

Mineralogy, geochemistry and low grade metamorphism of green tuffs of Karaj formation in Hesarbon area (south west Firoozkooh)

Shiva Bahrami ^{1*}, Faramarz Tutti ¹, Mohammad Ali Barghi ¹ and Majid Purmoghadam ²

¹ School of Geology, Faculty of science, University of Tehran, Tehran, Iran

² Department of Mining Engineering, Islamic Azad University, South-Tehran Unit, Tehran, Iran

Abstract

Green tuffs of middle Eocene age in Hesarbon area, south west of Firoozkuh (East of Central Alborz) consist of a thick sequence of lithic-, crystal-, vitric- and calcareous-tuffs. Microscopic and x-ray diffraction studies show plagioclase (albite and oligoclase), alkali feldspar (sanidine), quartz, cristobalite, biotite and hornblende are the major minerals in the rocks studied. Secondary minerals such as analcime, chlorite, prehnite and clay minerals are mainly present in the groundmass of the rocks. Extensive tectonic activities have created a variety of structural features including numerous folds and faults and therefore, have caused the green tuffs to be crushed and converted to breccia tuffs in many parts. Veins and cavities are filled by considerable amounts of zeolitic minerals including heulandite group, clinoptilolite and natrolite along with calcite and secondary quartz. Based on geochemical data, they lie on the dacite and rhyodacite field showing a calc-alkaline nature in the corresponding diagrams. According to the chondrite and primitive mantle normalized diagrams of trace elements, negative anomalies of Eu, Nb, Ti, P and depletion of HFSE together with their position in the petrogenesis discrimination diagrams, it is most likely that these rocks are formed in the active continental margin of a subduction zone. The existence of analcime and prehnite in the groundmass demonstrate that these rocks have undergone some degrees of low-grade metamorphism due to the overburden of the layers in the temperature range 200-300 °C. The present study shows that zeolite minerals filling the fractures and cavities of tuffs are precipitated by hydrothermal fluids with a neutral pH to acidic.

Key words: green tuffs of Karaj Formation, subduction, low grade metamorphism, hydrothermal fluids, Hesarbon, Firoozkuh, east of Central Alborz

* shiva.bahrami@ut.ac.ir

سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و دگرگونی تدفینی توف‌های سبز سازند کرج در منطقه حصاربن (جنوب‌باختری فیروزکوه)

شیوا بهرامی^{۱*}، فرامرز طوطی^۱، محمدعلی برقی^۱ و مجید پورمقدم^۲
^۱ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۲ گروه مهندسی معدن، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران - جنوب، تهران، ایران

چکیده

در منطقه حصاربن (جنوب‌باختری فیروزکوه، پهنه خاوری البرز مرکزی)، توف‌های سبز سازند کرج با سن ائوسن میانی، توالی ستبری از لیتیک‌توف، کریستال‌توف، ویتریک‌توف و توف آهکی را در بر گرفته‌اند. بررسی‌های میکروسکوپی و پراش پرتوی ایکس (XRD) نشان می‌دهند که کانی‌های اصلی در این توف‌ها، پلاژیوکلاز (آلبیت و الیگوکلاز)، آلکالی‌فلدسپار (سانیدین)، کوارتز، کریستوبالیت، بیوتیت و هورنبلند هستند. از کانی‌های ثانویه این توف‌ها می‌توان آنالسیم، کلریت، پرهنیت و کانی‌های رسی را نام برد. مجموعه‌های ساختاری منطقه (چین‌ها و گسل‌ها) تأثیرگذاری در منطقه و برشی شدن این توف‌ها و نیز پیدایش شکستگی، و ژئولیت‌زایی در آنها را در پی داشته‌اند. کانی‌های پدیدآمده در شکستگی‌ها و حفره‌های این توف‌ها، ژئولیت‌های گروه هیولندایت، کلینوپتیلولیت، گروه ناترولیت، کلسیت و کوارتز ثانویه هستند. برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی، ترکیب نخستین این توف‌ها، داسیتی و ریوداسیتی با سرشت کالک‌آلکان بوده است. آنومالی منفی Nb، Ti، P و تهی‌شدگی از HFSE در نمودارهای بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت و گوشته اولیه و همچنین، جایگاه ترکیبی نمونه‌ها در نمودارهای گوناگون شناسایی جایگاه زمین‌ساختی نشان‌دهنده پیدایش سنگ‌های منطقه حصاربن در پهنه وابسته به فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای است. برپایه مجموعه کانی‌شناسی توف‌های منطقه حصاربن، به‌ویژه در بخش‌های قاعده‌ای، این سنگ‌ها دچار درجه‌هایی از دگرگونی تدفینی، در بازه دمایی ۲۰۰-۳۰۰ درجه سانتیگراد و فشار دست کم ۱ کیلوبار، نیز شده‌اند. این بررسی‌ها نشان می‌دهد که سیال‌های گرمابی با درجه pH خنثی تا اسیدی، کانی‌های ژئولیتی را در شکستگی‌ها و حفره‌های توف‌های این منطقه نهشته کرده‌اند. واژه‌های کلیدی: توف‌های سبز سازند کرج، فرورانش، دگرگونی تدفینی، سیال‌های گرمابی، حصاربن، فیروزکوه، پهنه خاوری البرز مرکزی

* shiva.bahrami@ut.ac.ir

مقدمه

- بررسی‌های Ohwada و همکاران (۲۰۰۷) روی ژئولیت‌زایی سیال‌های گرمایی در توف‌های سبز در ژاپن؛

- بررسی Ostrooumov و همکاران (۲۰۱۳) درباره کانی‌شناسی توف‌ها و دگرسانی آنها با محلول‌های گرمایی در New Mexico؛

- بررسی Machiels و همکاران (۲۰۱۳) روی توالی ژئولیت‌های هیولندایت، کلینوپتیلولیت، آنالسیم و موردنیت در متاتوف‌ها در هنگام دگرگونی تدفینی و سیال‌های گرمایی در اکوادور؛

- بررسی Iwao و Hushmand-Zadeh (۱۹۷۱) روی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری سازند کرج در رشته‌کوه‌های البرز در منطقه شمال تهران.

بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری این پژوهشگران، سنگ‌های آذرآوری این منطقه دچار دگرگونی تدفینی شده‌اند و هرچند پومپلی‌ایت در آنها دیده نشده است؛ اما دگرگونی یادشده را رخساره ژئولیت و پره‌نیت - پومپلی‌ایت دانسته‌اند.

افزون‌براین، Tutti و همکاران (۲۰۰۹) بررسی‌های دیگری روی توف‌های سبز ائوسن در منطقه شمال تفرش انجام داده‌اند. بر پایه بررسی‌های انجام‌شده در این منطقه و یافتن کانی‌های آنالسیم، پره‌نیت و پومپلی‌ایت، این دگرگونی در رخساره ژئولیت و پره‌نیت - پومپلی‌ایت روی داده است. از نگاه سنگ‌شناسی توف‌های پدیدآمده در این سکانس بیشتر داسیتی، ریوداسیتی بوده و شامل لیتیک‌توف، کریستال‌توف، توف شیشه‌ای و توف آهکی هستند. در این پژوهش، افزون‌بر کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی توف‌ها، دگرسانی و دگرگونی تدفینی و پیدایش کانی‌های ثانویه در آنها، وابستگی داده‌های زمین‌شیمیایی برای شناسایی ترکیب ماگمای سازنده و شناسایی پهنه زمین‌ساختی نیز بررسی شده است.

نهبشته‌های آذرآوری و سنگ‌های آتشفشانی در منطقه حصارین، در ۱۴۰ کیلومتری خاور تهران، در میان شهرستان فیروزکوه و دماوند (در طول جغرافیایی خاوری "۱۴' ۲۹° ۵۲ تا "۱۶' ۲۷' ۵۲° و عرض جغرافیایی شمالی "۵۵' ۳۳' ۳۵ تا "۱۵' ۳۳' ۳۵°) جای دارد. این منطقه بخشی از برگه ۱/۲۵۰۰۰۰ تهران (Haghipour *et al.*, 1985) و ۱/۱۰۰۰۰۰ دماوند را دربر می‌گیرد. راه دسترسی به این منطقه جاده آسفالت‌ته تهران - فیروزکوه است.

تازه‌ترین بررسی‌های انجام‌شده در این محدوده که می‌توان نام برد:

- تهیه نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دماوند به‌دست Allenbach و Shteyger (۱۹۷۲)؛

- بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی Taghipour و همکاران (۲۰۰۴) روی توف‌های منطقه دماوند و فیروزکوه (خاور تهران) که دگرسان‌شدن این توف‌ها را پیامد آب‌های شور دریاچه‌ای دانسته‌اند؛

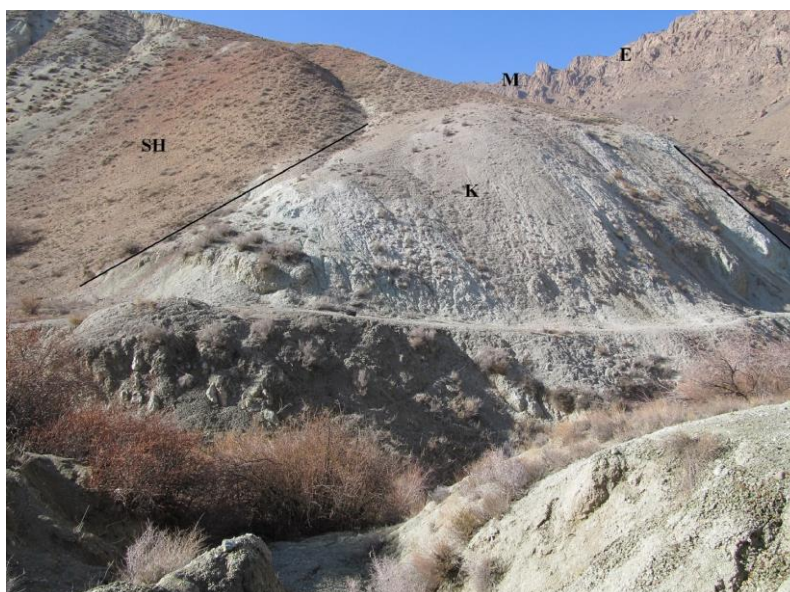
- بررسی‌های Abniki (۲۰۱۱) که به بررسی تغییرات ساختاری ژئولیت‌های این منطقه بر پایه کاربردهای آن در صنعت و کشاورزی پرداخته است.

