمی‌دهد.

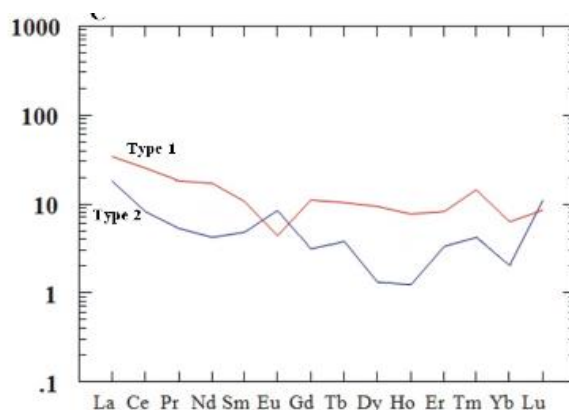
پدید آمده‌اند. فرض بر این است که نیاز به آلومینیم برای تبلور تورمالین از راه جان‌شینی فلدسپار فراهم شود (Trumbull *et al.*, 2008)؛ اما افزون بر بررسی‌های سنگ‌نگاری، چنین واکنشی در تورمالین‌های آدربا در بررسی‌های سنگ‌نگاری دیده نشد.

به نظر می‌رسد تکامل تورمالین‌های نوع اول در یک سیستم بسته رخ داده و سپس شکسته شدن بیوتیت در مراحل پایانی تبلور تورمالین تا مصرف کامل B رخ داده است. حضور آپاتیت، میکروکلین، تغییر بسیار ناچیز ترکیب تورمالین، افزایش میزان TiO_2 در حاشیه بلور (عامل پیدایش منطقه‌بندی در کناره‌های تورمالین) می‌تواند نشان‌دهنده شکسته شدن بیوتیت و تشکیل هاله سفید (بی بیوتیت) باشد.

پراکنندگی REE در کانی‌ها، به دما، ترکیب فاز و مذاب بستگی دارد (Hanson, 1978). توزیع این عناصر در تورمالین، در نواحی مختلف زمین‌شناسی از پایه پیرو مقدار REE کل در این سنگ‌ها (Torres-ruiz *et al.*, 2003؛ Raith *et al.*, 2004) و یا ترکیب سیال‌های گرمابی (King *et al.*, 1988؛ Čopjaková *et al.*, 2010؛ Gardá *et al.*, 2013) بوده است.

در الگوهای بهنجار شده REE به ترکیب کندریت، آنومالی Eu (چه مثبت و چه منفی) پیامد تغییر ظرفیت (تغییر شرایط احیا-اکسید) است که خود به عواملی مانند دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن، pH و ترکیب شیمیایی سیال بستگی دارد (Wood, 1990; Bau, 1991; Slack *et al.*, 2000). در گرهک‌های نوع ۱ آنومالی منفی Eu معترف نبود سیال بیرونی در هنگام پیدایش تورمالین است، افزون بر اینکه، این عنصر می‌تواند در ساختار پتاسیم-فلدسپار (میکروکلین)، حامل مهم Eu^{2+} (Bea, 1991) باشد.

(شکل ۷) در تورمالین گرهک‌های نوع ۱ و ۲ در گستره آدربا به‌روشنی از یکدیگر جداست. به‌گونه‌ای که آنومالی Eu در تورمالین گرهک نوع ۱ منفی و در تورمالین گرهک نوع ۲ مثبت است و هر دو دارای شیب منفی هستند.

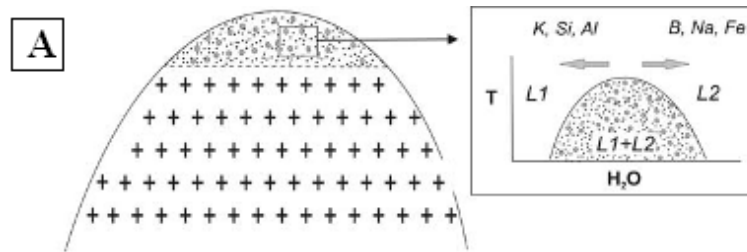


شکل ۷- الگوی مقادیر میانگین REEها که به ترکیب کندریت (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده‌اند برای تورمالین درون گرهک‌های تورمالین نوع ۱ و ۲ در گستره منطقه آدربا (شمال‌خاوری گلپایگان).

