

Geochemistry, petrogenesis and tectonic environment of extrusive lavas from the North Qazvin (Western Alborz zone)

Iman Monsef¹, Farzaneh Khademian², Mohammad Rahgoshay^{2*} and Alireza Jafari Rad³

¹ Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

² Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³ Department of Geology, Research and Technology branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Abstract

The magmatic activities in north Qazvin, as a part of the Western Alborz zone, contain a sequence of volcanic lavas associated with pyroclastic rocks with Eocene age. According to petrographic investigations, the volcanic lavas are basalt, basaltic andesite, pyroxene andesite, trachy- andesite, dacite and rhyolite. The texture of these rocks is more porphyritic with fine- grained groundmass including plagioclase, clinopyroxene, quartz, alkali feldspar, amphibole and biotite minerals. On the basis of geochemical features, all samples show high- K calc- alkaline to shoshonitic affinities. In addition, these rocks are enriched in LREE and LILE, and depleted in HFSE characteristic of calc- alkaline series in subduction- related environment. Petrogenesis investigation indicate that the mafic lavas have been derived from 5 to 10 % partial melting of enriched garnet lherzolite mantle source. The Qazvin volcanic lavas have moderate Nb/Yb and Ta/Yb ratios indicative of compositions of an enriched mantle source (e.g., E- MORB). Furthermore, these lavas have high values of Th, U and Pb consistent with slab- related sediments and/or crustal contamination in their mantle source.

Key words: volcanic lavas, shoshonitic series, garnet lherzolite, subduction zone, Western Alborz, Qazvin

* m- rahgoshay@sbu.ac.ir

زمین‌شیمی، سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی شمال قزوین (پهنه البرز باختری)

ایمان منصف^۱، فرزانه خادمیان^۲، محمد رهگشای^{۲*} و علیرضا جعفری‌راد^۳

^۱ دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم‌پایه زنجان، زنجان، ایران

^۲ دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات، تهران، ایران

چکیده

توالی ماگمایی در ناحیه شمال قزوین بخشی از پهنه ساختاری البرز باختری است و دربرگیرنده توالی از گدازه‌های آتشفشانی همراه با سنگ‌های آذرآواری به سن ائوسن است. برپایه بررسی‌های سنگ‌شناسی، بازالیت، آندزیت‌بازالتی، پیروکسن‌آندزیت، تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت از واحدهای آتشفشانی منطقه‌اند. بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری با زمینه دانه‌ریز است و از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کلینوپیکروکسن، کوارتز، آلکالی فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت ساخته شده‌اند. برپایه نمودارهای زمین‌شیمیایی، این نمونه‌ها در محدوده سری ماگمایی کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی جای دارند. همچنین، سنگ‌های آتشفشانی منطقه، غنی‌شدگی در عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) و عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تهی‌شدگی در عنصرهای با میدان پایداری بالا (HFSE) نشان می‌دهند این ویژگی‌ها از ویژگی‌های سنگ‌های کالک‌آلکان محیط‌های مرتبط با فرورانش هستند. بررسی‌های سنگ‌زایی نشان می‌دهند گدازه‌های مافیک از ذوب‌بخشی ۵٪ تا ۱۰٪ یک گوشته غنی‌شده گارنت‌لرزیولیتی پدید آمده‌اند. گدازه‌های آتشفشانی قزوین مقدرهای متوسط نسبت‌های Ta/Yb و Nb/Yb دارند و یک خاستگاه غنی شده (EMORB) را نشان می‌دهند. افزون‌براین، مقدرهای بالای U، Th و Pb نشان‌دهنده تأثیر سیال‌های محیط فرورانشی یا آلودگی پوسته‌ای در پیدایش این گدازه‌هاست.

