

The role of crustal contamination and differentiation in the formation of the Eocene volcanic rocks in Jirande area (Northwest of Qazvin)

Seyede Somayeh Teimouri ^{1*}, Habibollah Ghasemi ² and Abbas Asiabanha ³

¹Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Payame Noor University, Iran

²Department of Geology, Faculty of Science, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

³Department of Geology, Faculty of Science, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

Abstract

The Eocene volcanic rocks in Jirande area are dominated by basalt, andesite, trachyt and trachyandesite, which range from basic to intermediate rocks. Plagioclase as major mineral in igneous rocks makes up the largest percentage mineral in these rocks. Clinopyroxene and olivine in basaltic rocks and amphibole in acidic rocks are the prevalent minerals. In petrological studies, the existence of glomeroporphyry, sieve, corrosion gulf, skeletal, and also reaction rims confirm the role of crustal contamination and fractional crystallization in the evolution of the study rocks. Also, variation diagrams of trace elements, spider diagrams together with AFC modeling and ratio-ratio diagrams of trace elements, highlights the role of crustal contamination and magmatic fractionation in the genesis of the rocks studied. The parent magma of these rocks, have a composition like as the melts derived from enriched mantle, and plots in the field of 10-20 percent partial melting of a garnet-spinel lherzolitic source in the depth of 90 to 110 km.

Key words: crustal contamination, differentiation, Eocene volcanic rocks, Jirande area, Northwest of Qazvin

* seyede.timoori@gilan.pnu.ac.ir

نقش آلاینش پوستانه‌ای و جدایش بلوری در پیدایش سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه جیرنده (شمال‌باختری قزوین)

سیده سمیه تیموری^۱، حبیب‌ا... قاسمی^۲ و عباس آسیابانها^۳
^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه پیام‌نور، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی^(ه)، قزوین، ایران

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه جیرنده دربردارنده بازالت، آندزیت، تراکیت و تراکی‌آندزیت هستند و گستره‌ای از سنگ‌های بازیک تا حد واسط را در برمی‌گیرند. پلاژیوکلاز کانی اصلی سنگ‌های آذرین بوده و فراوان‌ترین کانی سازنده سنگ‌های منطقه است. پس از آن در سنگ‌های بازالتی، کلینوپیروکسن و الیون و به‌سوی سنگ‌های اسیدی‌تر، آمفیبول فراوان‌ترین کانی سازنده این سنگ‌ها هستند. در بررسی‌های سنگ‌نگاری، بافت‌هایی مانند گلمروپورفیری، غربالی، خلیج‌خوردگی و اسکلتی و همچنین، مرزهای واکنشی، نقش آلاینش پوستانه‌ای و جدایش بلوری ماگمایی را در تحول این سنگ‌ها آشکار می‌کنند. همچنین، نمودارهای تغییر عنصرهای کمیاب، عنکبوتی همراه با الگوسازی AFC و نمودارهای رسم‌شده در برابر نسبت عنصرهای کمیاب، همگی نشان‌دهنده نقش آلاینش پوستانه‌ای و جدایش بلوری ماگمایی در پیدایش سنگ‌های منطقه هستند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها، ترکیبی همانند مذاب‌های جدا شده از گوشته غنی‌شده دارد و پیامد ذوب‌بخشی نزدیک به ۱۰ تا ۲۰ درصدی از خاستگاهی گارنت-اسپینل لرزولیتی، در ژرفای ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتری، بوده است. واژه‌های کلیدی: آلاینش پوستانه‌ای، جدایش بلوری ماگمایی، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، جیرنده، شمال‌باختری قزوین

مقدمه

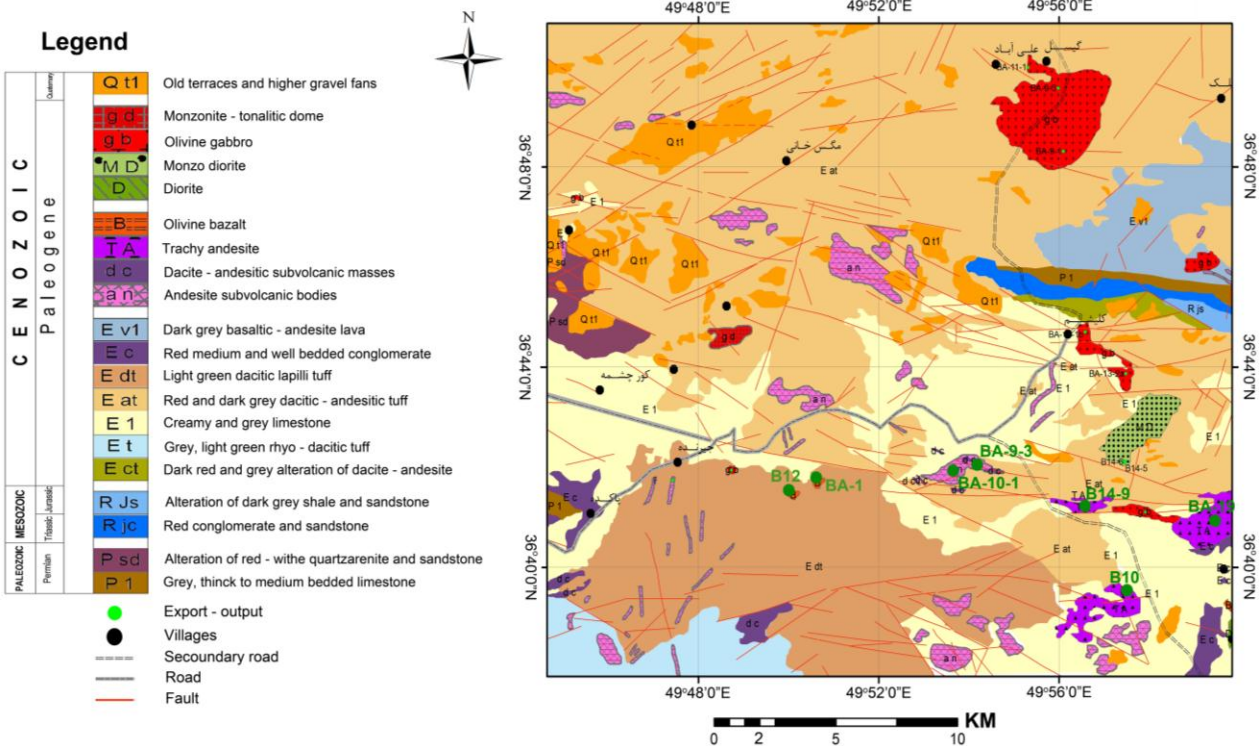
خاوری ۴۵' ۴۹° تا ۵۰' ۰۰° و عرض‌های شمالی ۳۸' ۳۶° تا ۵۱' ۳۶° (شکل ۱) جای دارد. این منطقه دربردارنده حجم بزرگی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در پهنه ساختاری البرز باختری است. در پی نیروهای فشارشی و تنش‌های

منطقه جیرنده در شمال‌باختری شهرستان قزوین و جنوب‌خاوری شهرستان رشت، در نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ جیرنده (Ghalamghash, 2002)، در میان طول‌های

* seyede.timoori@gilan.pnu.ac.ir

بیرونی کالک‌آلکان و شوشونیتی با ترکیب مافیک، حد واسط و اسیدی را در خود جای داده است.

پدیدآمده از دو رویداد کوهزایی آلپ میانی و پایانی، این پهنه توالی ستبری از سنگ‌های آذرین



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه جیرنده در شمال‌خاوری قزوین (رسم دوباره‌ای از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جیرنده (Ghلام‌غاش، ۲۰۰۲))

رو به شمال صفحه عربی در مزوزویک و Frizon de Lamotte *et al.*, 2011 and Agard *et al.*, 2011). در پی این فرورانش، ماگماتیسیم‌های کمانی و پشت‌کمانی، پهنه ماگمایی ارومیه- دختر در پهنه‌های کشی پشت‌کمان روی داده‌اند (McQuarrie *et al.*, 2003; Omrani *et al.*, 2008; Verdel *et al.*, 2011). با پیشرفت فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران در کرتاسه زیرین، آتشفشان‌های میان‌اقیانوسی از نوع جزیره‌های کمانی و قاره‌ای، در بخش‌های گوناگونی از مرز فعال پوسته قاره‌ای پدید آمده‌اند (Alavi, 1996; Berberian and King, 1981) و بسته‌شدن بخشی از این اقیانوس در کرتاسه

در پهنه البرز- آذربایجان، فرایندهای آتشفشانی ائوسن در بردارنده سنگ‌های آذرآواری زیرآبی هستند و بیشترشان سن ائوسن میانی دارند و به‌نام سازند کرج شناخته می‌شوند (Aghanabati, 2004). این سری آتشفشانی با سرشت کلسیمی- قلیایی پتاسیم بالا، پیامد ذوب پوسته در پی فرورانش تأخیری پوسته اقیانوسی فراگرفته‌شده در پهنه پشت‌کمان ارومیه- دختر به زیر مجموعه در حال کوهزایی البرز و به‌دنبال آن، رفتار سامانه تراکشی در دوره ائوسن (حوضه کرج) است. سامانه تراکشی یادشده پیامد جنبش‌های زمین‌ساختی پس از کرتاسه (Alavi, 1996) و وابسته به فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی (Berberian, 1983) و پیامد جابجایی

آتشفشانی منطقه، در نوع خود بی‌همتاست. Asiabanha و همکاران (۲۰۰۹) سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن در شمال قزوین را بررسی کرده و آنها را به سه دسته، رخساره‌های ولکانو کلاستیک زیردریایی، رخساره‌های لاوایی و رخساره‌های نیمه‌ژرف (مانند: دایک‌ها و استوک‌های مونوزوگابروبی) رده‌بندی کرده‌اند. ایشان رویداد رخساره‌های فراوان در منطقه را پیامد شرایط زمین‌ساختی شمال قزوین و یک مرحله انفجار ناگهانی در یک پهنه رسوبی کم‌ژرف دانسته‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

به‌دنبال فرایند آتشفشانی-انفجاری زیرآبی که ته‌نشست رخساره‌های آذرآواری زیرآبی در گستره بزرگی از البرز را در پی داشته است. فرایند آتشفشانی-انفجاری در شرایط هوایی روی داده است و در پی آن، حجم بزرگی از گدازه‌های آلکانل حد واسط تا بازیک از راه شکاف‌های سطحی به بیرون ریخته‌اند (Mobashergarmi, 2013). این گدازه‌های آتشفشانی نشان‌دهنده خاستگاه گرفتن از پهنه‌ای وابسته به فرورانش با درصد کمی از مذاب سست‌کره‌ای است (Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2010). این گدازه‌ها بیشتر دربردارنده بازالت، تراکیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت هستند و با سطحی ناهموار میان سطح زیرین روانه و سطح بالایی زمین شناخته می‌شوند. در شمال‌باختری روستای انبوه، برونزد کمابیش بزرگی از سنگ‌های بازالتی روی توف‌های ائوسن جای دارند. بلورهای درشت پیروکسن که با چشم نامسلح نیز دیده می‌شوند، در این سنگ‌ها به فراوانی یافت می‌شوند (شکل ۲).

تراکیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها از دیگر سنگ‌های آتشفشانی منطقه بررسی شده هستند. این سنگ‌ها گسترش بسیاری در بخش خاوری

بالایی (Alavi, 1996)، فرارانش و جایگیری ورقه‌هایی از پوسته اقیانوسی در بخش‌هایی از ایران و خاور زاگرس را در پی داشته است (Alavi, 1996; Berberian and King, 1981; Stöcklin, 1977). در این هنگام، البرز باختری در میان قطعه‌های قفقاز-کپه‌داغ در شمال‌خاوری و پهنه پشت‌کمان پوسته اقیانوسی نئوتتیس در جنوب‌باختری، فراگرفته شده بوده است. همچنین، در پی فرورانش پوسته اقیانوسی به‌سوی شمال و همگرایی بلوک لوت با البرز خاوری در ناحیه بینالود، پهنه سبزوار بسته شده است و افیولیت‌های سبزوار پدید آمده‌اند (Guest et al., 2006). در پی جنبش‌های زمین‌ساختی پس از کرتاسه، در ائوسن، سری آتشفشانی ترشیری با سرشت کلسیمی-قلیایی پتاسیم بالا و توده‌های آذرین درونی، در البرز مرکزی و باختری پدید آمده است. این سری ماگمایی پیامد ذوب پوسته در پی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در پهنه پشت‌کمان ارومیه-دختر است (Alavi, 1996).

در آغاز قرن بیستم، Stahl (۱۹۱۱) برپایه بررسی‌هایی که در منطقه البرز انجام داد، نخستین گزارش زمین‌شناسی درباره رشته کوه البرز را منتشر کرد و مقطع زمین‌شناسی دشت خزر در شمال تا دشت قزوین در جنوب را تهیه کرد. به دنبال آن، Stöcklin (۱۹۶۸)، واحد زمین‌شناسی و ساختمانی البرز را بررسی و نام‌گذاری کرد. همچنین، Stalder (۱۹۷۱) پایان‌نامه دکترای خود با نام «ماگماتیسیم ترشیری در طالقان و الموت» را منتشر کرد. در همین دهه، بررسی‌های جدی‌تر و دقیق‌تری در منطقه البرز انجام شد؛ به‌گونه‌ای که در سال ۱۹۷۵، Annells و همکاران، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ قزوین-رشت را رسم کردند که همراه با شرح نقشه و گزارشی از سنگ‌های

علت داشتن ترک‌های ژرف، بیشتر از تراکیت‌ها دچار دگرسانی شده‌اند (شکل ۴). در بخش باختری محدوده جیرنده (شمال‌خاوری جیرنده)، گدازه‌های آندزیتی با ناپیوستگی روی واحدهای زیرین جای گرفته‌اند (شکل ۵).



شکل ۳- شمال روستای انبوه- گدازه‌های تراکیتی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) روی کنگلومرای الیگوسن- میوسن



شکل ۲- شمال‌باختری روستای انبوه، پیروکسن‌های درشت در گدازه‌های بازالتی و واریزه‌های پدیدآمده از فرسایش در جیرنده (شمال‌باختری قزوین)



شکل ۵- گدازه‌های آندزیتی در شمال‌خاوری جیرنده (شمال‌باختری قزوین)



شکل ۴- ستون‌های منشوری در تراکی‌آندزیت‌های انبوه جیرنده (شمال‌باختری قزوین)

و حد واسط ائوسن از راه شکستگی‌های فراوانی که به صورت دایک‌های تغذیه‌کننده دیده می‌شوند، وارد محیط رسوبی شده و به صورت نهشته‌های حجیمی به جای گذاشته شده‌اند. به باور Annells و همکاران (۱۹۷۵)، دایک‌های یادشده مجراهای تغذیه‌کننده گدازه‌های آتشفشانی رفتار کرده‌اند.

رخنمون این سنگ‌ها به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری روشن است؛ اما به گونه‌ی موضعی، سطحی سرخ‌رنگ که پیامد هوازدگی است در آنها دیده می‌شود. از ویژگی‌های روشن این گدازه‌ها، بافت پورفیری، توپوگرافی سخت و خشن و درز و ترک‌های فراوان نام برده می‌شود. در افق‌های آتشفشانی، گدازه‌های بازیک

روش انجام پژوهش

در این بررسی، برای پوشش بهتر منطقه جیرنده در دو سوی شمالی-جنوبی و خاوری-باختری، پیمایش و بررسی‌های نخستین زمین‌شناسی انجام شد. هنگام پیمایش، همه واحدهای سنگی و تغییر سنگ‌شناختی و ساختی آنها بررسی و از هر گروه سنگی، نمونه‌برداری‌های خوبی انجام شد. سپس برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، شمار ۱۷ نمونه از

سنگ‌های آتشفشانی با کمترین دگرسانی برگزیده و برای تجزیه شیمیایی به روش‌های ICP-MS و ICP-OES به آزمایشگاه ALS-Chemex کشور کانادا فرستاده شدند. داده‌های زمین‌شیمیایی به‌دست‌آمده از این نمونه‌ها در جدول ۱ دیده می‌شوند. این داده‌ها پس از انجام تصحیح لازم، با نرم‌افزارهای گوناگون و رسم نمودارهای زمین‌شیمیایی پردازش و تحلیل شده‌اند.

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی اکسید عنصرهای اصلی (برپایه درصدوزنی) و عنصرهای کمیاب و کمیاب خاکی (برپایه ppm) برای سنگ‌های آتشفشانی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) (T.A: تراکی آندزیت؛ O.B: الیوین‌بازالت؛ A: آندزیت)

Sample No.	BA-19	B14-9	B10	DS.01	SD.01	B12	BA-1	S.01.2
Rock Type	Trachy Andesite	Trachy Andesite	Trachy Andesite	Tracy andesite	Tracy andesite	Ol-Basalt	Ol- Basalt	Ol-Basalt
SiO ₂	55.3	52.5	56.7	62.24	60.93	53.4	47.1	51.28
TiO ₂	0.89	1.23	0.75	0.545	0.581	0.97	1.84	1.027
Al ₂ O ₃	14.75	16.85	17.25	17.39	17.1	15.15	16.3	17.04
FeO	6.9	9.34	7.08	4.55	4.86	7.59	11.25	8.47
MnO	0.13	0.13	0.09	0.083	0.081	0.08	0.11	0.131
MgO	4.34	4.66	2.51	1.79	2.01	4.75	4.84	4.88
CaO	6.43	6.23	4.88	3.55	3.3	8.49	9.35	7.07
Na ₂ O	2.93	4.19	3.4	4.11	4.36	2.58	3.43	3.91
K ₂ O	3.45	2.47	2.55	3.13	2.75	2.33	1.56	2.95
P ₂ O ₅	0.31	0.52	0.27	0.28	0.29	0.2	0.28	0.41
L.O.I.	5.01	2.44	4.00	3.31	3.62	4.15	4.42	3.23
V	154	191	132	50	54	202	279	216
Cr	170	50	30	< 20	< 20	130	200	70
Co	22	26.4	14.9	5	7	28.6	45.8	20
Ni	34	19	<5	< 20	< 20	33	19	30
Cu	62	30	12	< 10	< 10	113	22	70
Zn	102	87	95	50	60	103	105	60
Ga	18.7	21.4	19.9	13	15	18.8	17	13
Rb	103.5	94.2	51.5	79	77	62	28.5	75
Sr	516	694	180	279	284	417	571	791
Y	23.2	23	19.7	20.8	24.4	21.7	22	22.7
Zr	191	180	168	167	166	155	148	142
Nb	15.6	21.3	12.8	13.6	14	12.5	36.3	12.1
Mo	3	<2	<2	< 2	< 2	2	<2	< 2
Ag	<1	<1	<1	< 0.5	< 0.5	<1	<1	< 0.5
Sn	3	5	2	2	2	2	5	2
Cs	3.16	2.23	0.26	1	0.8	0.93	0.8	2
Ba	692	586	1440	789	729	356	590	591
La	36.4	41.3	32.7	36.6	33.8	23.5	28.9	27.7
Ce	71.1	78.3	62.6	68.3	64.2	46	54.8	55.1
Pr	8.39	9.38	7.33	7.29	7.1	5.47	6.37	6.51
Nd	30.3	35.3	26.8	26.7	26.1	20.2	24.2	26.2
Sm	6.22	7.12	5.07	5.23	5.12	4.44	4.87	5.64
Eu	1.49	2.11	1.46	1.33	1.33	1.3	1.89	1.65
Gd	5.76	6.56	4.93	4.44	4.56	4.59	5.5	5.25
Tb	0.83	0.92	0.71	0.7	0.71	0.76	0.78	0.81
Ho	0.94	0.96	0.81	0.75	0.78	0.9	0.91	0.85
Er	2.63	2.56	2.27	2.27	2.35	2.5	2.48	2.46
Tm	0.4	0.37	0.35	0.363	0.372	0.41	0.31	0.365
Yb	2.39	2.18	2.08	2.33	2.43	2.29	2.14	2.29
Lu	0.38	0.33	0.34	0.349	0.367	0.37	0.34	0.346
Hf	5.2	4.5	4.5	4.4	4.4	4.2	3.8	3.6
Ta	1.3	1.5	1	1.19	1.14	1.1	2.5	0.79
W	5	4	4	1.8	1.7	2	5	1.6
Pb	13	23	17	136	127	19	5	43
Th	15.05	9.06	10.1	12.6	11.7	6.53	3.6	5.62
U	4.25	2.32	2.68	3.51	3.81	1.92	0.6	1.66