توف‌های سبز ائوسن در خاور البرز مرکزی گسترده‌گی دارند؛ اما از آنجایی که این توف‌ها در شکستگی‌ها و حفره‌ها دچار سیال‌های گرمایی شده‌اند و ژئولیت‌زایی در مناطق گسترده‌ای روی داده است؛ از این‌رو، تا اکنون بررسی سیستماتیک بسیار محدودی در این منطقه انجام شده است. با وجود این، بررسی‌های گسترده‌ای در مناطق گوناگون زمین روی سنگ‌های مشابه انجام شده است؛ برای نمونه:

زمین‌شناسی منطقه

بر پایه روند ساختاری کوه‌های البرز، منطقه حصاربن در پهنه جنوبی- مرکزی و در بخش خاوری البرز مرکزی جای دارد (Stocklin, 1974a). بر پایه گستردگی توف‌های سبز ائوسن در خاور البرز مرکزی، چنین به نظر می‌رسد که به دنبال فشردگی‌های روی داده در کرتاسه پسین (رویداد لارامین)، جریان‌های گرمایی وابسته و فازهای کششی سراسری، پس از دوره‌های فرسایشی و انباشتی‌های پالئوسن (کنگلومرای فجن) زمین با دریای کم‌زرفایی پوشیده شده است. این محیط جایگاه خوبی برای ته‌نشست سنگ‌آهک‌های نومولیت دار ائوسن پیشین (سازند زیارت)، به‌ویژه، ماگمازایی گسترده به‌صورت روانه‌های آتشفشانی و یا ردیف‌های آذرآواری توفیت‌های سبز ائوسن میانی (سازند کرج) بوده است (Aghanabati, 2004). توف‌های سبز سازند کرج گستره گسترده‌ای از سنگ‌های منطقه را دربر گرفته است.

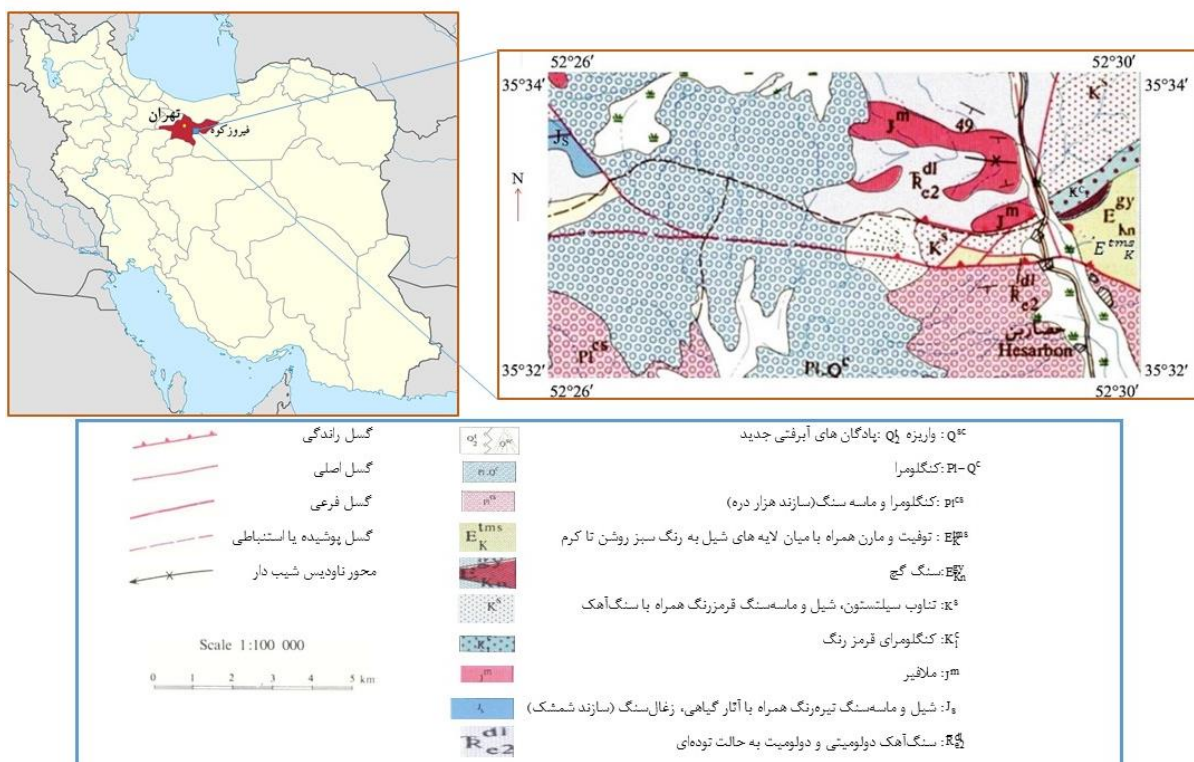
سازند کرج از شاخص‌ترین واحدهای سنگ چینه‌ای البرز مرکزی بوده و شامل توالی کمابیش ستبری از توف‌های سبز، سنگ‌های رسوبی، گدازه‌های آتشفشانی و تبخیری است که در گذشته به نام‌های گوناگون سری سبز (Tietze, 1875)، توفیت‌های سبز البرز (Darvishzadeh, 2004) و ... از آن یاد شده است. در برش الگو (دره کرج) و همچنین، در دیگر رخنمون‌ها، سازند کرج ترکیب سنگ‌شناسی همگن ندارد؛ از این‌رو، در برش الگو، با ۳۳۰۰ متر ستبرا به ۵ عضو بخش شده است. در منطقه حصاربن، تنها عضو چهارم بخش توف بالایی رخنمون دارد. این بخش بیشتر شامل توف سبز، به‌همراه لایه‌هایی از شیل توفی، ماسه‌سنگ توف‌دار و شیل آهکی است. در منطقه حصاربن، این توف‌ها با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ توفی، شیل توفی و توف آهکی همراه هستند. از دیدگاه ساختاری، این منطقه شامل چین‌ها و گسل‌هایی است که بر مجموعه‌های سازنده منطقه تأثیر گذاشته‌اند (شکل ۱).



شکل ۱- کنتاکت گسله توف‌های سبز سازند کرج (K) و سازند شمشک (SH) در منطقه حصاربن (جنوب‌باختری فیروزکوه) (K: سازند کرج؛ SH: سازند شمشک؛ E: سازند الیکا؛ M: ملافیر)

برای نمونه می‌توان گسل خوردگی منطقه پس از پیدایش توف‌های سبز سازند کرج را نام برد. این گسل خوردگی، نهشته‌شدن زئولیت‌ها با سیال‌های گرمایی در رگه‌ها و شکستگی‌های این توف‌ها را در پی داشته است. در شکل ۲، سازندهای مهم منطقه در نقشه

برای نمونه می‌توان گسل خوردگی منطقه پس از پیدایش توف‌های سبز سازند کرج را نام برد. این گسل خوردگی، نهشته‌شدن زئولیت‌ها با سیال‌های گرمایی در رگه‌ها و شکستگی‌های این توف‌ها را در پی داشته است. در شکل ۲، سازندهای مهم منطقه در نقشه



شکل ۲- بخشی از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دماوند، برگرفته از Shteyer و Allenbach (۱۹۷۲)

روش انجام پژوهش

سپس، داده‌های پراش پرتوی ایکس با نرم‌افزار Sigma Plot تجزیه شد. طیف‌های به‌دست‌آمده با الگوهای استاندارد هر کانی مقایسه و شناسایی شده‌اند. شمار ۱۰ نمونه توف (۶ نمونه توف با دگرگونی تدفینی و ۴ نمونه توف با کانی‌های رگه‌ای) برای تجزیه شیمیایی سنگ کل (جدول ۱) برگزیده شدند. سپس، این نمونه‌ها پودر شده و به روش‌های فلورسانس پرتوایکس (XRF)، طیف‌بینی نشر نوری پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-OES) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) برای تجزیه عنصرهای اصلی و کمیاب در آزمایشگاه Actlabs، مونترال کانادا تجزیه شیمیایی شدند.

در هنگام بررسی‌های صحرایی، ۴۹ نمونه از سنگ‌های آذرآواری برداشت شد و ۳۶ مقطع نازک ساخته شد. در این پژوهش، افزون‌بر بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، برای شناسایی دقیق کانی‌های سازنده توف‌ها (کانی‌های اصلی، فرعی، ثانویه و رگه‌ای در این توف‌ها)، پراش پرتوی ایکس (XRD) روی ۱۳ نمونه توف (۶ نمونه توف با دگرگونی تدفینی و ۷ نمونه توف با کانی‌های رگه‌ای) با دستگاه Philips, PW 1730 (در شرکت وین‌گستر) با چشمه $K\alpha$, Cu و طول موج ۱/۳۹ و ۱/۵۴ آنگستروم از زاویه‌های ۵ تا ۷۵ درجه انجام شد.