واژه‌های کلیدی: گدازه آتشفشانی، سری شوشونیتی، گارنت‌لرزیولیت، پهنه فرورانش، البرز باختری، قزوین

مقدمه

نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی است (Alavi, 1994). زمان برخورد ورقه عربی و خردصفحه ایران بحث‌برانگیز است. برای نمونه،

توالی آتشفشانی - نفوذی البرز در شمال ایران نشان‌دهنده فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی

* m-rahgoshay@sbu.ac.ir

Copyright©2018, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

زمین‌شیمیایی به بررسی گدازه‌های آتشفشانی منطقه شمال قزوین می‌پردازد. همچنین، این پژوهش داده‌هایی در مورد زمین‌شیمی، ماهیت خاستگاه و محیط زمین‌ساختی پیدایش گدازه‌های منطقه ارائه می‌دهد.

زمین‌شناسی

برپایه پهنه‌بندی‌های گوناگون زمین‌ساختی ایران، منطقه بررسی شده در پهنه البرز باختری و درون پهنه چین‌خورده آلپ-همالیاست. برپایه معیارهای سنگ چینه‌ای و سنگ‌نگاری، نهشته‌های آتشفشانی ائوسن البرز باختری در ۳ فاز جداگانه رده‌بندی شده‌اند (Annells *et al.*, 1975):

(۱) توف‌های سبز اسیدی و گل‌سنگ‌های تیره (هم‌ارز با توف‌های سبز سازند کرج) که پیامد فوران‌های آتشفشانی انفجاری زیردریایی هستند؛

(۲) گدازه‌های حد واسط تا بازیگ آلکان؛

(۳) گدازه‌های آندزیتی و آندزیت‌بازالتی و گنبد‌های داسیتی، ریولیتی و نهشته‌های آذرآواری.

بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ قزوین-رشت (شکل ۱)، گدازه‌های آندزیتی، آندزیت‌بازالت و نهشته‌های آذرآواری از فراوان‌ترین گدازه‌های منطقه‌اند. بیشتر سنگ‌های آذرآواری ترکیب‌های توف داسیتی و ریولیتی و برش‌های آندزیتی دارند. در بیشتر بخش‌های البرز، توالی‌های یادشده ساختمان‌های رسوبی گوناگونی (مانند: چینه‌بندی متقاطع، دانه‌بندی تدریجی و چین‌های جریان) دارند (Asiabanha *et al.*, 2009, 2012). حضور ساختمان‌های رسوبی یادشده نشان‌دهنده وجود محیط دریایی کم‌ژرف در منطقه است. در بیشتر بخش‌ها، نهشته‌های آذرآواری و گدازه‌های بازیگ - حد

Berberian و Berberian (۱۹۸۱) زمان کرتاسه بالایی، Allen و Armstrong (۲۰۰۸) زمان ائوسن-الیگوسن، McQuarrie و همکاران (۲۰۰۳) و Homke و همکاران (۲۰۰۴) زمان میوسن را پیشنهاد کرده‌اند. اگرچه ماگماتیسم در دو پهنه آتشفشانی ایران (پهنه ارومیه-دختر در جنوب‌باختری و پهنه البرز در شمال ایران) از کرتاسه آغازین آغاز شده است، شدت این ماگماتیسم در زمان ائوسن بیشتر بوده است (Alavi, 1994). ماگماتیسم در البرز باختری به‌طور گسترده‌ای با گسترش سنگ‌های آتشفشانی در پی فاز کوهزایی آلپی آغاز شده است و در دوره‌های الیگوسن و میوسن، با توده‌های آذرین نیمه‌ژرف و درونی دنبال شده است (Nazari Nia *et al.*, 2013; Esfanjani *et al.*, 2015). در کل، توالی آتشفشانی ائوسن در البرز باختری (سازند کرج) به دو رخساره رده‌بندی می‌شود:

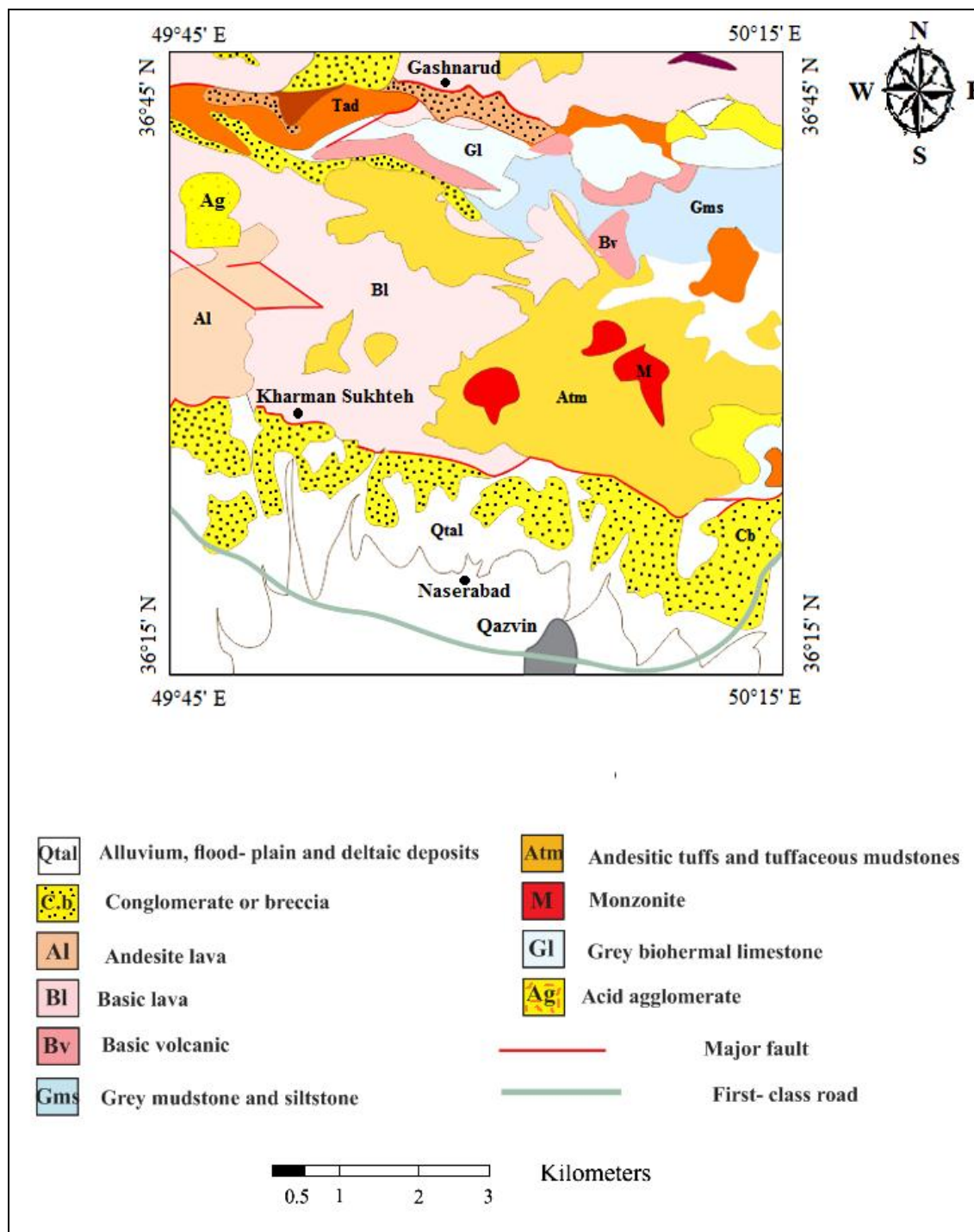
(۱) رخساره آتشفشانی-رسوبی که در بردارنده مواد آذرآواری و اپی کلاستیک است که با فوران‌های زیردریایی در یک محیط رسوبی کم‌ژرف در آغاز ائوسن میانی نهشته شده‌اند؛

(۲) جریان‌های گدازه‌ای بازیگ و اسیدی با ویژگی‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا و نزدیک به شوشونیتی که در یک محیط زمین‌ساختی کمان قاره‌ای پدید آمده‌اند (Asiabanha *et al.*, 2009)

بیشتر واحدهای یادشده با توده‌های نفوذی به سن الیگوسن قطع شده‌اند (Nabatian *et al.*, 2013; Castro *et al.*, 2014). توالی آتشفشانی منطقه قزوین بخشی از پهنه ماگمایی ائوسن البرز باختری دانسته می‌شود. این پژوهش برپایه ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و داده‌های

بخش‌ها نیز گدازه‌های اسیدی با ترکیب (ریولیت و داسیت) همراه با گدازه‌های بازیک دیده شده است (شکل ۲- B).