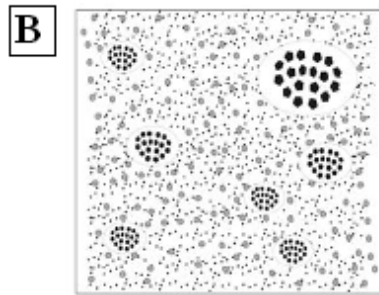
بحث

نبود آمیختگی مایع (Veksler and Thomas, 2002) در مذاب‌های تکامل یافته میان مذاب‌های غنی از سیلیس و غنی از آب (در سقف توده) رخ می‌دهد و عناصر B, Na و Fe وارد مذاب غنی از آب می‌شوند (شکل ۸). این ساز و کار برای رخداد جدایش‌های کروی شکل (نودول یا گرهک‌ها) پیشنهاد شده است (Trumbull *et al.*, 2008).

به نظر می‌رسد در منطقه آدربا گرهک‌های نوع اول در پی این ساز و کار و از تبلور مذاب‌های به‌جای مانده و تکامل یافته غنی از بور و آهن و در مراحل پایانی پیدایش گرانیت پدید آمده باشند. ترکیب این تورمالین‌ها شورل و خاستگاه آنها گرانیتوئیدهای تهی از Li است. کناره‌های تیره‌تر این کانی که از محتوای بالای F, Ti و REE برخوردار است، چه‌بسا در پی ساز و کار دیگری



Magma Evolution: Extreme magma differentiation leads to liquid immiscibility between silicic (L1) and hydrous (L2) melts in the roof zone, with partitioning of B, Na, and Fe to L2.



Main-stage tourmaline: forms in quartz-tourmaline orbicules after reaction of intergranular L2-melt with matrix feldspars of nearly-crystallized granite.

شکل ۸ - نمای ساده‌ای از ساز و کار نبود آمیختگی و پیدایش گرهک تورمالین (برگرفته از Trumbull *et al.*, 2008).

نتیجه‌گیری

گرهک‌های تورمالین منطقه مورد تحقیق، در دو گروه رده‌بندی می‌شوند. هسته گرهک‌های نوع ۱ (با اندازه کوچک‌تر) از تورمالین‌های متوسط بلور (چند رنگی سبز-آبی) به همراه پتاسیم‌فلدسپار، آپاتیت و کوارتز ساخته شده است؛ اما در هسته گرهک‌های نوع ۲، تورمالین با منطقه‌بندی آشکار (چندرنگی سبز-زرد با حاشیه زرد-نارنجی) به همراه کوارتز دیده می‌شود. غلاف سفید رنگ (هاله) پیرامون هسته تورمالینی در گرهک نوع ۲ نسبت به اندازه گرهک (در مقایسه با گرهک نوع ۱) نازک‌تر است. تورمالین در گرهک‌های نوع ۱ و ۲ از انواع آلکالی است. تورمالین گرهک نوع ۱ ترکیب همگن‌تر و غنی از Fe و F دارد؛ اما تورمالین گرهک نوع ۲ با ترکیب شورل-دراویت و تطابق منفی مقادیر Fe و F شناخته می‌شود. تورمالین گرهک‌های نوع ۱ با گرانیتوئیدهای تهی از Li و سیستم ماگمایی بسته (بدون دخالت

در گرهک‌های نوع دوم، پتاسیم‌فلدسپار نیست و تبلور کوارتز، الگوی REE سیالات هیدروترمال را تغییر نمی‌دهد. از این‌رو، الگوی REE تورمالین‌ها منعکس‌کننده الگوی REE سیال است. این تورمالین‌ها با فراوانی کمتر REE و آنومالی مثبت Eu نشان پیدایش در حضور سیال است (Garda *et al.*, 2010). این تورمالین‌ها، یک سیستم باز و تعادل با سیال بیرونی در شرایط گرمایی را پیشنهاد می‌دهد. نبود آپاتیت و پتاسیم‌فلدسپار، حضور کوارتز، اندازه بزرگ تورمالین و گرهک‌ها و منطقه‌بندی ترکیبی شدید (شورل-دراویت) به همراه هاله سفید باریک (در برابر اندازه گرهک) گواهِ این نکته هستند.

به نظر می‌رسد نقش فوگاسیته اکسیژن، تغییر ظرفیت Eu از حالت ۳ به ۲ است؛ اما این رقابت کانی‌ها برای پذیرفتن Eu است که دو الگوی مختلف REE (آنومالی Eu) را در این تورمالین‌ها پدید آورده است.

تورمالین تا مصرف کامل B (سیستم بسته) پدید آمده‌اند. برای گرهک‌های نوع ۲، شکسته‌شدن بیوتیت در تعادل با سیال بیرونی (سیستم باز) و خاستگاه ماگمایی - گرمابی پیشنهاد می‌شود.

سپاس‌گزاری

از دانشگاه گران‌دای اسپانیا که در انجام آنالیزها همکاری داشته‌اند نهایت سپاس و تشکر را داریم. همچنین، از حمایت معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان سپاس‌گزاری می‌شود.