جدول ۱- داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی ۱۰ نمونه از توف‌های سبز اتوسن در منطقه حصاربن (جنوب‌باختری فیروزکوه)

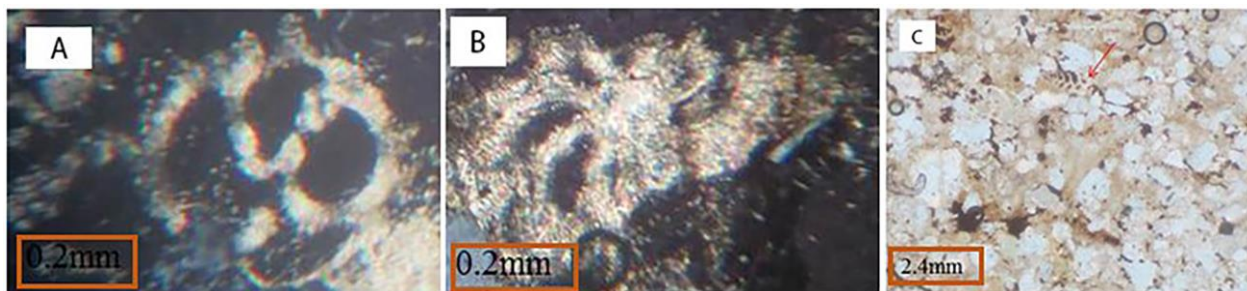
Sample No.	BT4	BT8	BT16	BT92	BT5	BT6	BT88	BT95	BT105	BT107
	Vein	Vein	Vein	Vein	Low grade metamorphism	Low grade metamorphism	Low grade metamorphism	Low grade metamorphism	Low grade metamorphism	Low grade metamorphism
SiO ₂	60.44	74.9	68.29	86.52	62.01	65.05	68.03	75.38	64.96	72.09
Al ₂ O ₃	12.88	7.09	3.6	0.77	12.1	11.17	10.52	6.7	14.92	11.86
Fe ₂ O ₃ ^(T)	2.93	0.87	1.73	0.27	2.36	1.9	1.06	1.54	1.54	1.54
MnO	0.004	0.002	0.139	0.035	0.012	0.004	0.011	0.042	0.017	0.055
MgO	2.29	0.76	0.83	0.24	2.01	1.54	0.68	0.81	1.39	1.04
CaO	1.12	0.49	10.81	1.49	1.9	1.05	1.87	3.79	2.06	0.21
Na ₂ O	3.24	2.35	0.5	0.11	3.14	3.11	2.89	1.36	1.69	4.12
K ₂ O	1.53	0.89	1.08	0.1	1.76	1.71	1.56	0.92	6.47	2.4
TiO ₂	0.333	0.152	0.172	0.018	0.309	0.241	0.183	0.25	0.203	0.243
P ₂ O ₅	0.08	0.03	0.12	0.01	0.09	0.05	0.04	0.07	0.04	0.03
LOI	13.88	10.18	12.41	5.48	13.43	12.84	12.49	9.65	6.49	4.95
Total	98.74	97.71	99.67	95.04	99.13	98.65	99.33	100.5	99.8	98.55
Sc	8	4	5	2	7	6	3	4	4	4
Be	2	2	2	2	1	1	2	1	2	2
V	22	10	51	5	20	12	16	48	12	15
Cr	<20	<20	20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Co	10	12	41	62	12	7	8	15	12	8
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Cu	20	20	20	20	20	20	10	10	10	20
Zn	100	<30	40	<30	80	<30	<30	<30	30	60
Ga	14	7	6	2	13	12	10	7	14	12
Ge	1	<1	1	3	2	1	<1	<1	2	1
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	47	18	41	3	56	48	28	25	106	97
Sr	672	2016	772	>10000	823	1134	1115	919	1196	59
Y	38	32	36	11	34	39	21	33	20	32
Zr	252	122	43	11	248	207	127	79	134	209
Nb	11	6	2	<1	11	10	9	4	10	12
Mo	3	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.7
In	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Sn	3	2	2	1	3	3	1	1	2	3
Sb	0.7	<0.5	1.1	4.9	1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cs	3.1	0.7	2.2	<0.5	1.7	1.4	<0.5	1.4	1.4	12.9
Ba	267	12950	738	4237	49	1147	578	421	471	115
La	31	19.1	13.7	6.3	30.2	28.2	24.9	14.8	27.1	32.9
Ce	64.2	36.8	25.2	9.9	60.7	56.5	42.6	27.5	47	61.8
Pr	7.35	4.08	3	1.1	6.94	6.52	4.27	3.23	4.76	6.57
Nd	27	14.7	11.8	3.5	25.1	24.2	13.8	11.5	15.2	22.9
Sm	5.7	3.2	2.5	0.6	5.7	5.2	2.4	2.8	2.9	4.1
Eu	0.99	0.52	0.59	0.11	0.98	0.81	0.43	0.67	0.65	0.55
Gd	6	3.6	3	0.5	5.7	5.3	2.1	3.2	2.8	3.6
Tb	1.1	0.6	0.5	0.1	1	0.9	0.4	0.6	0.4	0.6
Dy	6.6	4.3	3.4	0.7	6	6	2.5	4.2	2.5	3.8
Ho	1.3	1	0.7	0.2	1.2	1.3	0.6	0.9	0.5	0.8
Er	4.1	3.1	2.3	0.6	3.7	4.1	1.8	3.2	1.5	2.7
Tm	0.65	0.48	0.38	0.11	0.6	0.65	0.31	0.54	0.23	0.44
Yb	4.4	3.4	2.6	0.8	4	4.6	2.3	3.9	1.4	3.2
Lu	0.71	0.52	0.4	0.13	0.63	0.73	0.36	0.7	0.25	0.52
Hf	6.7	3.3	0.4	<0.2	6.6	5.8	3.5	2	3.8	4.3
Ta	1	0.7	0.6	1.8	1	0.9	1	0.4	1.1	1.2
W	73	203	882	3750	112	46	209	284	365	224
Tl	<0.1	<0.1	2.4	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	0.4
Pb	37	22	<5	<5	5	30	<5	21	<5	8
Bi	<0.4	<0.4	<0.4	0.4	<0.4	<0.4	<0.4	0.4	<0.4	<0.4
Th	8.5	4.9	2	0.7	7.9	7.8	11.7	3.8	10.3	15.9
U	2.4	2.2	1.1	10.1	2.3	2.6	2	1.6	1.2	4.8



شکل ۳- توف‌های سبزه‌اوسن در منطقه حصاربن (جنوب‌باختری فیروزکوه)

سنگ‌نگاری

توف‌های سبز سازند کرج (اوسن) گستره گسترده‌ای از سنگ‌های منطقه را می‌سازند. بیشتر این توف‌ها لایه‌بندی ظریف همراه با پیچ‌خوردگی دارند و برپایه ساخت‌های رسوبی در نهشته‌های آذرآواری (مانند: لایه‌بندی تدریجی)، نه‌تنها گویای نشست در پهنه دریایی هستند، بلکه جریان‌های آشفته در پهنه رسوبی را نیز نشان می‌دهند (شکل ۳). دارابودن فسیل‌های هانت‌کنینا (شکل ۴- A)، گلوبروتالیا (شکل ۴- B)، کراساتا، ژویژرینا و پلانکتون‌ها با دیواره هیالینی (شکل ۴- C) نشان‌دهنده سن اوسن میانی برای آنهاست.



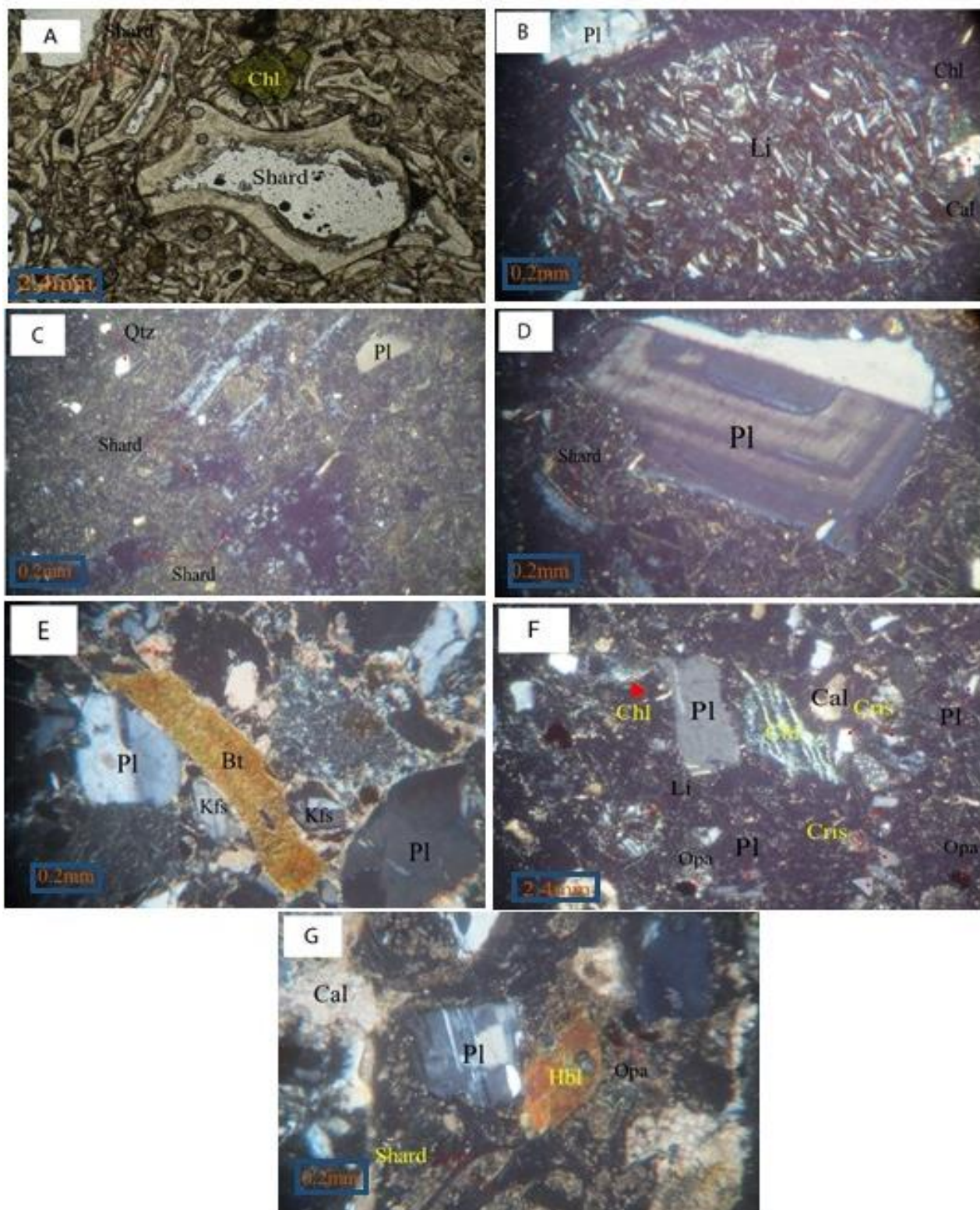
شکل ۴- فسیل‌های شاخص اوسن در توف‌های سبز سازند کرج در منطقه حصاربن (جنوب‌باختری فیروزکوه): (A) هانت‌کنینا (*Hantkenina* sp.); (B) گلوبروتالیا (*Globorotalia* sp.); (C) پلانکتون در کنار بلورهای کوارتز

فلدسپار دارند و در برخی نمونه‌ها، لیتیک‌ها زمینه شیشه‌ای دارند (شکل ۵- A). در این توف‌ها، شارد‌ها شکل‌های گوناگون جناغی، هلالی، داسی‌شکل، دوکی، ستونی و صفحه‌ای (پهن) دارند (شکل ۵- B). در برخی نمونه‌ها، تکه‌های شارد شیشه‌ای تا اندازه‌ای دچار تبلور دوباره شده‌اند و دیگر شیشه‌ای نیستند. این تکه‌های شارد بلورهای ریز کوارتز را پدید آورده‌اند (شکل ۵- C). این پدیده پیامد ناپایداری شیشه آتشفشانی است (Williams *et al.*, 1982).