واسط روی نهشته‌های آذرآواری پیشین فوران کرده‌اند. بیشتر این گدازه‌ها بازالت، تراکی‌آندزیت و آندزیت هستند (شکل ۲- A). در برخی



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی شمال قزوین بر پایه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش قزوین- رشت (Annells et al., 1975)



شکل ۲- (A) واحد گدازه هیالوکلاستیک همراه با فرسایش پوست‌پیزی (دید رو به شمال)؛ (B) رخنمون گدازه جریان داسیتی-ریولیتی به رنگ روشن در شمال قزوین (دید رو به باختر)

روش انجام پژوهش

در این پژوهش پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری، برای بررسی‌های سنگ‌شناسی از نمونه‌های برداشت‌شده مقطع نازک ساخته و با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شدند. پس از بررسی‌های سنگ‌شناسی، شناسایی نوع کانی‌ها و بافت سنگ‌ها، برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، شمار ۱۶ نمونه با

دگرسانی کمتر برای آنالیز شیمیایی برگزیده و در آزمایشگاه زراژما تهران به روش ICP-OES (طیف‌سنجی جرمی پلاسمای انتشار اتمی) برای عنصرهای اصلی و ICP-MS (طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی) برای عنصرهای کمیاب و حاکی کمیاب تجزیه شدند. داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی در جدول ۱ آورده شده‌اند.

جدول ۱- داده‌های تجزیه‌های شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایه wt.%) و عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (برپایه ppm) سنگ‌های آتشفشانی شمال قزوین

Sample No.	MA- 14- 31	MA- 14- 32	MA- 14- 33	MA- 14- 37	BA- 14- 39	BA- 14- 40	BA- 14- 42	BA- 14- 44
Rock Name	Basalt	Basalt	Basalt	Basaltic- andesite	Basaltic- andesite	Basaltic- andesite	Basaltic- andesite	Basaltic- andesite
SiO ₂	48.51	48.08	48.55	54.45	52.32	52.76	51.84	52.5
Al ₂ O ₃	17.22	17.22	17.19	18.7	17.59	17.56	17.56	17.51
TiO ₂	1	0.99	0.97	0.97	1	1.01	1.01	1.02
Fe ₂ O ₃	9.3	9.55	9.11	4.66	7.96	8.82	7.87	8.05
K ₂ O	1.99	2.05	1.84	2.97	3.54	3.7	3.48	3.53
MgO	4.49	5.52	4.46	2.85	3.6	3.08	3.84	3.9
MnO	0.14	0.14	0.12	0.25	0.1	0.06	0.13	0.1
Na ₂ O	2.27	2.17	2.9	5.07	2.89	3.03	2.93	2.29
P ₂ O ₅	0.330	0.320	0.320	0.340	0.450	0.480	0.450	0.460
SO ₃	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050
CaO	11.75	10.85	10.69	6.38	8.42	7.66	8.33	8.21
L.O.I	2.9	3.03	3.76	3.23	2.01	1.72	2.44	2.32
Total	99.99	100	100.2	100.01	100	100.01	100.01	100
K	15730	16008	13964	22728	27551	28185	26856	26713
Fe	54085.8	55887.7	53377.2	27563.6	47976.6	52688.9	47563.2	48196.8
P	1432	1430	1429	1552	1902	1872	1864	1891
Ti	5920	5952	5849	5894	6041	6087	6101	6090
Li	4	8	4	5	7	9	8	8
V	232	230	233	193	175	176	177	179
Cr	96	93	89	34	51	74	58	43
Co	24.3	27.7	23.7	26.1	20.6	17.2	20	18.6
Ni	36	38	34	20	22	19	21	20
Zn	85	78	82	68	75	68	82	86
Rb	37	38	29	37	90	85	74	81
Sr	502	481.2	446.5	513.4	508.5	497.6	499.3	499.4
Y	17	16.9	16.5	17.3	20.9	19.6	19.9	20.6
Zr	86	87	87	117	155	156	153	153
Nb	6.6	6.9	6.6	11	15.6	13.9	13.6	14.2
Cs	0.9	0.9	0.9	1.4	1.3	1.3	0.9	1
Ba	434	430	402	776	611	631	625	601
La	18	17	17	20	27	26	26	27
Ce	39	39	40	46	56	54	55	56
Pr	5.23	5.17	5.14	5.86	7.46	7.01	6.89	7.19
Nd	22.6	22.3	22	23.7	29.9	28.5	27.7	29.2
Sm	4.84	4.85	4.7	4.9	6.02	5.69	5.66	5.93
Eu	1.6	1.59	1.56	1.58	1.77	1.7	1.65	1.72
Gd	5.34	5.3	5.34	5.24	6.44	6.14	6.09	6.27
Dy	4.15	4.19	4.13	4.05	5	4.74	4.72	4.88
Er	2.28	2.3	2.23	2.2	2.76	2.57	2.6	2.71
Yb	2.1	2.1	2.1	2.1	2.6	2.5	2.5	2.6
Lu	0.29	0.29	0.29	0.29	0.36	0.35	0.34	0.36
Hf	1.91	1.92	1.92	2.72	3.39	3.33	3.29	3.33
Ta	0.38	0.39	0.37	0.56	0.82	0.73	0.77	0.76
Pb	9	10	23	12	25	25	25	19
Th	2.91	2.92	2.91	5.59	7.8	7.54	7.37	7.52
U	0.7	0.7	0.7	1.42	1.9	2.1	1.9	2