جدول ۱- ادامه

Sample No.	B.01	N.10.1	NS.01	BA-9-3	BA-10-1	Z.05.1	Z.05.3
Rock Type	Ol-Basalt	Ol-Basalt	Ol-Basalt	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite
SiO ₂	48.73	52.13	53.28	57.1	62.5	55.09	55.03
TiO ₂	0.938	1.085	1.091	0.71	0.7	1.026	1.037
Al ₂ O ₃	16.62	17.22	18.05	16.4	15.9	19.97	20.07
FeO	9.96	9.05	8.03	6.62	5.45	6.53	6.77
MnO	0.161	0.139	0.118	0.1	0.11	0.068	0.076
MgO	7.42	4.96	3.12	3.74	1.84	1.88	1.54
CaO	10.83	8.24	7.49	7.44	4.5	6.77	7.06
Na ₂ O	2.2	2.92	3.24	3.01	3.63	3.34	3.39
K ₂ O	1.95	3.11	3.56	1.76	2.89	2.58	2.61
P ₂ O ₅	0.32	0.43	0.46	0.2	0.27	0.54	0.54
L.O.I.	1.62	1.54	2.06	3.33	1.27	2.4	2.5
V	247	233	199	116	81	118	116
Cr	80	80	20	70	70	< 20	< 20
Co	30	22	16	18.7	10.7	8	8
Ni	50	40	20	10	< 5	< 20	< 20
Cu	50	80	80	18	88	60	40
Zn	70	70	70	86	99	60	60
Ga	12	14	14	18.4	20.9	14	15
Rb	43	73	90	51.8	87.4	57	57
Sr	460	526	545	420	412	509	519
Y	19.7	24.9	24.4	18.9	26	29.7	28.8
Zr	89	156	179	169	285	201	199
Nb	6.7	13.5	14.6	11	23.6	12.8	12.9
Mo	< 2	< 2	2	2	2	< 2	2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 1	< 1	< 0.5	< 0.5
Sn	1	2	2	3	3	2	2
Cs	1.1	1.4	1.1	1.21	1.72	0.9	0.9
Ba	451	598	657	517	688	661	680
La	18	30	32.8	29.8	46	30.9	30.3
Ce	36.8	60.6	64.3	56.5	85.3	60.9	60.1
Pr	4.52	7.09	7.5	6.43	9.44	7.49	7.37
Nd	18.9	27.7	29.5	23.5	33.4	29.8	28.6
Sm	4.37	5.97	6.15	4.52	6.29	6.41	6.34
Eu	1.42	1.71	1.72	1.37	1.59	1.79	1.76
Gd	4.53	5.69	5.81	4.47	6.04	6.34	6.22
Tb	0.71	0.89	0.88	0.65	0.9	1.05	1.03
Ho	0.75	0.92	0.91	0.78	1.06	1.09	1.07
Er	2.17	2.71	2.71	2.2	3.02	3.25	3.19
Tm	0.312	0.403	0.399	0.33	0.47	0.486	0.479
Yb	1.87	2.56	2.57	2.06	2.85	3.08	3.01
Lu	0.272	0.368	0.376	0.32	0.47	0.45	0.456
Hf	2.2	4	4.4	4.4	6.9	5.1	5.2
Ta	0.4	0.86	1.01	0.9	2	0.93	0.89
W	0.7	1.1	1.8	4	3	1.8	1.4
Pb	30	66	82	16	12	83	71
Th	2.44	6.35	7.59	7.87	14.7	7.23	7.28
U	0.71	1.87	2.27	2.08	3.91	1.84	1.87

Wilson, 1989) باید به یاد داشت که رسم نمودارهای سنگ‌شناسی بر پایه تجزیه‌های شیمیایی عاری از مواد فرار انجام شده است. همچنین، با بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری روی مقاطعی از سنگ‌های آتشفشانی منطقه، نمونه‌های دگرسان نشده برگزیده و برای تجزیه ریزکاو الکترونی، به آزمایشگاه دانشگاه آدلاید استرالیا فرستاده شدند. داده‌های به دست آمده از آن در جدول‌های ۲، ۳ و ۴ آورده شده‌اند.

بر پایه داده‌های به دست آمده از تجزیه‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های منطقه بررسی شده، فراوانی مواد فرار (L.O.I.)، نزدیک به ۰/۲۹ تا ۷/۴۵ درصدوزنی است. در سنگ‌های ماگمایی، میزان مواد فرار معمولاً کمتر از ۱/۵ درصدوزنی است. این افزایش درصد مواد فرار در سنگ‌های منطقه را پیامد فرایندهای ثانویه (مانند: هوازدگی و دگرسانی) و پیدایش کانی‌های ثانویه (مانند: کلریت و اپیدوت) می‌دانند (Middlemost, 1985;)

جدول ۲- داده‌های تجزیه پیروکسن‌های سنگ‌های بازالتی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) به روش ریزکاو الکترونی، به همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی (بر پایه ۶ اتم اکسیژن)

Point No.	B14-7-point9	B14-7-point10	B-9-point-109	B-9-point-110	B-9-point-111	B-9-point-112
SiO ₂	50.82	52.19	49.25	49.57	49.76	49.20
TiO ₂	0.45	0.24	0.70	0.69	0.61	0.64
Al ₂ O ₃	2.82	2.69	4.28	5.15	4.69	5.08
FeO	8.47	4.37	8.53	8.71	8.03	8.39
MnO	0.21	0.15	0.20	0.13	0.20	0.24
MgO	15.58	16.80	14.91	14.90	15.27	14.97
CaO	20.77	22.76	20.73	20.14	21.03	20.40
Na ₂ O	0.29	0.23	0.31	0.36	0.34	0.36
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.11	0.45	0.21	0.13	0.46	0.15
Total	99.52	99.89	99.12	99.78	100.39	99.42
Si	1.90	1.92	1.85	1.85	1.85	1.84
Ti	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Al	0.12	0.12	0.19	0.23	0.21	0.22
Fe	0.26	0.13	0.27	0.27	0.25	0.26
Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Mg	0.87	0.92	0.84	0.83	0.84	0.84
Ca	0.83	0.90	0.84	0.80	0.84	0.82
Na	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Wollastonite	42.34	45.94	43.07	42.25	43.32	42.71
Enstatite	44.19	47.18	43.10	43.49	43.77	43.59
Ferrosillite	13.48	6.89	13.83	14.26	12.91	13.70

جدول ۳- داده‌های تجزیه فلدسپارهای سنگ‌های آتشفشانی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) به روش ریزکاو الکترونی، به همراه فرمول ساختاری و اعضای پایانی (بر پایه ۸ اتم اکسیژن)

Point No.	B14-7-point1	B14-7-point2	B14-7-point3	B14-7-point4	B14-7-point7	B14-7-point8	B14-7-point11	B14-7-point12	B-9-point-108
SiO ₂	46.26	46.12	48.93	47.42	48.81	47.25	47.82	47.71	58.92
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	0.06	0.00
Al ₂ O ₃	32.39	30.92	20.39	31.59	30.00	31.18	31.47	30.90	24.40
FeO	0.61	0.59	11.52	0.68	0.48	0.56	0.65	0.61	0.22
MnO	0.09	0.01	0.18	0.02	0.04	0.03	0.01	0.00	0.03
MgO	0.00	0.02	5.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00
CaO	17.40	17.12	5.63	16.50	15.31	16.62	16.35	16.50	7.87
Na ₂ O	1.75	1.71	3.51	2.38	2.84	2.01	2.40	2.20	5.75
K ₂ O	0.02	0.07	0.38	0.05	0.10	0.05	0.09	0.07	0.73
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00
Total	98.58	96.56	95.60	98.68	97.62	97.76	98.88	98.09	97.93
Si	0.76	0.76	0.80	0.78	0.80	0.78	0.79	0.78	0.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.64	0.61	0.40	0.62	0.59	0.61	0.62	0.61	0.48
Fe	0.01	0.01	0.16	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.31	0.31	0.10	0.29	0.27	0.30	0.29	0.29	0.14
Na	0.06	0.06	0.11	0.08	0.09	0.06	0.08	0.07	0.19
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	2.82	2.77	2.66	2.83	2.81	2.81	2.84	2.82	2.90
Orthose	0.14	0.43	3.62	0.30	0.55	0.30	0.51	0.42	4.55
Albite	15.39	15.21	51.12	20.65	25.01	17.89	20.85	19.37	54.36
Anorthite	84.47	84.36	45.26	79.04	74.43	81.80	78.64	80.20	41.09

جدول ۴- داده‌های تجزیه آمفیبول‌های سنگ‌های آتشفشانی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) به روش ریزکاو الکترونی، به همراه فرمول ساختاری (بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن)

Point No.	B14-9-point13	B14-9-point14	B14-9-point15	B14-9-point16	B14-9-point17	B14-9-point18	B14-9-point19	B14-9-point20
SiO ₂	40.70	41.12	41.19	41.02	41.28	52.53	41.06	41.01
TiO ₂	2.91	2.86	2.60	2.95	3.01	0.50	3.02	2.99
Al ₂ O ₃	12.71	12.30	12.17	12.44	12.58	2.93	12.49	12.74
FeO	10.68	10.90	11.80	9.43	9.52	13.73	11.17	11.08
MnO	0.11	0.17	0.13	0.07	0.11	0.53	0.13	0.13
MgO	14.29	14.07	14.22	15.31	14.97	14.71	13.91	14.38
CaO	12.08	12.37	11.76	12.02	12.00	11.93	11.91	11.95
Na ₂ O	2.08	2.24	2.13	2.36	2.24	0.41	2.35	2.26
K ₂ O	1.20	1.10	1.22	1.18	1.19	0.13	1.13	1.12
Cr ₂ O ₃	0.08	0.00	0.00	0.08	0.09	0.12	0.01	0.02
Total	96.84	97.13	97.22	96.84	96.99	97.52	97.19	97.69
Si	0.68	0.68	0.69	0.68	0.69	0.87	0.68	0.68
Ti	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.01	0.04	0.04
Al	0.25	0.24	0.24	0.24	0.25	0.06	0.24	0.25
Fe	0.15	0.15	0.16	0.13	0.13	0.19	0.16	0.15
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.35	0.35	0.35	0.38	0.37	0.36	0.35	0.36
Ca	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21
Na	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.01	0.08	0.07
K	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00	0.02	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	1.78	1.78	1.78	1.79	1.79	1.73	1.78	1.79
Mg/Mg+Fe	0.70	0.70	0.68	0.74	0.74	0.66	0.69	0.70
Na+K	0.83	0.86	0.85	0.90	0.87	0.15	0.90	0.86