سیال‌های گرمابی بیرونی همخوانی دارند؛ اما تورمالین‌های نوع ۲ با متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های هم‌زیست با یک فاز اشباع از Al و دخالت هر دو نوع سیال ماگمایی و گرمابی (سیستم باز) سازگار هستند. الگوی REE در این دو نوع تورمالین از یکدیگر جداست؛ به‌گونه‌ای که تورمالین‌های نوع ۱ آنومالی منفی Eu و تورمالین‌های نوع ۲ آنومالی مثبت این عنصر را به نمایش می‌گذارند. گرهک‌های نوع ۱ در پی دو ساز و کار نبود آمیختگی در مذاب‌های تکامل‌یافته و سپس شکسته‌شدن بیوتیت در مراحل پایانی تبلور

منابع

- Bačík, P., Uher, P., Ertl, A., Jonsson, E., Nysten, P., Kanický, V. and Vaculovič, T. (2012) Zoned REE-enriched dravite from a granitic pegmatite in Forshammar, Bergslagen Province, Sweden: an EMPA, XRD and LA-ICP-MS study. *The Canadian Mineralogist* 50: 825-841.
- Balen, D. and Broska, I. (2011) Tourmaline nodules: products of devolatilization within the final evolutionary stage of granitic melt? In: *Granite-Related Ore Deposits* (Eds. Sial, A. N., Bettencourt, J. S., De Campos, C. P. and Ferreira, V. P.) Special Publications 350: 53-68. Geological Society, London.
- Bau, M. (1991) Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid - rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology* 93: 219-230.
- Bea, F. (1996) Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths: implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology* 37: 521-552.
- Buriánek, D. and Novák, M. (2004) Morphological and compositional evolution of tourmaline from nodular granite at Lavičky near Velké Meziříčí, Moldanubicum, Czech Republic. *Journal of the Czech Geological Society* 49: 81-90.
- Čopjaková, R., Škoda, R., Vašinová Galiová, M. and Novák, M. (2013) Distributions of Y + REE and Sc in tourmaline and their implications for the melt evolution; examples from NYF pegmatites of the Třebíč Pluton, Moldanubian Zone, Czech Republic. *Journal of Geosciences* 58: 113-131.
- Garda, G. M., Beljavskis, P., D'agostino, L. Z. and Wiedenbeck, M. (2010) Tourmaline and rutile as indicators of a magmatic-hydrothermal origin for tourmalinite layers in the São José do Barreiro Area, NE Ribeira Belt, southern Brazil. *Geologia USP Série Científica São Paulo* 10: 97-117.
- Hanson, G. H. (1978) The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rock of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters* 38: 26-43.
- Hassanzadeh, J., Stocklin, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D. (2008) U-Pb zircon geochronology of late neoproterozoic-early cambrian

- granitoids in Iran: implication for paleogeography, magmatism, and exhumation history of basement. *Tectonophysics* 451: 71–96.
- Hawthorne, F. C. and Henry, D. J. (1999) Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy* 11: 201-215.
- Henry, D. J. and Guidotti, C. V. (1985) Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolite grade metapelites of NW-Marine. *American Mineralogist* 70: 1-15.
- Lefort, P. (1991) Enclaves of the Miocene Himalayan leucogranites. In: *Enclaves and Granite Petrology* (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.) *Developments in Petrology* 13: 35-47. Elsevier, Amsterdam.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995) Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223–253.
- Mirlohi, A. (2015) Petrogenesis of leucogranitic rocks from the Northeast of Golpayegan (Aderba-Ochestan, Sanandaj- Sirjan zone). Ph.D. thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Mirlohi, A. and Khalili, M. (2014): Tourmaline nodules of two mica granite from Aderba area (North of Golpayegan, Iran). *Goldschmidt, Abstracts* 1700.
- Mirlohi, A., Khalili, M., Mansouri-Esfahani, M., Tabatabaei-Manesh, S. M. (2015): Peraluminous two mica leucogranite of the Aderba pluton, NE Golpayegan, Iran: Hydrogen isotope and chemistry of biotite significance. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen* 277(1): 1-10.
- Mirsepahvand, F., Tahmasebi, Z., Shahrokhi, S.V., Ahmadi-Khalaji, A. and Khalili, M. (2011) Geochemistry and determine of the origin of tourmaline from Boroujerd area. *Iranian Society of Crystallography and Mineralogy*. 20: 281-292 (in Persian).
- Nadimi, A. and Nadimi, H. (2008) Exhumation of old rocks during the Zagros collision in the Northwestern part of Zagros Mountains, Iran. *The Geological Society of America, Special paper* 444: 105-122.
- Novák, M., Škoda, R., Filip, J., Macek, I. and Vaculovič, T. (2011) Compositional trends in tourmaline from intragranitic NYF pegmatites of the Třebíč Pluton, Czech Republic: an electron microprobe, Mössbauer and LA-ICP-MS study. *The Canadian Mineralogist* 49: 359–380.
- Perugini, D. and Poli, G. (2007) Tourmaline nodules from Capo Bianco aplite (Elba Island, Italy): an example of diffusion limited aggregation growth in a magmatic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153: 493–508.
- Pesquera, A., Torres–Ruiz, J., Gil–Crespo, P. P. and Jiang, S. Y. (2005) Petrographic, chemical and B–isotopic insights into the origin of tourmaline–rich rocks and boron recycling in the Martinamor Antiform (Central Iberian Zone, Salamanca, Spain). *Journal of Petrology* 46: 1013–1044.
- 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.
- Raith, J. G., Riemer, N., Schöner, N. and Meisel, T. (2004) Boron metasomatism and behavior of rare earth elements during formation of tourmaline rocks in the eastern Arunta Inlier, Central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147: 91–109.