جدول ۱- ادامه

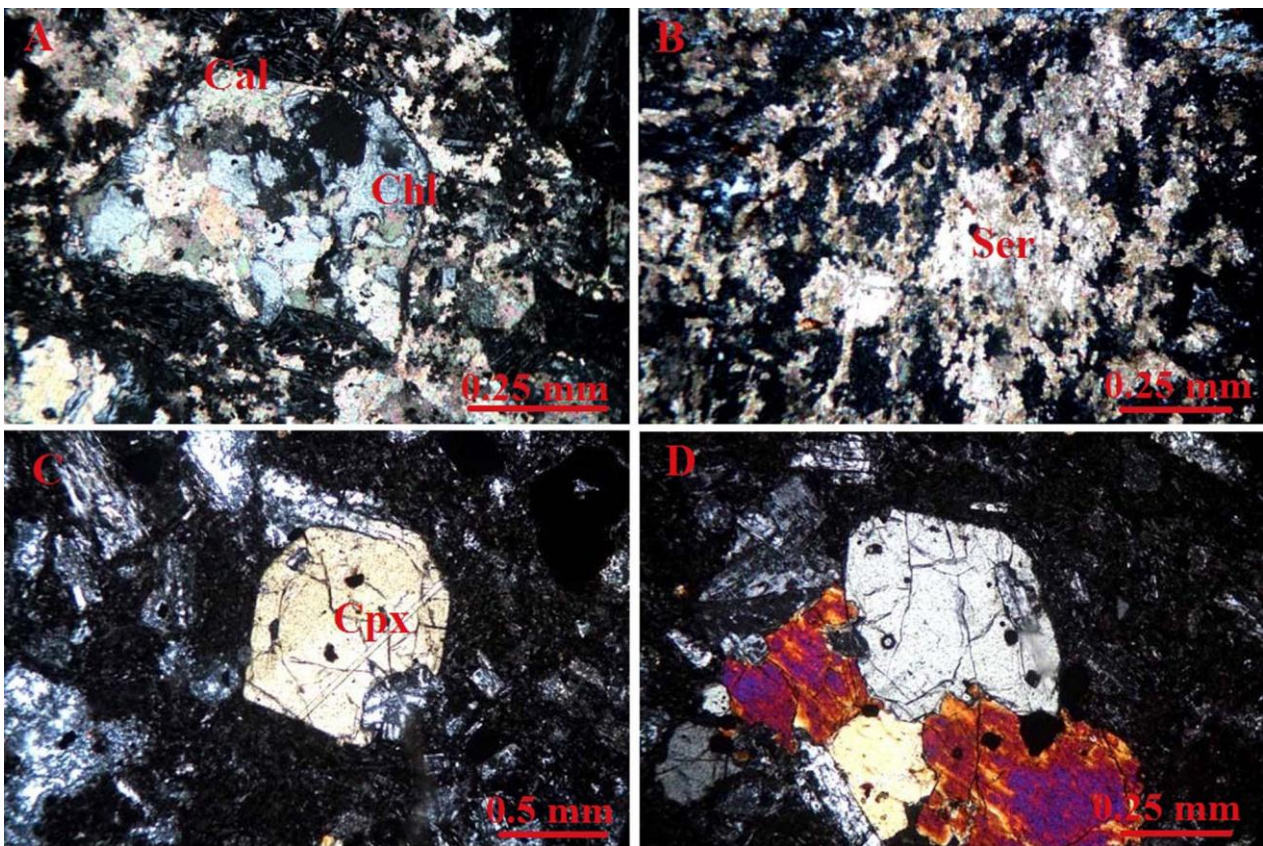
Sample No.	SH- 14- 1	NI- 14- 21	NI- 14- 20	AN- 14- 5	AN- 14- 6	NI- 14- 12	NI- 14- 14	SH- 14- 2
Rock Name	Px- andesite	Trachy- andesite	Trachy- andesite	Dacite	Dacite	Dacite	Dacite	Rhyolite
SiO ₂	57.47	62.47	66.28	68.67	68.62	67.39	68.36	71.14
Al ₂ O ₃	15.76	17.01	15.51	13.26	12.95	15.55	15.18	13.09
TiO ₂	0.78	0.67	0.62	0.39	0.39	0.37	0.37	0.39
Fe ₂ O ₃	6.72	4.9	4.67	2.42	2.24	3.43	3.31	2.29
K ₂ O	4.32	5.25	3.93	4.42	4.48	3.92	4.41	6.91
MgO	3.73	0.65	0.59	0.37	0.4	0.86	0.69	0.22
MnO	0.08	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.08	0.05
Na ₂ O	2.69	3.08	2.97	2.16	1.93	3.96	3.56	1.47
P ₂ O ₅	0.240	0.210	0.180	0.050	0.050	0.210	0.180	0.050
SO ₃	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050
CaO	4.56	3.04	2.97	3.45	3.67	2.91	2.78	1.64
L.O.I	3.53	2.55	2.13	4.65	5.14	1.2	0.96	2.62
Total	99.99	100	100.01	100	100.02	100.01	100.01	100
K	33811	40469	30505	34640	36234	30422	33912	53779
Fe	40142.9	30320	29136.2	15777.9	15195.9	21676.4	21561	15464.7
P	1063	853	786	366	381	840	819	403