پلاژیوکلاز، سانیدین، کوارتز، کریستوبالیت، بیوتیت، آمفیبول از کانی‌های اصلی سازنده این توف‌ها هستند. آپاتیت، زیرکن، کانی کدر و اکسیدهای آهن که از کانی‌های فرعی این سنگ هستند، در آنها فراوان بوده و به‌رنگ قهوه‌ای و قرمز دیده می‌شوند.

ترکیب سنگ‌شناسی این توف‌ها بیشتر داسیتی، ریوداسیتی، و شامل لیتیک‌توف، کریستال‌توف و توف شیشه‌ای هستند. بافت غالب توف‌ها پورفیری، ویتروفیری و نیز پرلیتی است. به‌طور کلی، تکه‌های بلورین، شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار بوده و مقدار شکستگی و اندازه آنها متفاوت است و جورشدگی ضعیف تا متوسط دارند. در این توف‌ها، تکه‌های شکسته و زاویه‌دار معمول‌تر از بلورهای خودشکل هستند. بیشتر لیتیک‌ها گردشگی خوبی از خود نشان می‌دهند و به‌ندرت زاویه‌دار هستند. اندازه لیتیک‌ها از ۰/۱ میلی‌متر تا بیش از ۱ میلی‌متر است و تکه‌های ۰/۵ تا ۱ میلی‌متری از فراوان‌ترین تکه‌ها هستند.

جنس لیتیک‌ها گوناگون است و بیشتر بافت تراکیتی دارند. لیتیک‌ها زمینه دانه‌ریزی از کوارتز و



شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی (نور پلاریزه و طبیعی) از کانی‌های اصلی در توف‌های منطقه حصاربن (جنوب‌باختری فیروزکوه): Li: نکه‌های لیتیک؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Chl: کلریت؛ Cal: کلسیت؛ Glass Shard: شارد‌های شیشه‌ای؛ Qtz: کوارتز؛ Bt: بیوتیت؛ Kfs: آلکالی‌فلدسپار؛ Cris: کریستوبالیت؛ Hbl: هورنبلند؛ Opa: کانی کدر

کلریت: در بیشتر نمونه‌های توف، کلریت دیده می‌شود. این کانی با شکل‌های شعاعی، بادبزنی، دانه‌ای و رشته‌ای (ورقه‌ای) و چندرنگی سبز کم‌رنگ تا پررنگ و نیز سبز متمایل به قهوه‌ای دیده شده است. این کانی در زمینه سنگ و بیشتر همراه با کانی‌های ثانویه دیگر (مانند: پره‌نیت) دیده می‌شود (شکل‌های ۵-F و ۶-A).

پره‌نیت: پره‌نیت از کانی‌های ثانویه در این توف‌هاست. در برخی نمونه‌ها، این کانی در زمینه سنگ، به همراه کلریت و به صورت پراکنده، با شکل‌های توده‌ای، کلیه‌ای و بادبزنی دیده می‌شود (شکل ۶-A).

آنالسیم: این کانی از مهم‌ترین کانی‌های ثانویه در این توف‌هاست. کانی آنالسیم همراه با پره‌نیت و کلریت در زمینه و متن سنگ به شکل‌های مثلثی و گاه چندضلعی (شکل ۶-B) دیده می‌شود.

کانی‌های رسی: در این توف‌ها، کانی‌های رسی به رنگ قهوه‌ای و در زمینه سنگ دیده می‌شوند. در این توف‌ها، برخی زمینه‌های شیشه‌ای به کانی‌های رسی تبدیل شده است. ایلیت-مونت موریلونیت و کائولینیت-اسمکتیت از کانی‌های رسی این سنگ‌ها هستند.

کانی‌های رگه‌ای پدیدآمده در شکستگی‌ها و حفره‌های این توف‌ها عبارت‌اند از:

کوارتز: در بسیاری از نمونه‌ها، کوارتز ثانویه با شکل دانه‌ای و درشت‌بلور درون رگه‌ها، شکستگی‌ها و حفره‌ها را پر کرده است. کوارتزهای دانه‌درشت بیشتر همراه با کلسیت و زئولیت دیده می‌شوند (Hurlbut and Cornelius, 1949).

زئولیت گروه هیولندایت: در این توف‌ها، هیولندایت به شکل دانه‌ای، منشوری و به رنگ‌های سفید، خاکستری، بی‌رنگ، با چندرنگی و برجستگی ضعیف در حفره‌ها و فضاهای تهی سنگ دیده می‌شود (شکل ۶-A).

فلدسپار: در بیشتر نمونه‌های سنگی منطقه حصاربن، فلدسپارها دیده می‌شوند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در این توف‌ها، بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار، در اندازه‌های کوچک و بزرگ هستند. این کانی‌ها ماکل پلی‌سینتتیک دارند و بیشتر از نوع آلبیت و الیگوکلاز هستند (شکل‌های ۵-D و ۵-G). بافت‌های گوناگونی (مانند: منطقه‌بندی کامل و ناقص) در این کانی دیده می‌شود. گاه پلاژیوکلازها ادخال‌هایی از کانی‌های کدر دارند. این پدیده نشان می‌دهد که کانی‌های کدر پیش از پلاژیوکلاز متبلور شده‌اند و یا این پدیده نشان‌دهنده رشد پرشتاب تر درشت‌بلور پلاژیوکلاز دربرگیرنده ادخال‌ها در هنگام تبلور همزمان است (Shelly, 1993). بلورهای سانیدین نیز از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها هستند. این بلورها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و ماکل کارلسباد و نیزه‌ای شکل دارند (شکل ۵-E).

کریستوبالیت: در دسته‌ای از سنگ‌ها، کریستوبالیت‌ها درشت‌بلور و شکل‌دار تا بی‌شکل و بیشتر زاویه‌دار هستند (شکل ۵-F). در برخی نمونه‌ها کوارتزهایی نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۵-C و ۶-B) که دارای شکل‌های خلیجی گوناگونی هستند. شکل‌های خلیجی چه بسا در پی رشد نامتعادل رخ داده‌اند و یا در پی بالآمدن ماگما و کاهش فشار دچار انحلال شده‌اند (Shelly, 1993).

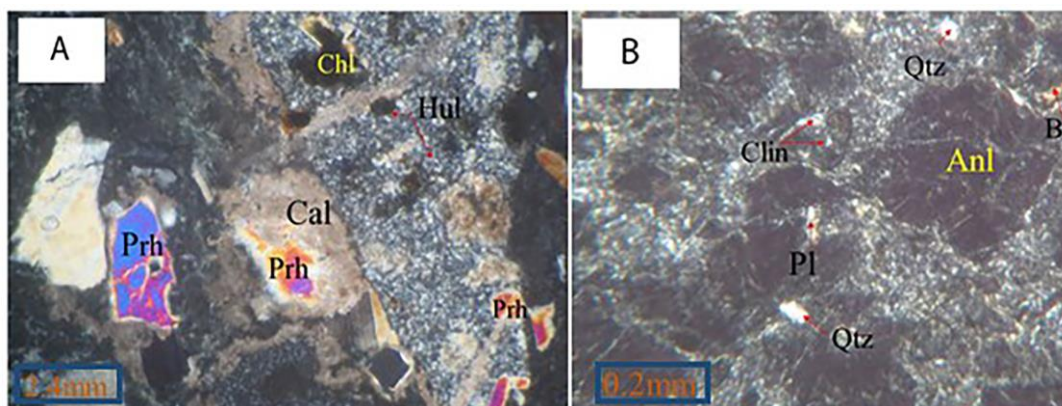
بیوتیت: در بیشتر نمونه‌ها، بیوتیت با ویژگی چندرنگی آشکار خود در زمینه شیشه‌ای و همراه با کانی‌های دیگر دیده می‌شود (شکل ۵-E).

آمفیبول: آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند هستند. در نمونه‌های قاعده‌ای سکانس، آمفیبول‌ها بلورهایی شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، در اندازه‌های ۲ تا ۵ میلیمتر، با خاموشی مایل و برجستگی و بیرفرنژانس بالا و با رخ‌های متقاطع دیده می‌شوند (شکل ۵-G).

کانی‌های ثانویه در توف‌های منطقه حصاربن عبارتند از:

بی‌رنگ، با چندرنگی و برجستگی بسیار ضعیف، درون حفره‌ها، فضاها، خالی و رگه‌های سنگ دیده می‌شود. این کانی در توف‌های منطقه حصاربن، بیشتر با زئولیت گروه ناترولیت و کانی‌های دیگر (مانند: کلسیت و کوارتز ثانویه) همراه است (شکل ۶- B).