- Rozendaal, A. and Bruwer, L. (1995) Tourmaline nodules: indicator of hydrothermal alteration and Sn-Zn-(W) mineralization in the Cape Granite Suite, South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 21: 141-155.
- Sharifi, M., Tabatabaeimanesh, S. M. and Ghazifard, A. (2000) Study of primary and magmatic tourmaline in Aderba's mylonitic granites. 19th Meeting of Earth Sciences Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Slack, J. F., Herriman, N., Barnes, R. G. and Plimer, I. R. (1984) Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. *Geology* 12: 713-716.
- Tahmasbi, Z. (2013) The mechanism of the formation of tourmaline nodules from Boroujerd area (Dehgah- Sarsakhti). *Iranian Society of Crystallography and Mineralogy*. 22: 419-430 (in Persian).
- Torres-Ruiz, J., Pesquera, A., Gil-Crespo, P. P. and Vellilla, N. (2003) Origin and petrogenetic implications of tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southeastern Spain). *Chemical Geology* 197: 55-86.
- Trumbull, R. B., Krienitz, M. S., Gottesmann, B. and Wiedenbeck, M. (2008) Chemical and boron-isotope variations in tourmalines from an S-type granite and its source rocks: the Erongo granite and tourmalinites in the Damara Belt, Namibia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155: 1-18.
- Veksler, I. V. and Thomas, R. (2002) An experimental study of B-, P- and Frich synthetic granite pegmatite at 0.1 and 0.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 673-683.
- Wood, S. A. (1990) The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350 °C at saturation water vapor pressure. *Chemical Geology* 88: 99-125.
- Yavuz, F., Fuchs, Y., Karakaya, N. and Karakaya, M. Ç. (2008) Chemical composition of tourmaline from the Asarcık Pb-Zn-Cu U deposit, Şebinkarahisar, Turkey. *Mineralogy and Petrology* 94: 195-208.
- Yavuz, F., Jiang, S. Y., Karakaya, N., Karakaya, M. C. and Yavuz, R. (2011) Trace-elements, rare-earth element and boron isotopic compositions of tourmaline from a vein-type Pb-Zn-Cu±U deposit, NE Turkey. *International Geology Review* 53: 1-24.

Petrography and Geochemistry of tourmaline nodules from Aderba leucogranite (northeast of Golpaygan)

Akramosadat Mirlohi * and Mahmoud Khalili

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The Aderba leucogranite in the Golpayegan metamorphic core complex (GMC), a part of Sanandaj-Sirjan zone, host lentiform small (2*4 cm)(Type 1) and large (7*14 cm)(Type 2)tourmaline nodules. In terms of mineralogical features, the core of these two types tourmaline nodules is different. The Type 1 composed of small blue-green tourmaline, quartz, K-feldspar (microcline) and apatite while the Type 2 is characterized by tourmaline coarse crystals accompanied by quartz. Based on major and trace elements data the tourmalines under discussion are classified as alkaline, schorl (Type 1) and schorl-dravite (Type 2). The mean REE values displays a negative slope and a negative (Type 1) and positive (Type 2) Eu anomalies. The overall petrographic observations and geochemical results indicate that the Type 1 is likely influenced by two mechanisms of liquid immiscibility in the evolved melt followed by biotite breakdown in the final stages of tourmaline crystallization to complete consumption of B (closed system). For nodules, Type 2, breakdown of biotite in equilibrium with the external fluid (open system) is proposed.

Key words: Tourmaline nodules, REE, Golpaygan, Sanandaj-Sirjan zone

* akrammirlohi@gmail.com