Ti	4655	3973	3737	2370	2496	2403	2374	2356
Li	48	6	10	16	12	14	15	10
V	149	109	99	31	34	38	37	41
Cr	47	22	16	42	27	<1	34	<1
Co	16	9	28.9	3.6	3	3.9	3.7	2.2
Ni	14	6	7	19	6	1	6	1
Zn	63	53	38	39	35	52	98	21
Rb	142	117	99	145	149	88	97	263
Sr	286.7	320.4	262.8	144.9	88.5	312.8	296.1	154.8
Y	19.7	17.3	16.2	22.8	25.6	17.3	16.1	21.7
Zr	159	162	146	85	89	167	164	79
Nb	10.6	13.8	9.4	17.6	19	12	12.2	18.3
Cs	4.8	1.9	1.9	1.5	1.7	1.5	1.5	3.1
Ba	541	665	575	550	485	729	720	759
La	24	23	22	29	30	25	24	32
Ce	50	49	47	57	60	53	53	61
Pr	6.58	6.45	6.05	7.93	8.34	6.58	6.36	8.44
Nd	26.2	25.1	23.6	28.5	29.9	24.8	23.7	30.3
Sm	5.12	4.81	4.55	5.07	5.46	4.42	4.26	5.57
Eu	1.35	1.29	1.22	0.93	0.96	1.23	1.19	1.08
Gd	5.46	5.01	4.65	5.21	5.54	4.4	4.23	5.48
Dy	4.49	4.05	3.74	4.47	4.86	3.6	3.38	4.61
Er	2.7	2.38	2.18	2.96	3.14	2.21	2.09	2.85
Yb	2.8	2.6	2.3	3.2	3.3	2.6	2.5	3.3
Lu	0.37	0.34	0.3	0.46	0.48	0.37	0.35	0.42
Hf	3.94	4.09	3.55	2.83	2.83	4.01	3.95	2.35
Ta	0.6	0.8	0.71	0.91	1.03	0.61	0.69	1.17
Pb	13	15	16	34	36	17	19	18
Th	11.22	11.38	10.48	20.08	21.54	7.93	7.83	21.05
U	3	2.43	2.4	3	4.2	2.2	2.2	3.1