زئولیت نوع کلینوپتیلولیت: این کانی از فراوان‌ترین محصول‌های سیال‌های گرمابی در رگه‌ها، شکستگی‌ها و حفره‌های این توف‌هاست. این زئولیت از گروه هیولندایت دانسته می‌شود. در این توف‌ها، کانی کلینوپتیلولیت، دانه‌ای و ریزبلور، با رنگ سفید، خاکستری تیره، روشن و



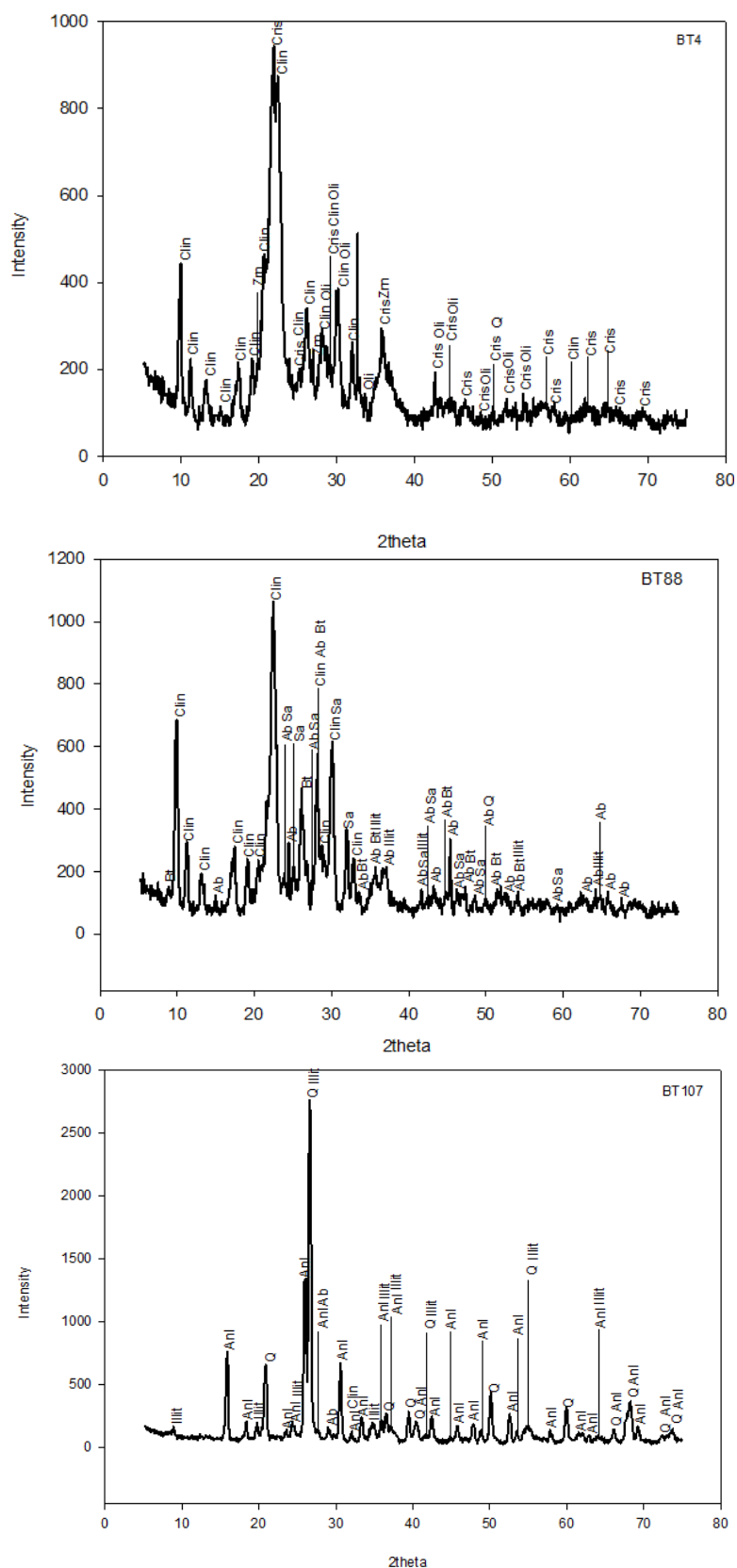
شکل ۶- کانی‌های ثانویه در توف‌های منطقه حصاربن (جنوب‌باختری فیروزکوه) در نور پلاریزه (Prh): پرهنیت؛ Chl: کلریت؛ Hul: هیولندایت؛ Cal: کلسیت؛ Anl: آنالسیم؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Clin: کلینوپتیلولیت؛ Qtz: کوارتز؛ نمادهای یادشده از مقاله Ralph (۱۹۸۳) است.

به‌طور کلی، کانی‌های اصلی، فرعی، ثانویه و رگه‌ای یادشده در نمونه‌های قاعده‌ای، میانی و بالایی توف‌های منطقه حصاربن دیده شده‌اند.

با بررسی طیف‌های به‌دست‌آمده از پراش پرتوی ایکس (XRD)، کانی‌های کوارتز، کریستوبالیت، پلاژیوکلازها (آلبیت، الیگوکلاز)، آلکالی‌فلدسپار (سانیدین) و بیوتیت از کانی‌های اصلی این توف‌ها هستند. همچنین، زیرکن، آنالسیم، کانی‌های رسی (ایلیت- مونت موریلونیت)، کوارتز ثانویه، زئولیت‌های گروه هیولندایت، کلینوپتیلولیت، گروه ناترولیت و کلسیت از کانی‌های فرعی، ثانویه و رگه‌ای سازنده توف‌ها هستند. دیگر کانی‌های اصلی، ثانوی و فرعی یادشده در بررسی‌های میکروسکوپی شناسایی شدند؛ اما به‌علت کم‌بودن، در پراش پرتوی ایکس آشکار نشده‌اند. از میان ۱۳ نمونه، نمونه BT4 توف با کانی رگه‌ای و نیز نمونه‌های BT88 و BT107 توف با دگرگونی تدفینی برگزیده و در شکل ۷ نمایش داده شده‌اند.

زئولیت گروه ناترولیت: این گروه از زئولیت، همانند زئولیت نوع کلینوپتیلولیت، از فراوان‌ترین و مهم‌ترین محصول‌های سیال‌های گرمابی در رگه‌ها و شکستگی‌های این توف‌هاست. در نمونه‌های بررسی‌شده، بلورهای زیبای شعاعی، سوزن‌های نازک و کشیده به رنگ‌های سفید، خاکستری و بی‌رنگ ناترولیت دیده می‌شود. این کانی، همانند زئولیت نوع کلینوپتیلولیت، همراه با کوارتز ثانویه، کلسیت و زئولیت‌های گروه هیولندایت (کلینوپتیلولیت) درون رگه‌ها، شکستگی‌ها و حفره‌های سنگ است.

کلسیت: از فراوان‌ترین کانی‌های رگه‌ای در این توف‌هاست. این کانی به‌صورت درشت‌بلور و خودشکل با رخ‌های رمبئودری آشکاری درون رگه‌ها و شکستگی‌ها دیده می‌شود. همچنین، این کانی در زمینه سنگ به‌صورت توف‌های آهکی دیده می‌شود و نشان‌دهنده آمیختن این توف‌ها با پهنه رسوبی است (شکل‌های ۵- G و ۶- A).

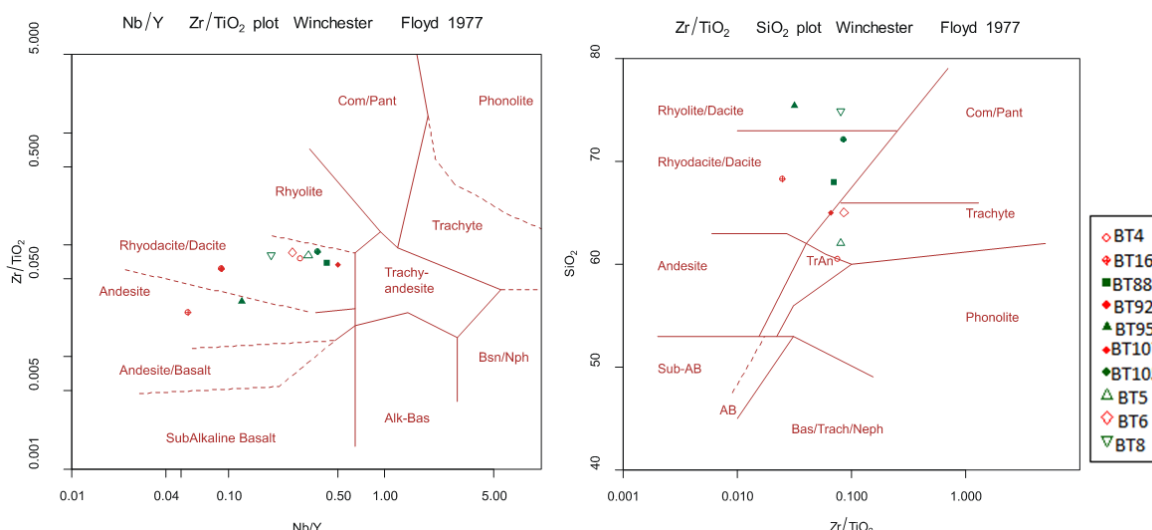


شکل ۷- پراش پرتوی ایکس نمونه‌های BT4، BT88، BT107 (توف‌های منطقه حصاربن، جنوب‌باختری فیروزکوه): Cris: کریستوبالیت؛ Clin: کلینوپتیلولیت؛ Oli: الیگوکلاز؛ Zrn: زیرکن؛ Q: کوارتز؛ Bt: بیوتیت؛ Sa: سانیدین؛ Ab: آلبیت؛ Anl: آنالسیم؛ Illit: ایلیت)

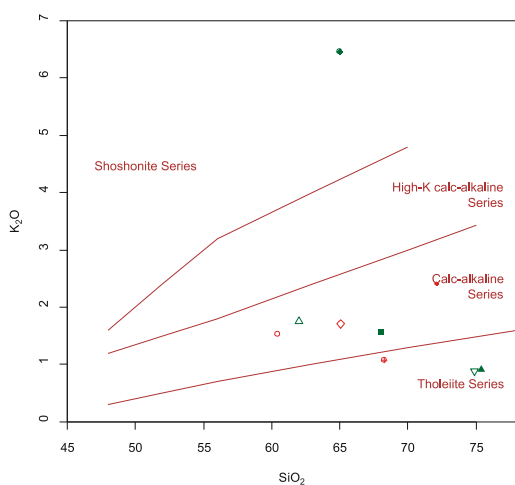
زمین‌شیمی

به‌صورت شاردها و شیشه‌های آتشفشانی پرلیتی در زمینه سنگ‌ها و همچنین، بلورهای کریستوبالیت و کوارتز باشد؛ آنگاه همه نمونه‌ها باید در محدوده سنگ‌های پر سیلیس جای گیرند. جای‌گرفتن برخی نمونه‌ها در بخش آندزیت و تراکیت شاید در پی فراوانی لیتیک‌های آندزیتی و تراکیتی در نمونه‌های تجزیه‌شده روی داده باشد؛ زیرا مقدار زیرکنیم آنها از نمونه‌های دیگر کمتر است (Gifkins, 2005).