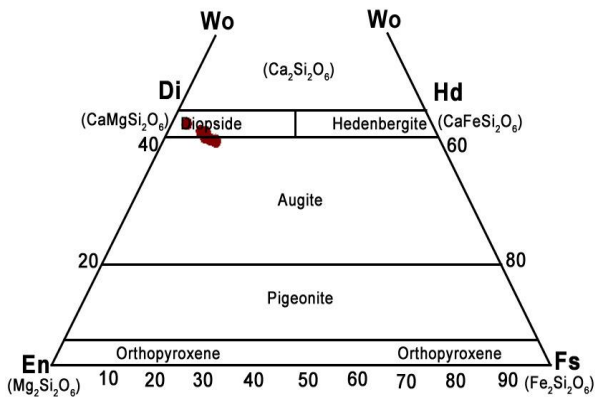
سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

برای بررسی دقیق رفتار زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی در ساختار کانی‌ها و تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی، سه مقطع نازک از سنگ‌های بازالتی، آندزیتی و تراکی‌آندزیتی برگزیده شد. سپس در این مقطع‌ها، نزدیک به ۳۰ نقطه از کانی‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول، در آزمایشگاه ریزکاو الکترونی دانشگاه آدلاید استرالیا به روش ریزکاو الکترونی تجزیه شدند. داده‌های به‌دست‌آمده برای پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول، به ترتیب در جدول‌های ۲، ۳ و ۴ آورده شده و در نمودارهای این بخش پردازش شده‌اند.

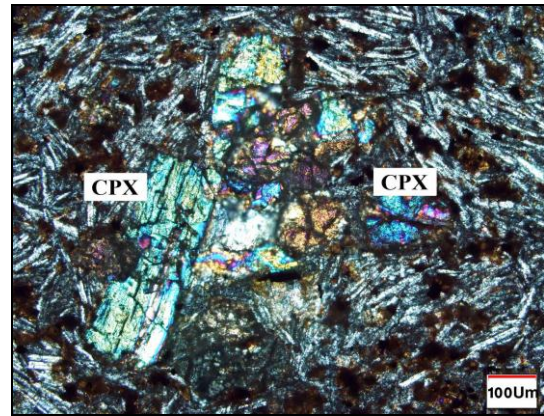
سنگ‌های بازالتی منطقه جیرنده در مقطع‌های میکروسکوپی، بافت‌های پورفیری و گلومروپورفیری همراه با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و الیون دارند (شکل ۶). همچنین، جایگیری

میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در راستای کمابیش موازی، پیدایش بافت جریان‌ی در این سنگ‌ها را در پی داشته است (شکل ۷).

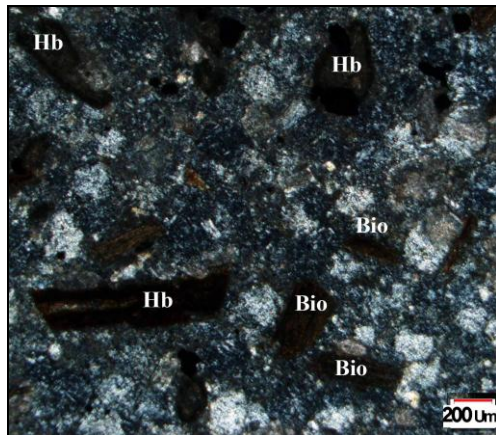
Gupta (۲۰۰۷) پیدایش این بافت را پیامد جهت‌یافتگی بلورهای فلدسپار در راستای جریان گدازه می‌داند که با چگونگی منظم‌شدن بلورهای ناهم‌بعد فلدسپار کنترل می‌شود (Shelly, 1993). برپایه تجزیه‌های ریزکاو الکترونی انجام‌شده (جدول ۳)، در نمودار سه‌تایی Ab-An-Or، ترکیب این پلاژیوکلازها در محدوده بیتونیت جای می‌گیرد (شکل ۸). ترکیب کانی پیروکسن در نمودار سه‌تایی ولاستونیت-انستاتیت-فروسیلیت (شکل ۹) نیز در محدوده دیوپسید جای می‌گیرد؛ البته ترکیب نمونه‌ها اندکی به‌سوی ترکیب‌های اوژیتی گرایش دارد.



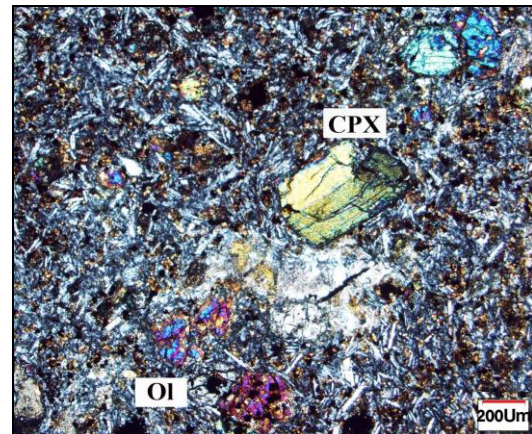
شکل ۹- کلسیوپروکسن‌های بازالت‌های جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودار سه‌تایی ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت (Spear, 1984)



شکل ۶- تصویر میکروسکوپی (XPL) از بافت گلوپورفیری پدیدآمده از انباشتگی بلورهای پروکسن در زمینه‌ای میکرولیتی ساخته‌شده از پلاژیوکلازها (بازالت جیرنده، شمال‌باختری قزوین)

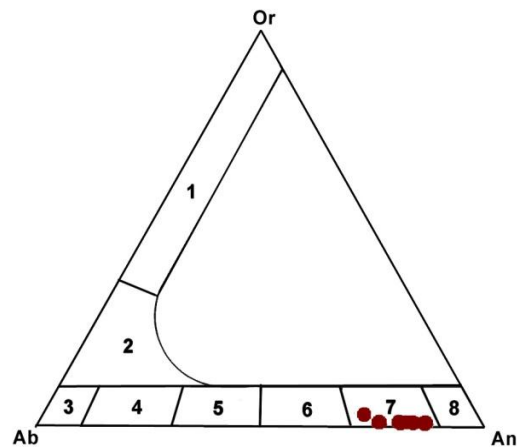


شکل ۱۰- تصویر میکروسکوپی (XPL) از سوختگی و دگرسانی بسیار شدید بلورهای هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های تراکیتی جیرنده (شمال‌باختری قزوین)

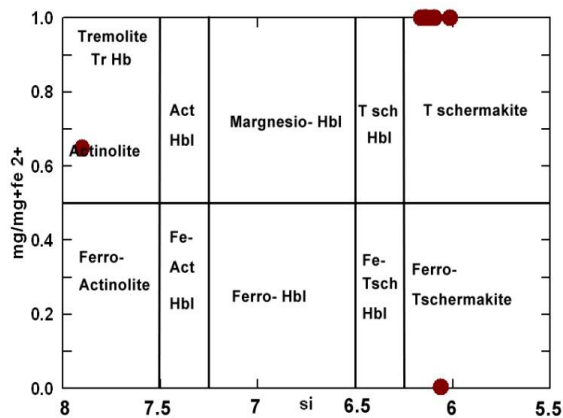


شکل ۷- تصویر میکروسکوپی (XPL) از فنوکریست‌های کلسیوپروکسن و الیون در مسان بلورهای به‌هم‌تنیده پلاژیوکلاز (بازالت جیرنده، شمال‌باختری قزوین)

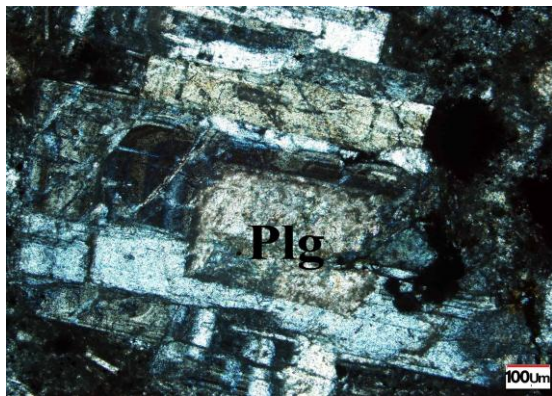
در مقطع‌های میکروسکوپی، تراکیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها از بلورهای ریز پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالن و فنوکریست‌های بیوتیت و آمفیبولی ساخته شده‌اند که در بیشتر نمونه‌ها کاملاً سوخته و دگرسان شده‌اند (شکل ۱۰). بیشتر فنوکریست‌های آمفیبول شکل‌دار بوده و در بیشتر آنها اکسیداسیون روی داده است؛ به‌گونه‌ای که در لبه بلور، تمرکز اکسیدهای آهن دیده می‌شود. همچنین، گاه نشانه‌هایی از رویداد واکنش با ماگما را نیز نشان می‌دهند (شکل ۱۱).



شکل ۸- فلدسپارهای سنگ‌های بازالتی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) روی نمودار سه‌تایی Ab-An-Or (Deer et al., 1992)



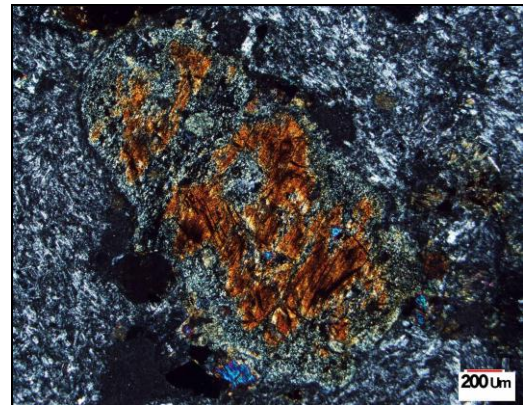
شکل ۱۲- آمفیبول‌های تراکی‌آندزیت جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودار پیشنهادی Leake (۱۹۷۸)



شکل ۱۳- تصویر میکروسکوپی (XPL) از منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز آندزیت‌های جیرنده (شمال‌باختری قزوین)

به باور Gill (۱۹۸۱)، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی پیچیده، یک منطقه درونی همگن هستند که از پیرامون با بخشی سرشار از میانبار، سپس با بخش منطقه‌بندی نوسانی (در این بخش، تغییر ناگهانی در ترکیب روی داده است و بیشتر با تحلیل دوباره بخش درونی فلدسپار همراه است)، و در پایان با لایه دیگری با منطقه‌بندی عادی، فراگرفته می‌شود. همه این بخش‌ها، به وسیله حاشیه نازکی که ترکیب آن همانند میکروولیت‌های زمینه است، محدود می‌شوند. ترکیب این پلاژیوکلازها روی نمودار سه‌تایی Ab-An-Or (شکل ۱۴) نشان داده شده است. از این‌رو، ترکیب پلاژیوکلاز در سنگ‌های آندزیتی به قطب آلبیتی نزدیک‌تر بوده و در محدوده آندزین جای می‌گیرد.

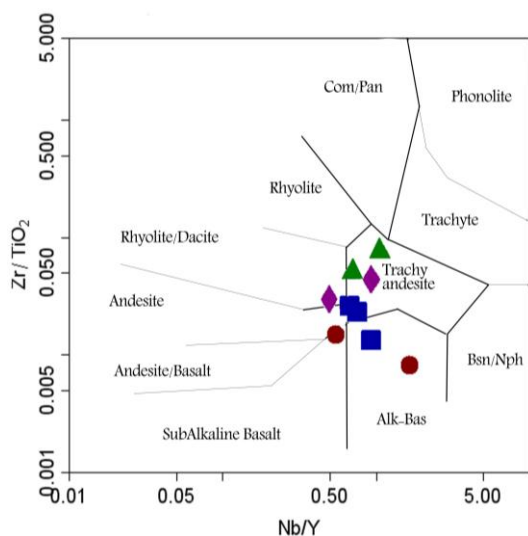
چه‌بسا شکل‌های بلوری خورده‌شده در پی واکنش یادشده پدید آمده‌اند. این نکته چه‌بسا پیامد رشد ناتعادلی بلور در پی واکنش با ماگماست و به خوردگی‌های خلیج‌مانند که به‌دنبال انحلال پدید می‌آیند، وابستگی ندارد (Shelly, 1993).



شکل ۱۱- تصویر میکروسکوپی (XPL) از شکل‌های خلیجی‌مانند در بلوری از آمفیبول در تراکیت‌های جیرنده (شمال‌باختری قزوین) که پیامد رشد ناتعادلی در پی واکنش با ماگماست

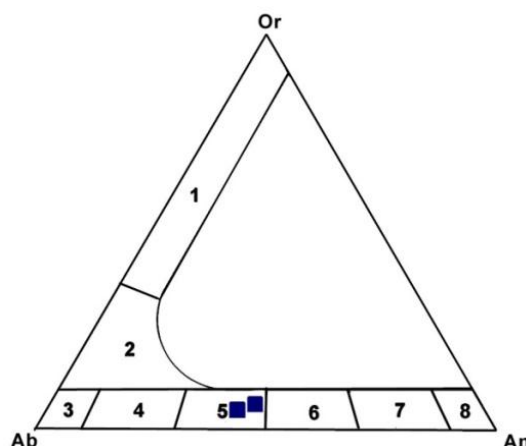
فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برای آمفیبول‌های تجزیه‌شده در این سنگ‌ها (جدول ۴) نشان می‌دهد گستره ترکیبی آنها کمابیش همانند است و در قلمرو آمفیبول‌های کلسیک جای می‌گیرند. این آمفیبول‌ها از نوع شرماکیتی و شرماکیتی آهن‌دار هستند که همراه با اکتینولیت‌ها که چه‌بسا در پی دگرسانی شرماکیت‌ها پدید آمده‌اند، در یک گستره ترکیبی جای می‌گیرند (شکل ۱۲). در بخش باختری منطقه بررسی‌شده، گدازه‌های آندزیتی با ناپیوستگی روی نهشته‌های بزرگ آذرآواری فوران کرده‌اند. از ویژگی‌های آشکار این گدازه‌ها، داشتن بافت پورفیری به‌علت دارا بودن فنوکریست‌های پلاژیوکلازی است که منطقه‌بندی پیچیده‌ای (Middlemost, 1997) دارند و نشان‌دهنده نبود تعادل هنگام تبلور هستند (شکل ۱۳).

پیشنهاد شده است، بیشتر اعتماد‌کردنی است و نامگذاری دقیق‌تری برای این سنگ‌ها پیشنهاد می‌کند (Manya *et al.*, 2007). برپایه این نمودار، سنگ‌های بررسی‌شده در میدان‌های آلکالی‌بازالت، تراکی‌آندزیت، آندزیت، بازالت و ریوداست- داسیت جای می‌گیرند (شکل ۱۶).



شکل ۱۶- نمونه‌های آتشفشانی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودار نسبت Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) (نمادها همانند شکل ۱۵ هستند)

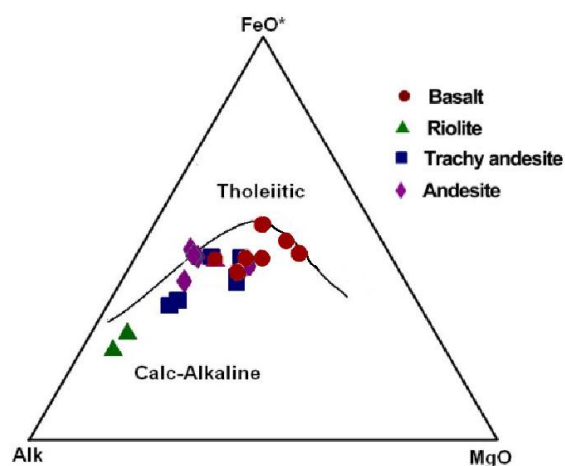
تحرک عنصرهای کمیاب برپایه تغییر کانی‌شناختی زمان دگرسانی و سرشت فاز سیال کنترل می‌شود و با شیمی خاستگاه و فرایندهای بلور- مذاب در هنگام پیدایش سنگ، کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). در سنگ‌های بررسی‌شده رفتار این عنصرها روی نمودارهای تغییر (یا هارکر) بررسی شدند. از آنجایی که در ترکیب شیمیایی و روند کلی نمونه‌ها روندی خطی با خط نزول مایل به روشنی همخوانی دارد، پس ماگمای نخستین و مادر سازنده سنگ‌های منطقه جیرنده وابستگی و خویشاوندی احتمالی دارند و پیدایش آنها در پی فرایند جدایش بلوری ماگمایی روی داده است. همان‌گونه که در شکل



شکل ۱۴- فلدسپار سنگ‌های آندزیتی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودار سه‌تایی Ab-An-Or (Deer *et al.*, 1992).

زمین‌شیمی

در نمودار AFM، سرشت کالک‌آلکان سنگ‌های بررسی‌شده کاملاً آشکار است (شکل ۱۵). همچنین، جایگیری نمونه‌ها در راستای روند سری کالک‌آلکان، روند جدایش بلوری ماگمایی را در پیدایش سنگ‌های منطقه به‌خوبی نشان می‌دهد (Wilson, 1989; Rollinson, 1993).

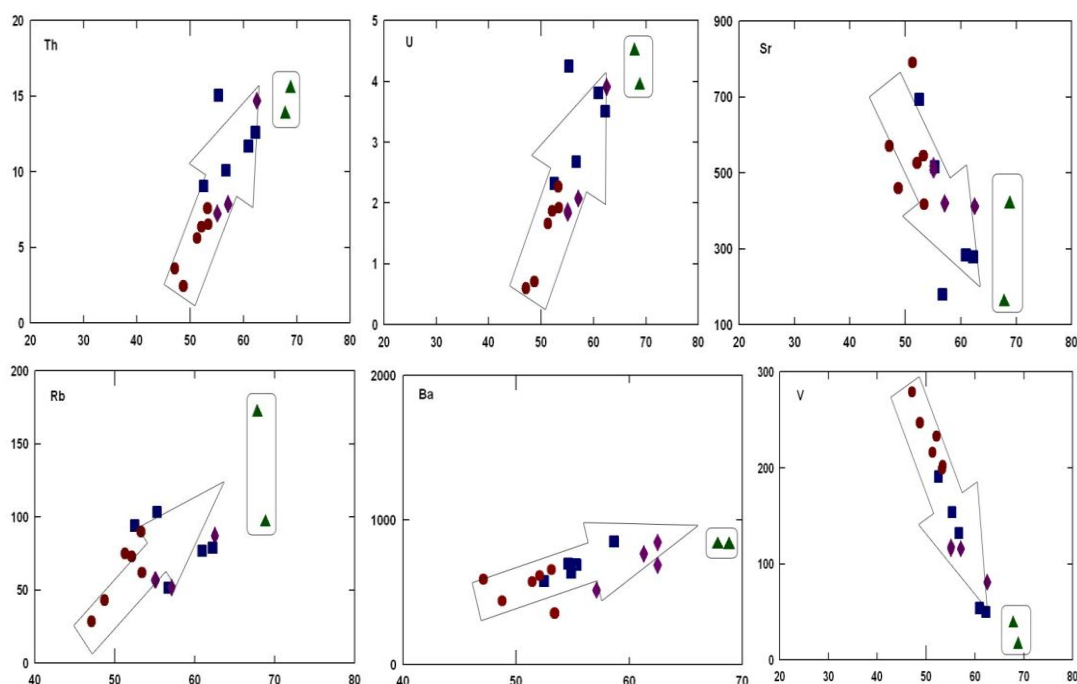


شکل ۱۵- جایگاه نمونه‌های آتشفشانی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)

برای بررسی سنگ‌های دگرسان‌شده این منطقه، نمودار Zr/TiO₂ در برابر Nb/Y که برپایه نسبت عنصرهای نامتحرک (HFSE)

این عنصر با کاهش کانی‌های یادشده از سنگ‌های بازیک به‌سوی سنگ‌های اسیدی‌تر، کاملاً همخوانی دارد. غلظت عنصر استرانسیم بیشتر با بلورهای پلاژیوکلاز، کنترل می‌شود؛ زیرا Sr در پلاژیوکلازها آسان‌تر از کانی‌های کلسیم‌دار دیگر، جانشین Ca می‌شود (Mason and Moore, 1982).