با توجه به متحرک‌بودن عنصرهای اصلی، برای شناسایی سنگ‌های آتشفشانی گوناگون و همچنین، رده‌بندی زمین‌شیمیایی این توف‌ها، از نمودارهای Winchester و Floyd (۱۹۷۷) بهره گرفته شد (شکل ۸). برپایه این نمودارها، همه نمونه‌ها در محدوده داسیت و ریوداسیت جای می‌گیرند؛ اما برخی نمونه‌ها در محدوده آندزیت تا تراکیت جای گرفته‌اند. اگر فراوانی سیلیس



شکل ۸- رده‌بندی توف‌های منطقه حصاربن (جنوب‌باختری فیروزکوه) در نمودارهای پیشنهادی Winchester و Floyd (۱۹۷۷)



شکل ۹- جایگاه توف‌های منطقه حصاربن (جنوب‌باختری فیروزکوه) در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) (نمادها همانند شکل ۸ هستند)

در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (شکل ۹)، بیشتر نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان جای دارند؛ مگر نمونه‌های BT8، BT16 و BT95 که در محدوده توله‌ایت‌ها جای گرفته‌اند. از آنجایی که عنصرهای آلکان متحرک هستند شاید در پی راهیابی سیال‌های گرمابی به شکستگی‌ها، این عنصرها به‌شدت دچار تهی‌شدگی شده باشند. نمونه BT105 نیز به‌علت فراوانی کانی‌های پتاسیم‌دار و همچنین، لیتیک‌های تراکیتی در محدوده شوشونیتی جای گرفته است.

نادر (REE) که به ترکیب کندریت بهنجار شده‌اند، نمایش داده شده است. در این توفها، الگوی فراوانی عنصرهای خاکی نادر روند ملایم و رو به کاهش، از LREE به HREE، نشان می‌دهد و تنها آنومالی منفی Eu چشمگیر است.

الگوهای بهنجار شده توفهای منطقه حصارین نسبت به ترکیب گوشته اولیه در شکل ۱۲ نمایش داده شده‌اند. در این نمودار عنکبوتی، آنومالی منفی Nb، Ti، P و کاهش HFSE چشمگیر است.

خاستگاه و پهنه زمین‌ساختی

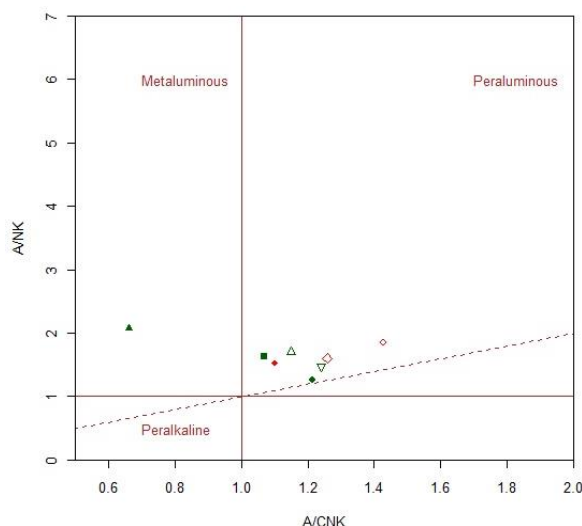
برپایه شباهت ترکیب شیمیایی و میزان سیلیس توفهای منطقه حصارین به سنگ‌های گرانیت تا گرانودیوریت، برای ارزیابی جایگاه زمین‌ساختی این نمونه‌ها می‌توان از نمودارهای گرانیتویدی بهره گرفت. نمودارهای گوناگونی پیشنهاد شده است؛ اما کاربردی‌ترین آنها نمودارهایی هستند که برپایه فراوانی عنصرهای کمیاب کم‌تحرک در برابر فرایندهای دگرسانی، دگرگونی و هوازدگی پیشنهاد شده باشند (Lentz et al., 2013).

برپایه فراوانی عنصرهای کمیاب، Pearce و همکاران (۱۹۸۴) گرانیت‌ها را به چهار گروه VAG (گرانیتویدیهای قوس آتشفشانی)، Syn-CLOG (گرانیتویدیهای برخوردی)، WPG (گرانیتویدیهای درون‌قاره‌ای)، ORG (گرانیتویدیهای پشته‌میان‌اقیانوسی) رده‌بندی کرده‌اند.

همان‌گونه که در شکل ۱۳ دیده می‌شود، توفهای منطقه حصارین در بخش VAG جای گرفته‌اند. توفهای منطقه حصارین در نمودار Schandle و Gorton (۲۰۰۲)، نسبت بالای از Th/Hf در برابر Ta/Hf را نشان می‌دهند (شکل ۱۴).

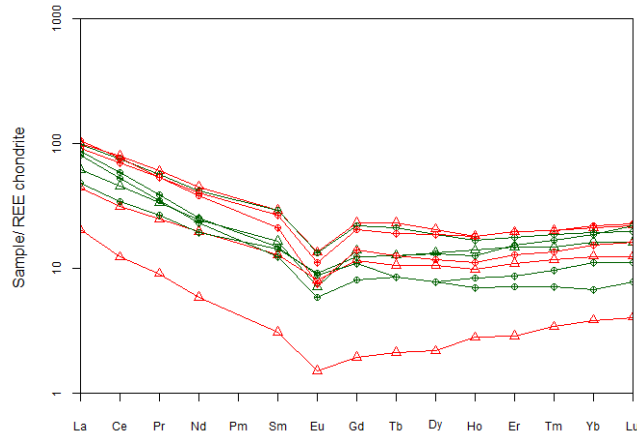
بیشتر سنگ‌های منطقه حصارین در نمودار تغییرات نسبت‌های مولکولی Al_2O_3/Na_2O+K_2O در برابر Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO (A/CNK در برابر A/CN) (شکل ۱۰) در گستره سنگ‌های پرآلومینیم جای گرفته‌اند (Zen, 1988; Lentz et al., 2013). آنچه جایگیری توفهای منطقه حصارین در محدوده سنگ‌های پرآلومینیم را در پی داشته است:

- (۱) دارابودن لیتیک‌های گوناگون با خاستگاه بیگانه؛
- (۲) دارابودن کانی‌های زئولیتی که با سیال‌های گرمایی در شکستگی‌ها و حفره‌های این توفها، نهشته شده‌اند. از آنجایی که زئولیت‌ها، سیلیکات‌های آلومینیم‌آبدار هستند، پس با جایگیری این نمونه‌ها در این محدوده همخوانی دارد؛
- (۳) راهیابی این توفها به پهنه رسوبی دارای فسیل فراوان و آغشته‌شدن آنها با رسوب‌های این پهنه؛
- (۴) دارابودن کانی‌های رسی در این توفها، بوده است.

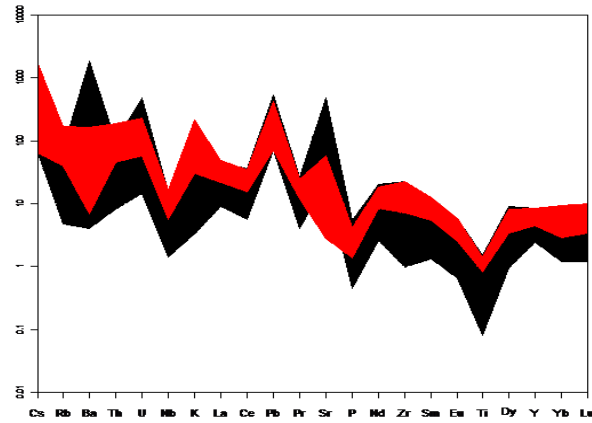


شکل ۱۰- نمودار شناسایی توفهای حصارین (جنوب‌باختری فیروزکوه) برپایه شاخص اشباع از آلومینیم (Lentz et al., 2013) (نمادها همانند شکل ۸ هستند)

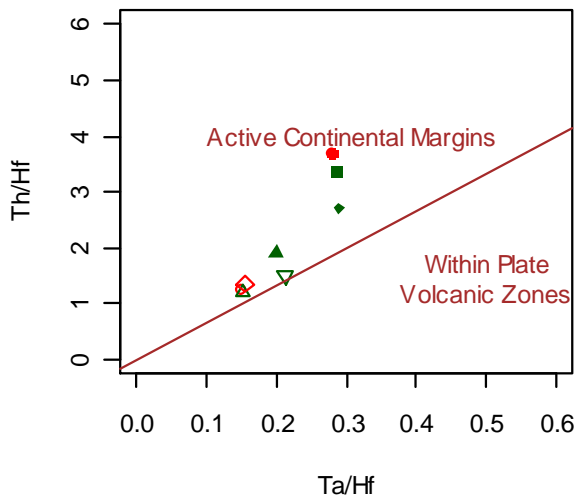
در شکل ۱۱، نمودار تغییرات عنصرهای خاکی



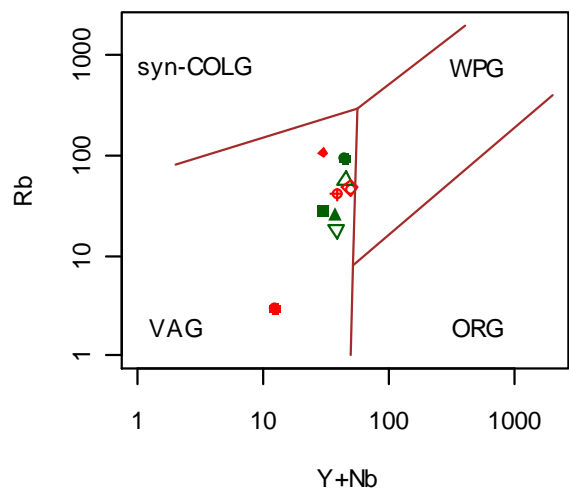
شکل ۱۱- فراوانی عنصرهای خاکی نادر (REE) در توف‌های منطقه حصارین (جنوب‌باختری فیروزکوه)، بهنجارشده به ترکیب کندریت (Boynton, 1984) (نمادها همانند شکل ۸ هستند)