۱۷ دیده می‌شود، در نمودارهای تغییر عنصرهای کمیاب در برابر SiO_2 ، مقدارهای U، Th، Ba و Rb روند افزایشی و عنصرهای Sr و V روندهای کاهشی نشان می‌دهند. به علت ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، عنصر V معمولاً در ساخت کانی‌های آهن و منگنزدار (مانند: هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت) به‌کار می‌رود. روند کاهشی



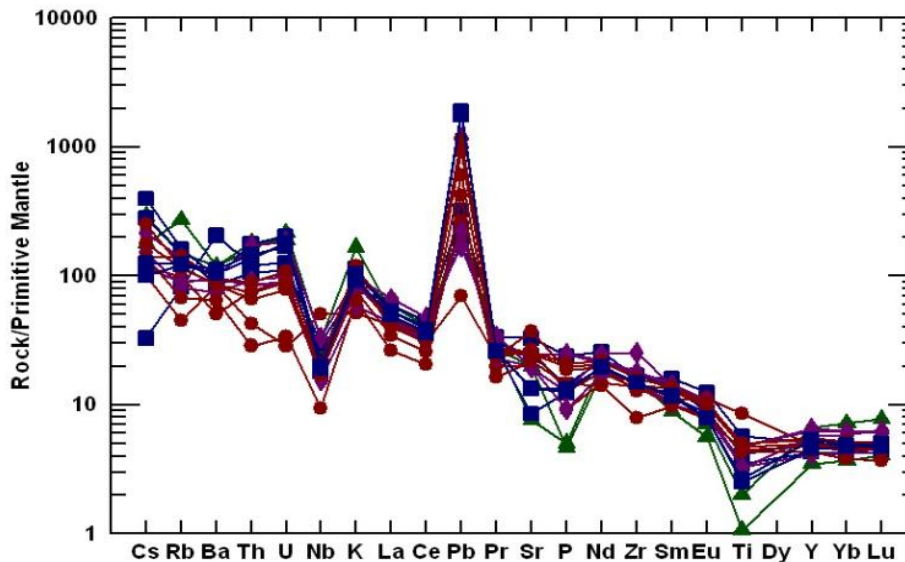
شکل ۱۷- نمودارهای تغییر SiO_2 (بر پایه درصدوزنی) در برابر عنصرهای کمیاب (بر پایه ppm) (Harker, 1909) برای سنگ‌های آتشفشانی چیرنده (شمال‌باختری قزوین) (نمادها همانند شکل ۱۵ هستند)

کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در روند جدایش بلوری ماگماست (Rollinson, 1993). همچنین، وجود چنین ویژگی‌هایی از ویژگی‌های آشکار ماگماهای وابسته به کمان (Gill, 1981; Pearce, 1983) و ماگماهای کالک‌آلکان کمان‌های مرز قاره پهنه‌های فرورانش (Goss and Kay, 2009) است. آنومالی منفی Nb در نمودارهای پیشنهادی Sun و McDonough (1989) و Thompson (1982) (شکل ۱۹)، به فرایندهای سنگ‌زادی (مانند: مشارکت پوسته

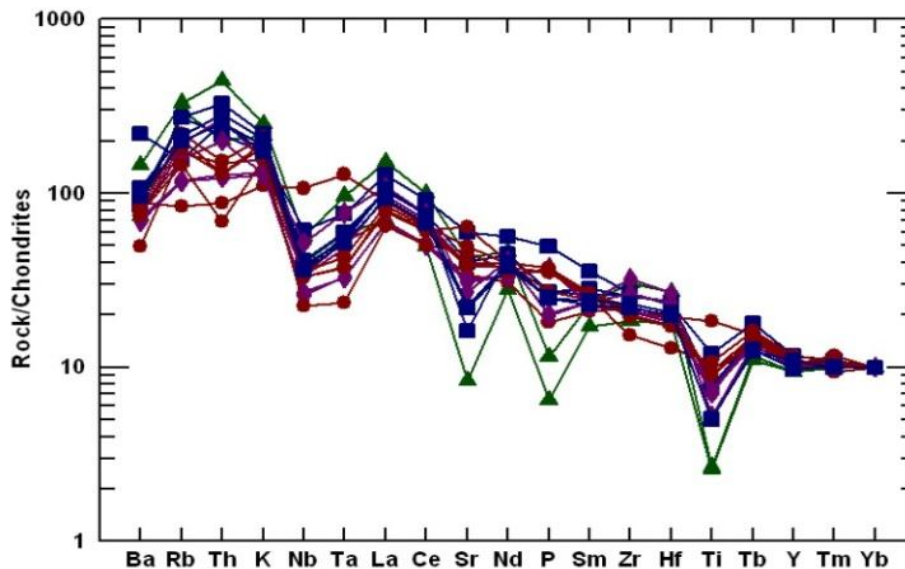
در نمودار عنکبوتی به‌نجار شده در برابر ترکیب گوشتۀ اولیه (Sun and McDonough, 1989)، الگوی هم‌روند تغییر عنصرهای کمیاب در نمونه‌های بررسی‌شده، خاستگاه ماگمایی سکمان و تحول آن از راه جدایش بلوری ماگمایی را آشکار می‌کند (شکل ۱۸). غنی‌شدگی بیشتر عنصرهای کمیاب خاکی سبک (LREE) در برابر عنصرهای کمیاب خاکی سنگین (HREE) در این سنگ‌ها و جدایش بلوری‌یافتگی عنصرهای LREE در برابر HREE، چه‌بسا پیامد نقش مهم الیوین،

رسوب‌های پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان شده به خاستگاه ذوب‌شدگی و نقش آرایش پوسته‌ای در پیدایش سنگ‌های منطقه را نشان می‌دهد (Fan *et al.*, 2003).

قاره‌ای (Tchameni *et al.*, 2006) و آرایش پوسته‌ای (Reichew *et al.*, 2004) در سنگ‌های منطقه بستگی دارد. همچنین، غنی‌شدگی عنصرهای Th و U، افزوده شدن

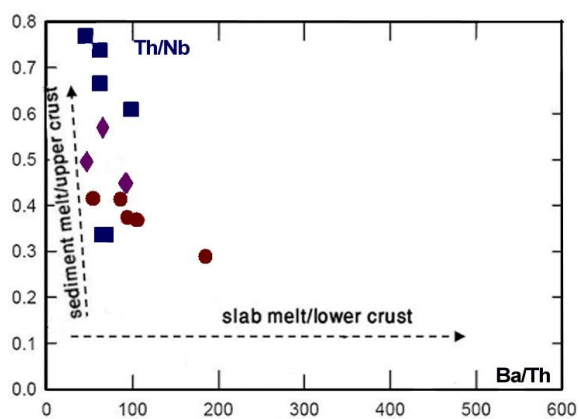


شکل ۱۸- نمونه‌های آتشفشانی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودار عنکبوتی بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (نمادها همانند شکل ۱۵ هستند)



شکل ۱۹- سنگ‌های آتشفشانی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت (Thompson, 1982) (نمادها همانند شکل ۱۵ هستند)

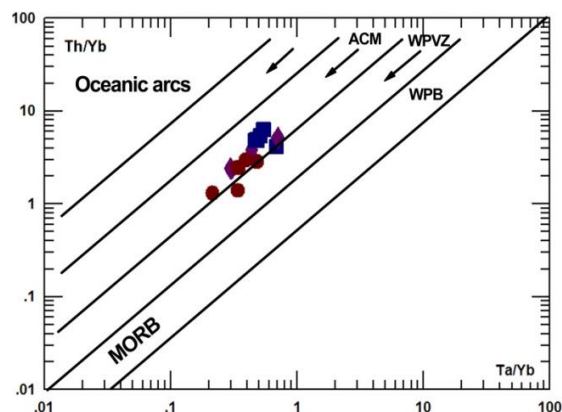
Th/Nb، سنگ‌های بررسی‌شده مقادارهای کم Ba/Th و مقادارهای متفاوتی از Th/Nb دارند (شکل ۲۱). مقادارهای کم Th/Nb پیامد فرایند هضم پوسته‌ای در ماگمای سازنده (Orozaco *et al.*, 2007) این سنگ‌هاست. مقادارهای بالای Th/Nb نشانه مشارکت گسترده مواد پوسته بالایی در پیدایش این سنگ‌هاست. در حقیقت، نسبت‌های یادشده، شدت مشارکت فرآورده‌های پهنه فرورانش و یا مواد پوسته‌ای در ماگمای مادر را نمایش می‌دهند (Pearce *et al.*, 2005).



شکل ۲۱- نمونه‌های آتشفشانی منطقه جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودار Ba/Th در برابر Th/Nb (Orozaco *et al.*, 2007)

پژوهش‌های انجام‌شده دربارهٔ ماگماتیسم سنوزویک در پهنه ماگمایی ایران- ترکیه نشان‌دهنده متاسوماتیسم و غنی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای این سنگ‌ها در پی فرورانش است (Aghazadeh *et al.*, 2010; Castro *et al.*, 2013; Prelevic *et al.*, 2013). در نمودار لگاریتمی Th/Yb در برابر Ta/Yb (شکل ۲۲)، همه سنگ‌های بررسی‌شده روندی موازی با روند متاسوماتیسم گوشته نشان می‌دهند؛ اما از آنجایی که نسبت Th/Yb در این نمونه‌ها بالاست، خاستگاه آنها گوشته‌ای غنی‌شده دانسته می‌شود که دچار آلودگی پوسته‌ای شده است.

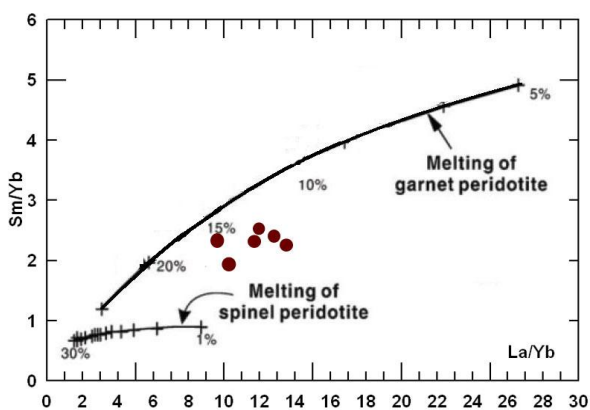
از آنجایی که عنصرهای LIL (مانند: Cs, Rb, Zr و K) عنصرهایی ناسازگار هستند و در ساختمان کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های کدر جای نمی‌گیرند؛ از این رو، هرگونه افزایشی در عنصرهای یادشده و هر تغییری در مقادارهای آنها، پیامد آلودگی پوسته‌ای در ماگمای سازنده سنگ‌هاست (Furman, 2007). در نمودار لگاریتمی نسبت‌های Ta/Yb و Th/Yb، نمونه‌های بررسی‌شده از نسبت‌های یادشده غنی‌شدگی دارند و در محدوده سنگ‌های مرز فعال قاره‌ای (ACM) جای می‌گیرند (شکل ۲۰).



شکل ۲۰- نمونه‌های آتشفشانی منطقه جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Gorton and Schandl, 2000)

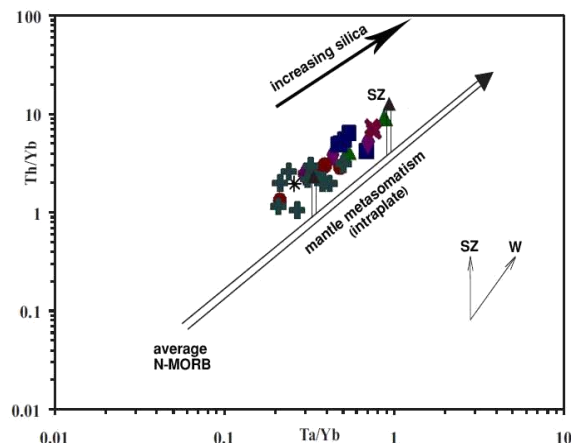
همچنین، چگونگی جایگیری خطی نمونه‌ها، هم‌روند با روند غنی‌شدگی گدازه‌های پهنه‌های فرورانش است. از عوامل مؤثر در تغییر ترکیب گوه گوشته‌ای بالای پهنه فرورانش، جریان سیال‌های پدیدآمده از آزدایی پوسته اقیانوسی دگرسان‌شده (Turner *et al.*, 1993; Hawkesworth *et al.*, 1997)، رسوب‌های فرورو (Class *et al.*, 2000)، ذوب رسوب‌های روی صفحه فرورو (Munker, 2000) و یا بخش مورب آن صفحه (Peacocks *et al.*, 1994) هستند. در نمودار Ba/Th در برابر

دچار متاسوماتیسم شده‌اند (Ersoy *et al.*, 2012; Johnson *et al.*, 2012; Prelevic *et al.*, 2012). برپایه نمودار پیشنهادی Johnson و همکاران (۱۹۹۰) برای نمونه‌های بازیک منطقه جیرنده، این نمونه‌ها نسبت‌های ثابتی از Sm/Yb را نشان نمی‌دهند (شکل ۲۴).



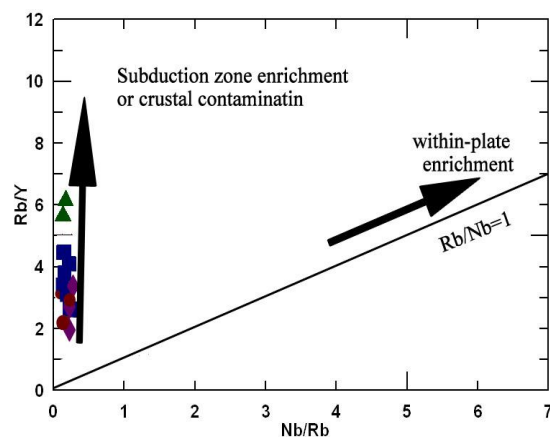
شکل ۲۴- نمونه‌های آتشفشانی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودار La/Yb در برابر Sm/Yb (Johnson *et al.*, 1990)

در نمودار بالا، روند افزایشی نسبت Sm/Yb در برابر La/Yb، خاصیت گارنت پریدوتیتی را برای سنگ‌های بررسی شده نشان می‌دهد (Aldanmaz *et al.*, 2000). از آنجایی که نمونه‌ها در میان دو منحنی گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت جای گرفته‌اند، خاستگاه ماگمای آنها گارنت‌دار و اسپینل‌دار (گارنت-اسپینل پریدوتیت) دانسته می‌شود و برپایه شماره‌های روی منحنی، ماگمای سازنده این سنگ‌ها دچار ۱۵ تا ۲۰ درصد ذوب‌بخشی شده است. برپایه بررسی نمونه‌های بازیک در نمودار Ce/Yb در برابر Ce، ژرفای ذوب‌بخشی ماگمای خاستگاه این سنگ‌ها ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر ارزیابی می‌شود (شکل ۲۵). پس نمونه‌های بررسی شده از ذوب‌بخشی ماگمایی اسپینل لرزولیتی در ژرفای ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری خاستگاه گرفته‌اند و با ژرفای گوشته لیتوسفری همخوانی دارد.



شکل ۲۲- نمونه‌های آتشفشانی منطقه جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983)

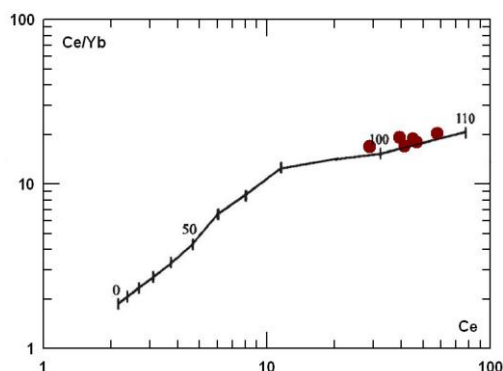
در نمودار Temel و همکاران (۱۹۹۸)، در بخش سنگ‌های با غنی‌شدگی درون‌صفحه‌ای، روندی مثبت میان Rb و Nb دیده می‌شود و در آن، نسبت Nb/Y برابر با ۱ است (Temel *et al.*, 1998) و روند عمودی نمونه‌های بررسی شده، ویژگی غنی‌شدگی با محلول‌های فرورانشی یا آلودگی پوسته‌ای را به خوبی نشان می‌دهند (شکل ۲۳).



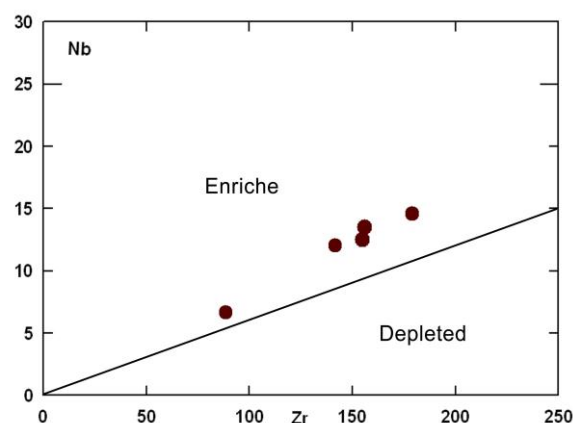
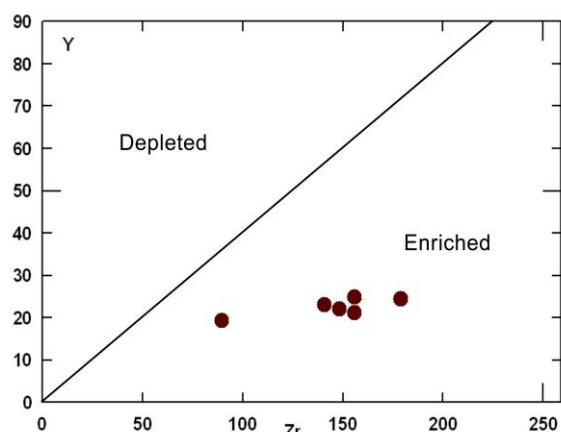
شکل ۲۳- نمونه‌های آتشفشانی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودار Rb/Y برابر Nb/Rb (Temel *et al.*, 1998)

سنگ‌های سنوزویک ایران را پیامد ذوب‌بخشی سنگ‌کره قاره‌ای دانسته می‌شوند که در پی فرورانش

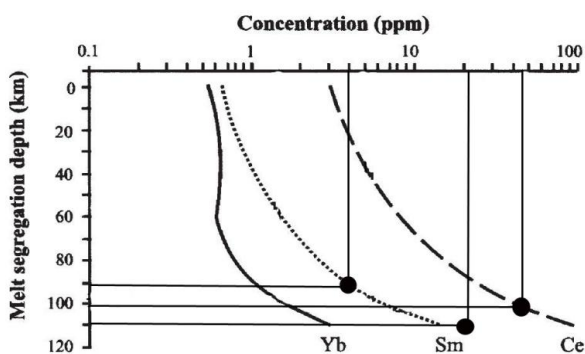
این سنگ‌ها را نشان می‌دهد (Sun and McDonough, 1989). از آنجایی که تبلور بخشی تغییر بنیادینی در نسبت‌های عنصرهای ناسازگار در گوشته اولیه پدید می‌آورد (Alvaro *et al.*, 2006)، پس رویداد تغییر در این نسبت‌ها پیامد تفاوت درجه ذوب بخشی از خاستگاهی همگن (Rao and Rai, 2006) و یا ناهمگنی خاستگاه (Weaver and Tarney, 1981) است. در نمودارهای Nb-Zr و Y-Zr، غنی‌شدگی ناحیه خاستگاه سنگ‌های منطقه دیده می‌شود (شکل ۲۶).