شکل ۱۲- نمودار عنکبوتی عنصرهای کمیاب در توف‌های حصارین (جنوب‌باختری فیروزکوه)، بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (نمونه‌های قرمز رنگ توف‌ها با دگرگونی تدفینی و نمونه‌های سیاه رنگ توف‌ها با کانی‌های رگه‌ای هستند)



شکل ۱۴- جایگاه توف‌های حصارین (جنوب‌باختری فیروزکوه) در نمودار تغییرات Th/Hf در برابر Ta/Hf (Schandle and Gorton, 2002) (نمادها همانند شکل ۸ هستند)



شکل ۱۳- جایگاه توف‌های حصارین (جنوب‌باختری فیروزکوه) در نمودار شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984) (نمادها همانند شکل ۸ هستند)

بحث

همان‌گونه که گفته شد، توف‌های سبز ائوسن در منطقه حصارین (جنوب‌باختری فیروزکوه) ستبرا و گسترش بسیاری دارند و از دیدگاه زمین‌شیمیایی ترکیب آنها داسیت و ریوداسیت با سرشت کالک‌آلکالین است. همچنین، این سنگ‌ها بافت‌های لیتیک‌توف، کریستال‌توف، ویتریک‌توف و توف آهکی دارند. این توف‌ها حجم گسترده‌ای از شیشه با فراوانی متغیری از میکرولیت و فنوکریست‌های کوارتز، کریستوبالیت، فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول، تکه‌های لیتیک، کانی‌های ثانویه و کانی‌های رگ‌های ساخته شده‌اند. به‌طور کلی، تکه‌های بلورین شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار بوده و فراوانی شکستگی و اندازه آنها متفاوت است. همچنین، جورشدگی کم تا متوسط دارند. کاهش پرشتاب فشار در هنگام فوران انفجاری معمولاً شکسته‌شدن این بلورها را در پی دارد (Best and Christiansen, 2001). از این‌رو، در رخساره‌های آذرآواری، تکه‌های بلورین شکسته و زاویه‌دار معمول‌تر از بلورهای خودشکل است (Fisher and Schmincke, 1984). شارد‌های شیشه‌ای در این توف‌ها به شکل‌های گوناگونی یافت می‌شوند. بسیاری از سنگ‌شناسان به ریخت‌شناسی شارد‌ها و پومیس‌ها پرداخته‌اند (Ewart, 1963; Fisher and Schmincke, 1984). به‌طور کلی، این شارد‌های شیشه‌ای سه عضو پایانی دارند:

- (۱) تکه‌های حباب‌های شکسته‌شده هلالی‌شکل و نوک‌تیز، که در مقطع نازک به حالت Y شکل هستند. این شارد‌ها یا از دیواره سه حباب به‌جای مانده‌اند و یا صفحه‌های مقعری هستند که از دیواره میان حباب‌های کنار هم پدید آمده‌اند؛
- (۲) دیواره‌های شیشه‌ای با صفحه‌های پهن که از حباب‌های هموار جدا می‌شوند؛

(۳) تکه‌های پومیسی با ساختار سلولی و یا فیبری که از حفره‌های دایره‌ای یا کشیده‌شده بسیار کوچک پدید آمده‌اند و با دایره‌های شیشه‌ای فراگرفته می‌شوند (Fisher and Schmincke, 1984).

دارابودن شارد‌های شیشه‌ای با شکل‌های گوناگون جناغی، داسی‌شکل، هلالی، دوکی و صفحه‌ای و نیز نبود شارد‌های شیشه‌ای تکه‌ای زاویه‌دار، احتمال رویداد فوران‌های خشکی را نسبت به فوران‌های زیردریایی یا دریاچه‌ای افزایش می‌دهد (Pal et al., 2010). بر پایه اندازه نرمال بلورها، جورشدگی کمابیش خوب آنها، اندازه و ریخت‌شناسی شارد‌های شیشه‌ای، لایه‌بندی رسوبی دریاچه‌ای و دریایی کم‌ژرفا و نیز فسیل‌های یافت‌شده، چنین می‌نماید که توف‌های منطقه حصارین در شرایط سطحی و در حجم بزرگی فوران کرده و سپس، در پهنه دریاچه‌ای یا دریایی کم‌ژرفا رسوب کرده‌اند. یافته‌ها و ویژگی‌های سنگ‌نگاری در سنگ‌های یادشده، نبود تعادل ماگما در هنگام تبلور را نشان می‌دهد. خوردگی درشت‌بلورها و شکل‌های خلیج‌مانند در آنها گواهی بر این نبود تعادل به‌شمار می‌روند (Shelly, 1993; Best and Christiansen, 2001). در این توف‌ها، بافت‌های نامتعادل در پلاژیوکلازها (مانند منطقه‌بندی در آنها)، تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE و Nb/Y کم از ویژگی‌های سنگ‌های وابسته به کمان ماگمایی هستند. Nb/Y کم از ویژگی‌های سنگ‌هایی است که در کمان‌های ماگمایی وابسته به پهنه فرورانش پدید می‌آیند (Pearce et al., 1984). بر پایه مقدار اندک فلدسپارها در این توف‌ها، آنومالی منفی Eu به این عامل بستگی دارد؛ زیرا Eu عنصری سازگار در فلدسپارهاست و آنومالی منفی آن را می‌توان پیامد جدایش فلدسپارها پیش از فوران دانست (Rollinson, 1993; Bunsan, 1999). الگوهای بهنجارشده نمونه‌ها در برابر ترکیب گوشته اولیه و کندریت نشان می‌دهند که غنی‌شدگی از LILE

قاعده‌ای منطقه حصاربن دچار دگرگونی تدفینی شده‌اند. دگرگونی تدفینی در این توف‌ها با پدیده دیاژنز آغاز شده و سپس با رخساره‌های کانیاپی این نوع دگرگونی پایان می‌یابد. در هنگام دیاژنز، شیشه‌های آتشفشانی که از سازندگان این توف‌ها هستند، در پی ناپایداری ترمودینامیکی تجزیه می‌شوند. دگرسانی با انحلال شیشه آبدار و تبلور کانی‌های رسی آغاز می‌شود و در پایان، کانی‌های رسی به‌صورت حاشیه‌ای بر سطوح شیشه پدید آمده و انحلال‌بخشی شیشه و فشردگی آن روی می‌دهد.

گسترش دیاژنز و دگرگونی درجه کم در بازه دمایی ۲۰۰-۳۰۰ درجه سانتیگراد و فشار دست کم ۱ کیلوبار است (Coombs *et al.*, 1959; Cho and Maruyama, 1985). Cho و Maruyama (۱۹۸۵) رویداد رخساره ژئولیت را در فشار دست کم $1/1 \pm 0/5$ کیلوبار دانسته‌اند. Coombs و همکاران (۱۹۵۹) نیز رویداد زیررخساره پرهینت را در فشارهای ۳-۵ کیلوبار دانسته‌اند. در حقیقت، شرایط فشار، دما، بافت و مجموعه کانی‌ها در دیاژنز و دگرگونی درجه کم، را نمی‌توان به‌روشنی از یکدیگر بازشناخت. توف‌های منطقه حصاربن، دگرگونی در دو پهنه ژئولیت و پرهینت را نشان می‌دهند. رخساره ژئولیت پلی میان دیاژنز و دگرگونی است. همچنین، برپایه تعریف Coombs و همکاران (۱۹۵۹)، دگرگونی تدفینی شامل تغییرات کانیاپی پیش‌رونده‌ای است که می‌تواند با دما و ژرفای تدفین در توالی‌های آتشفشانی و رسوبی به‌طور مستقیم وابسته باشد. در حقیقت، این دگرگونی گونه‌ای از دگرگونی ناحیه‌ای است که متأثر از حوضه‌های درحال فرونشینی در توالی‌های آتشفشانی و یا رسوبی است. در این حوضه‌ها، بخش‌های قاعده‌ای در شرایط دگرگونی درجه کم هستند و ویژگی‌های دگرگونی ناحیه‌ای (مانند: دگرریختی و چین خوردگی) را نشان نمی‌دهند.

می‌تواند پیامد تحرک عنصرهای اصلی در هنگام دگرسانی و دگرگونی، آلودگی با مواد پوسته‌ای و یا دخالت پوسته در ساخت سنگ‌های منطقه حصاربن باشد. آنومالی منفی P, Ti, Nb و نیز آنومالی منفی Eu نشان‌دهنده وابستگی این توف‌ها به پهنه‌های فرورانش و نیز ویژگی سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت در فرآیندهای ماگمایی است (Rollinson, 1993; Lentz *et al.*, 2013). همچنین، آنومالی مثبت Th می‌تواند نشان‌دهنده آلودگی‌های پوسته‌ای در هنگام تکامل ماگمایی باشد (Rollinson, 1993; Saha and Tripathy, 2012; Lentz *et al.*, 2013). همان‌گونه که در نمودارهای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی نشان داده شده است، در پهنه‌های مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ها، مقدار Th در برابر Nb, Ta و HFSE افزایش می‌یابد (Schandle and Gorton, 2002). نمونه‌های بررسی شده نسبت بالایی از Th را در برابر عنصرهای یادشده نشان می‌دهند و این ویژگی با جایگیری این توف‌ها در پهنه یادشده همخوانی دارد. آتشفشان‌های فلسیک دیگری نیز در مناطق گوناگون دنیا گزارش شده‌اند. بررسی‌های Pal و همکاران (۲۰۱۰) روی سنگ‌های دوره میوسن Rutland Island نشان می‌دهند که برپایه نسبت بالای Zr/Nb و Zr/Y، توف‌های تراکیتی تا داسیتی در پهنه‌های زمین‌ساختی حاشیه همگرایی (فرورانش) و آتشفشان‌های کمان ماگمایی (VAG) پدید آمده‌اند. همچنین، Saha و Tripathy (۲۰۱۲) بررسی کرده‌اند پیدایش لایه‌هایی از توف‌های ریولیتی تا ریوداسیتی در حوضه Kurnool در Southern India با آتشفشان‌های کمان ماگمایی (VAG) وابستگی دارد.