شکل ۲۵- نمونه‌های آتشفشانی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودار Ce در برابر Ce/Yb (Ellam and Cox, 1991) میانگین نسبت‌های عنصرهای ناسازگار در سنگ‌های بازالتی منطقه جیرنده $Nb/Zr = 0.11$ و



شکل ۲۶- نمونه‌های آتشفشانی جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودارهای غنی‌شدگی و با تهی‌شدگی ناحیه خاستگاه (Abu-Hamatteh, 2005)



شکل ۲۷- نمونه‌های جیرنده (شمال‌باختری قزوین) در نمودار تمرکز میانگین عنصرهای Yb, Sm, Ce در برابر ژرفای جدایش (Ellam and Cox, 1991)

همچنین، Ellam و Cox (۱۹۹۱) الگوی را پیشنهاد کردند که ژرفای ذوب بخشی بر پایه میانگین فراوانی عنصرهای Yb, Sm, و Ce، کمابیش دقیق ارزیابی می‌شود. در این نمودار (شکل ۲۷) ژرفای جدایش ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه بررسی شده، نزدیک به ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتری ارزیابی می‌شود. این ژرفا با ژرفاهای به دست آمده از روش پیشین همخوانی دارد.

نتیجه‌گیری

نمودارها، مشارکت پوسته قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی را نشان می‌دهد. غنی‌شدگی عنصرهای Th و U نیز نشانهٔ مشارکت رسوب‌های پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان‌شده در فرایند ذوب است. فراوانی عنصرهای La و Sm در نمونه‌های بررسی‌شده، همانند ترکیب مذاب‌های جداشده از گوشته غنی‌شده است و در محدودهٔ ذوب‌بخشی نزدیک به ۱۰ تا ۲۰ درصدی یک خاستگاه گارنت-اسپینل لرزولیتی، در ژرفای ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتری، جای می‌گیرند. برپایه ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری (مانند: بافت گلمروپورفیری، غربالی و مرزهای واکنشی) و همچنین، نمودارهای زمین‌شیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی منطقه، پیدایش این سنگ‌ها پیامد آرایش پوسته‌ای و جدایش بلوری ماگمایی کاملاً آشکار بوده است.

منطقه بررسی‌شده، بخشی از پهنه البرز باختری در نزدیکی البرز مرکزی و در ناحیه جیرنده - لوشان است. آذرآواری‌ها و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن از فراوان‌ترین سنگ‌های منطقه هستند. این سنگ‌ها گستره ترکیبی بازیگ تا حد واسط را نشان می‌دهند. برپایه نمودارهای شناسایی سری ماگمایی، سنگ‌های بررسی‌شده در محدوده کالک-آلکالن پتاسیم بالا جای می‌گیرند و روند تغییر اکسیدهای کمیاب، خاستگاه یکسان آنها را نشان می‌دهد. همچنین، فرایند جدایش بلوری ماگمایی عامل اصلی در تحول ماگمای سازنده آنها بوده است. افزون‌بر این، روندهای هم‌راستا در نمودارهای عنکبوتی، تحول سنگ‌های بررسی‌شده در پی فرایند جدایش بلوری را نشان می‌دهند. آنومالی منفی Ta، Nb و Ti در این

منابع

- Abu-Hamatteh, Z. S. H. (2005) Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Sciences* 25: 557-581.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148: 692-725.
- Aghanabati, A. (2004) *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Aghazadeh, M., Castro, A., Omrani, N. R., Emami, M. H., Moinevaziri, H. and Badrzadeh, Z. (2010) The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 38: 199-219.
- Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21: 1-33.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 67-95.
- Altunkaynak, S., Diley, Y., Genc, C. S., Sunal, G., Gertisser, R., Furnes, H., Foland, K. A. and Yang, J. (2012) Spatial, temporal and geochemical evolution of Oligo-Miocene granitoid magmatism in western Anatolia, Turkey. *Gondwana Research* 21: 961-986.
- Alvaro, J. J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M. L., Clausen, S., Charif, A., Ait Ayad, N. and Moreira, M. E. (2006) The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco; petrology, geodynamic setting and coeval sedimentation. *Journal of African Earth Sciences* 44: 396-410.

- Annells, R. N., Arthurton, R. S., Bazely, R. A. and Davies, R. G. (1975). Explanatory text of Qazvin and Rasht. Geological Quadrangle Map 1:250000, No. E3, E4, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Asiabanha, A., Ghasemi, H. and Meshkin, M. (2009) Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 186(2): 201-214.
- Berberian, M. (1983) The southern Caspian: A compression floored by a trapped modified oceanic crust. *Canadian Earth Sciences* 20: 163-183.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210-265.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M. (2013) Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. an example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos* 180-181: 109-127.
- Class, C., Miller, D. M., Goldstein, S. L. and Langmuir, C. H. (2000) Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak volcanics, Aleutian Arc. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1(6): 10.1029/1999GC000010.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. 2nd edition, Longman, London, UK.
- Ellam, R. M. and Cox, K. G. (1991) An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. *Earth Planet Science* 105: 330-342.
- Ersoy, E. Y., Helvacı, C. and Palmer, M. R. (2012) Petrogenesis of the Neogene volcanic units in the NE-SW- trending basins in western Anatolia, Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163: 379-401.
- Fan, W. M., Gue, F., Wang, Y. J. and Lin, G. (2003) Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of orogenic extension in the northern Da Hinggan mountains, northern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 121: 115-135.
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J. C., Blanpied, C. and Ringenbach, J. C. (2011) The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics* 30.
- Furman, T. (2007) Geochemistry of East African rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences* 48: 147-160.
- Ghalamghash, J. (2002) Explanatory text of Jirandeh. Geological Quadrangle Map 1: 100000, No. E6, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Gill, J. B. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, Verlag, Berlin, Germany.
- Gorton, M. P. and Schandl, E. S. (2000) From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist* 38: 1065-1073.
- Goss, A. R. and Kay, S. M. (2009). Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratios in Central Andean adakite-like lavas (~28°S, ~68°W). *Earth and Planetary Science Letters* 279: 97-109.
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S. and Hassanzadeh, J. (2006) Late Cenozoic shortening in the west Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin skinned deformation. *Geosphere* 2: 35-52.
- Gupta, A. K. (2007) Petrology and genesis of igneous rocks. Narosa Publication, New Delhi.
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen, London, UK.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M. and McDermott, F. (1993) Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 21: 175-204.

- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B. and Shimizu, N. (1990) Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research* 95: 2661–2678.
- Leake, B. E. (1978) Nomenclature of amphibols. *Canadian Mineral Researches* 16: 501-520.
- Manya, S., Maboko, M. A. H. and Nakamur, E. (2007) The geochemistry of high-Mg andesite and associated adakitic rocks in the Musoma-Mara Greenstone Belt, northern Tanzania: possible evidence for Neoproterozoic ridge subduction. *Precambrian Research* 159: 241–259.
- Mason, B. H. and Moore, C. B. (1982) *Principles of geochemistry*. 4th edition, Wiley Publication, New York, US.
- Mc Quarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B. (2003) Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters* 30: 1-6.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magma and magmatic rocks*. Longman Group Ltd., London, UK.
- Middlemost, E. A. K. (1997) *Naming materials in the magma/igneous rock system*. Longman Group Publications, U.K.
- Mobashergarmi, M. (2013) Petrography, petrology, geochemistry and petrogenesis survey to basalts in the south of Talesh. M.Sc. thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Munker, C. (2000) The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River arc system, New Zealand: identification of four source components. *Journal of Petrology* 41: 759-788.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380-398.
- Orozaco-Esquivel, T., Pwtrone, C. M., Ferrari, L., Tagami, T. and Manetti, P. (2007) Geochemical variability in lavas from the eastern Trans-Mexican volcanic belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Lithos* 93: 149-174.
- Peacocks, S. M., Rushmer, T. and Thompson, A. B. (1994) Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 121: 224-227.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Cheshire, UK.
- Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer, S. H. and Fryer, P. (2005) Geochemical Mapping of the Mariana Arc-Basin System: implications for the Nature and Distribution of Subduction Components. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6 (7).
- Prelevic, D., Akal, C., Foley, S., Romer, R., Stracke, A. and Van Den Bogaard, P. (2012) Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of southwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Petrology* 53: 1019-1055.
- Prelevic, D., Jacob, D. E. and Foley, S. F. (2013) Recycling plus: a new recipe for the formation of Alpine-Himalayan orogenic mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 362: 187-197.
- Rao, D. R. and Rai, H. (2006) Signatures of rift environment in the production of garnet-amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India: a geochemical study. *Gondwana Research* 9: 512-523.
- Reichew, M. K., Saunders, A. D., White, R. V. and Al Mukhamedov, A. I. (2004). Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps. *Lithosphere* 79: 425- 452.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. John Wiley & Sons Publications, New York, US.

- Shafaii Moghadam, M. H. and Shahbazi Shiran S. H. (2010) Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region (Ardabil): an example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran. *Journal of Petrology* 1(4): 16-31(in Persian).
- Shelly, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope classification, features, microstructure, and mineral preferred orientations*. Chapman & Hall, London, UK.
- Spear, J. A. (1984) Mica in igneous rocks. In: *Reviews in mineralogy and geochemistry* (Ed. Bailey, S. W.) 13: 299-356. Mineralogical Society, America.
- Stahl, A. F. (1911) *Handbuck der regionalen geologie-persian*. V. Band & Hildelberg Publications, Germany.
- Stalder, P. (1971) Magmatismes tertiaire et subrecent entre Taleghan et Alamout, Albourz central (Iran). *Bulletin Suisse de Mineralogie et Petrography* 51: 2-138.
- Stöcklin, J. (1968) Structural History and Tectonic of Iran: a review, Amar association. *Petrology and Geology Bulltein* 52: 1229-1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 313-345. Geological Society, London, UK.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penay, J., Ganwa, A. A. and Toteu S. F. (2006) Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan-African granitoids in Central North Cameroon, implication for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences* 44: 511-529.
- Temel, A., Gundogdu, M. N. and Gourgau, A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 327-354.
- Thompson, R. N. (1982) British Tertiary volcanic province. *Journal of Geology* 18: 49-107.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J. and Smith, I. (1997) ²³⁸U–²³⁰Th disequilibria, magma petrogenesis and flux rates beneath the depleted Tonga–Kermadec island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 4855–4884.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. and Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonic* 30: 1-20.
- Weaver, B. L. and Tarney, J. (1981) The Scourie dyke suite: Petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic subcontinental mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78: 175- 188.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: a Global Approach*. Unwin Hyman, London, UK.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element geology. *Chemical Geology* 20: 249-287.