از سوی دیگر، برپایه بخش کانی‌شناسی کانی‌های ثانویه و بررسی‌های پراش پرتوی ایکس (XRD)، چنین می‌نماید که توف‌های بخش‌های

نتیجه‌گیری

توف‌های سبز ائوسن (سازند کرج) در منطقه حصاربن (جنوب‌باختری فیروزکوه) در پهنه خاور البرز مرکزی ستبرا و گسترش بسیاری دارند و دربردارنده لیتیک‌توف، کریستال‌توف، ویتریک‌توف و توف آهکی هستند. بررسی‌های میکروسکوپی و پراش پرتوی ایکس (XRD)، نشان می‌دهند که کانی‌های اصلی در این توف‌ها پلاژیوکلاز (آلبیت و الیگوکلاز)، آلکالی‌فلدسپار (سانیدین)، کوارتز، کریستوبالیت، بیوتیت، هورنبلند، تکه‌های لیتیک، شاردهای شیشه‌ای و کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت، کانی کدر و اکسید آهن هستند. از کانی‌های ثانویه این توف‌ها می‌توان آنالسیم، کلریت، پرهنیت و کانی‌های رسی را نام برد. زئولیت‌های گروه هیولندایت، کلینوپتیلولیت، گروه ناترولیت، کلسیت، کوارتز ثانویه و سریسیت از کانی‌های پدیدآمده در رگه‌ها، شکستگی‌ها و حفره‌های این توف‌ها هستند.

برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی، ترکیب این توف‌ها، داسیت و ریوداسیت با سرشت کالک‌آلکالن است. آنومالی منفی Eu، Nb، Ti، P، و نیز تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE در نمودارهای بهنجارشده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه، به همراه جایگاه نمونه‌ها روی نمودارهای گوناگون زمین‌ساختی، نشان‌دهنده پیدایش توف‌های سبز ائوسن در پهنه‌ای وابسته به فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای هستند. همچنین، آنومالی مثبت Th نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای در هنگام تکامل ماگمایی است.

در منطقه حصاربن، توف‌های سبز ائوسن در بخش‌های قاعده‌ای دچار دگرگونی تدفینی شده و دگرگونی در دو پهنه زئولیت و پرهنیت را نشان می‌دهند. کانی‌های خودشکل آنالسیم، همراه با کانی‌های رسی از کانی‌های پهنه زئولیت هستند. در پهنه پرهنیت، کانی‌های پرهنیت و کلریت دیده می‌شوند. این کانی‌ها در زمینه سنگ یافت می‌شوند.

برپایه آنچه گفته‌شد و نیز ستبرای بسیار نهشته‌های آذرآواری، کانی‌های رسی و آنالسیم مربوط به رخساره زئولیت هستند و در پهنه پرهنیت، کانی‌های پرهنیت و کلریت دیده می‌شوند (Coombs *et al.*, 1959; Gifkins *et al.*, 2005). در بررسی مشابهی روی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری سازند کرج در رشته‌کوه‌های البرز در منطقه شمال تهران (Iwao and Hushmand- Zadeh, 1971)، افزون‌بر گزارش مجموعه کانی‌های پرهنیت، آلبیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت و تیتانیت، فرایندهای کلریتی‌شدن، اپیدوتی‌شدن، کربناتی‌شدن، سریسیتی‌شدن از ویژگی‌های بیشتر سنگ‌های منطقه دانسته شده است. همچنین، این بررسی برپایه کانی‌های یادشده به رویداد پدیده دگرگونی در این توف‌ها پرداخته است. افزون‌براین، Tutti و همکاران (۲۰۰۹) بررسی‌های دیگری را روی توف‌های سبز ائوسن در منطقه شمال تفرش انجام داده‌اند. برپایه بررسی‌های کانی‌شناسی ایشان، کانی‌های سریسیت، کلسیت، کلریت، آلبیت، آنالسیم، اپیدوت، پرهنیت و پومپلی‌ایت در این منطقه دیده شده‌اند. همچنین، در این بررسی، مجموعه کانی‌شناسی یادشده را وابسته به پهنه زئولیت و پرهنیت + پومپلی‌ایت و نشان‌دهنده فراگیربودن دگرگونی تدفینی در این منطقه دانسته‌اند. از این‌رو، داشتن کانی‌های آنالسیم، مونت‌موریلونیت، کلریت و پرهنیت در رخساره زئولیت و زیر رخساره پرهنیت و همچنین، ستبرای چشمگیر توف‌های سبز سازند کرج در منطقه حصاربن در مقایسه با تغییرات کانی‌شناختی گسترده سری‌های ستبر آذرآواری شمال تفرش و سنگ‌های آتشفشانی سازند کرج در رشته‌کوه‌های البرز در شمال تهران می‌تواند نشان‌دهنده دگرگونی کلی و کمابیش خفیف در منطقه حصاربن باشد.

سپاس‌گزاری

سجادی برای رهنمودهای ارزشمندشان در زمینه شناسایی فسیل‌های منطقه حصاربن و نیز دکتر سلمان ولایتی از دانشگاه تهران سپاس‌گزاری می‌کنند.

نگارندگان از معاونت پژوهشی پردیس علوم دانشگاه تهران برای یاری در انجام این پژوهش و از سرکار خانم دکتر فرشته

منابع

- Abniki, M. (2011) Study zeolite of Damavand area according to its applications in industry and agriculture, as well as study its structural using scanning electron microscope. MSc thesis, Islamic Azad University, South-Tehran Unit, Tehran, Iran (in Persian).
- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Allenbach, P. and Shteiiger, R. (1972) Explanatory text of Damavand. Geological Quadrangle Map 1:100000, Sheet No. 6461, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Best, M. G. and Christiansen, E. H. (2001) Igneous petrology. Blackwell Science, Oxford.
- Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare elements: meteorite studies. In: Rare earth elements geochemistry. (Ed. Henderson, P.) 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Bunsan, S. K. (1999) Malani rhyolites – a review. Gondwana Research 3(1): 65-77.
- Cho, M., Liou, J. G. and Maruyama, S. (1985) Transition from the zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia. Journal of petrology 27(2): 467-494.
- Coombs, D. S., Ellis, A. J., Fyfe, W. S. and Taylor, A. M. (1959) The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. Geochimica et Cosmochimica Acta 17: 53-107.
- Darvishzadeh, A. (2004) Geology of Iran. 5th edition, Amirkabir Publication, Tehran (in Persian).
- Ewart, A. (1963) Petrology and petrogenesis of the Quaternary pumice ash in the Taupoarea, New Zealand. Journal of Petrology 4(3): 341-392.
- Fisher, R. V. and Schmincke, H. U. (1984) Pyroclastic rocks. Springer, Verlag, Berlin.
- Gifkins, C., Herman, W. and Large, R. (2005) Altered volcanic rocks. Center for Ore Deposit Research, Hobart.
- Haghipour, A., Taraz, H. and Vahdati Daneshmand, F. (1985) Explanatory text of Tehran. Geological Quadrangle Map 1:250000, No. F5, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Hurlbut, J. R. and Cornelius, S. (1949) Manual of mineralogy. 17th edition, John Wiley and Sons Inc, New York.
- Iwao, S. and Hushmand-Zadeh, A. (1971) Stratigraphy and petrography of the low-grade metamorphosed rocks of the Eocene formation in the Alborz range, north of Tehran, Iran. Economic Geology 65: 265-285.
- Lentz, D. R., Maanijou, M., Aliani, F. and Miri, M. (2013) Geochemistry and petrology Igneous assemblage in the south of Qorveh area, west Iran. Chemie der Erde-Geochemistry 73: 181-196.
- Machiels, L., Garces, D., Snellings, R., Vilema, W., Morante, F., Paredes, C. and Elsen, J. (2013) Zeolite occurrence and genesis in the Late-Cretaceous Cayo arc of Coastal Ecuador: evidence for zeolite formation in cooling marine pyroclastic flow deposits. Applied Clay Science 87: 108-119.

- Ohwada, M., Statake, H., Nagao, K. and Kazahaya, K. (2007) Formation processes of thermal waters in green tuff: a geochemical study in the Hokuriku district, Central Japan. *Journal of volcanology and geothermal research* 168: 55-67.
- Ostrooumov, M., Cappelletti, P. and de Gennaro, R. (2013) Mineralogical study of zeolite from New Mexican deposits (Cuitzeo area, Michoacan, Mexico). *Applied Clay Science* 55: 27-85.
- Pal, T., Ghosh, B., Bhattacharya, A. and Bhaduri, S. K. (2010) Felsic tuff from Rutland Island- a pyroclastic flow deposit in Miocene – sediments of Andaman-Java subduction complex. *Journal of Earth System Science* 119(1): 19-25.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25(4): 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Ralph, K. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London.
- Saha, D. and Tripathy, V. (2012) Tuff beds in Kurnool subbasin, southern India and implications for felsic volcanism in Proterozoic intracratonic basins. *Geoscience Frontiers* 3(4): 429-444.
- Schandle, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discrimination tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology* 97(3): 629-642.
- Shelly, D. (1983) Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textural, microstructures and mineral preferred orientation. Chapman and Hall, London.
- Stocklin, J. (1974a) Northern Iran: Alborz Mountain, data for orogenic studies, Alpine-Himalayan orogens. In: *Mesozoic-Cenozoic orogenic belt* (Ed. Spender, A. M.) Special Publications 4: 213-234. Geological Society, London.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norrey, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society, London.
- Taghipour, B., Noghreyan, M., Mackizadeh, M. A. and Ghasemi, A. (2004) Mineralogical and geochemical studies of zeolitic tuffites in Damavand-Firoozkooch area, East of Tehran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 12(1): 65-76 (in Persian).
- Tietze, E. (1875) Ein Ausflug nach dem Siahkuh (Schwarzer Berg) in Persian. *Mitteilungen der Geographischen Geographischen Gesellschaft Wien* 18(8): 257-267.
- Tutti, F., Jamali Ashtiani, R. and Hassanzade, J. (2009) Low grade metamorphism of Eocene green tuffs in north of Tafresh. *Journal of Science-University of Tehran* 34: 143-154 (in Persian).
- Williams, H., Turner, F. J. and Gilbert, C. M. (1982) *Petrography an introduction to the study of rocks in thin sections*. 2nd edition, W. M. Freeman and Company, San Francisco.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differential products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Zen, E-an. (1988) Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Earth Science Review* 16: 21-51.