سنگ‌های ماگمایی شمال قزوین به‌شمار می‌روند. برپایه
بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های آتشفشانی منطقه در

سنگ‌نگاری واحدهای آتشفشانی
سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های آتشفشانی از

دانه‌ریز و شیشه‌ای پراکنده‌اند. کانی پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست و میکروولیت در خمیره دیده می‌شود. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بدون ماکل و در برخی مقطع‌ها کاملاً به سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۳). دانه‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پیروکسن بیشتر به صورت درشت‌بلور هستند (شکل ۳-۳). بررسی‌های سنگ‌نگاری در سنگ‌های آندزیت‌بازالت نشان‌دهنده بافت پورفیری با خمیره دانه‌ریز و میکروولیتی و گلومروپورفیریک هستند (شکل ۳-۳).

غالب بازالت، آندزیت‌بازالتی، پیروکسن‌آندزیت، تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت رخمون یافته‌اند. بازالت و آندزیت‌بازالت: این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه‌اند. سنگ‌های بازالتی در زیر میکروسکوپ نمایی حفره‌دار دارند. این حفره‌ها با کانی‌های کلسیت، کلریت و کوارتز پر شده‌اند و بافت بادامکی را پدید آورده‌اند (شکل ۳-۳). پلاژیوکلاز و پیروکسن از کانی‌های اصلی بازالت‌ها و آندزیت‌بازالت‌ها هستند. کانی پلاژیوکلاز و پیروکسن در یک خمیره



شکل ۳- تصاویرهای میکروسکوپی گدازه‌های آتشفشانی منطقه شمال قزوین؛ (A) بافت بادامکی پدیدآمده از پرشدن حفره با کلسیت (Cal) و کلریت (Chl) در یک نمونه بازالت؛ (B) دگرسانی درشت‌بلور پلاژیوکلاز (Pl) به سریسیت (Ser)؛ (C) درشت‌بلور کلینوپیروکسن (Cpx) در خمیره‌ی دانه‌ریز و شیشه‌ای در سنگ‌های بازالتی؛ (D) بافت گلومروپورفیریک کانی پیروکسن در یک نمونه آندزیت‌بازالت (همه تصاویرها در XPL هستند؛ نام اختصاری کانی‌ها در همه تصاویرها برپایه Withney و Evans است)

تراکی‌آندزیت‌ها پورفیری با خمیره دانه‌ریز و میکروولیتی است. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید و به میزان کمتر بیوتیت و هورنبلند از کانی‌های اصلی

آندزیت و تراکی‌آندزیت‌ها: این سنگ‌ها در سطح تازه به رنگ خاکستری و در نمای کلی به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. بافت اصلی در آندزیت‌ها و

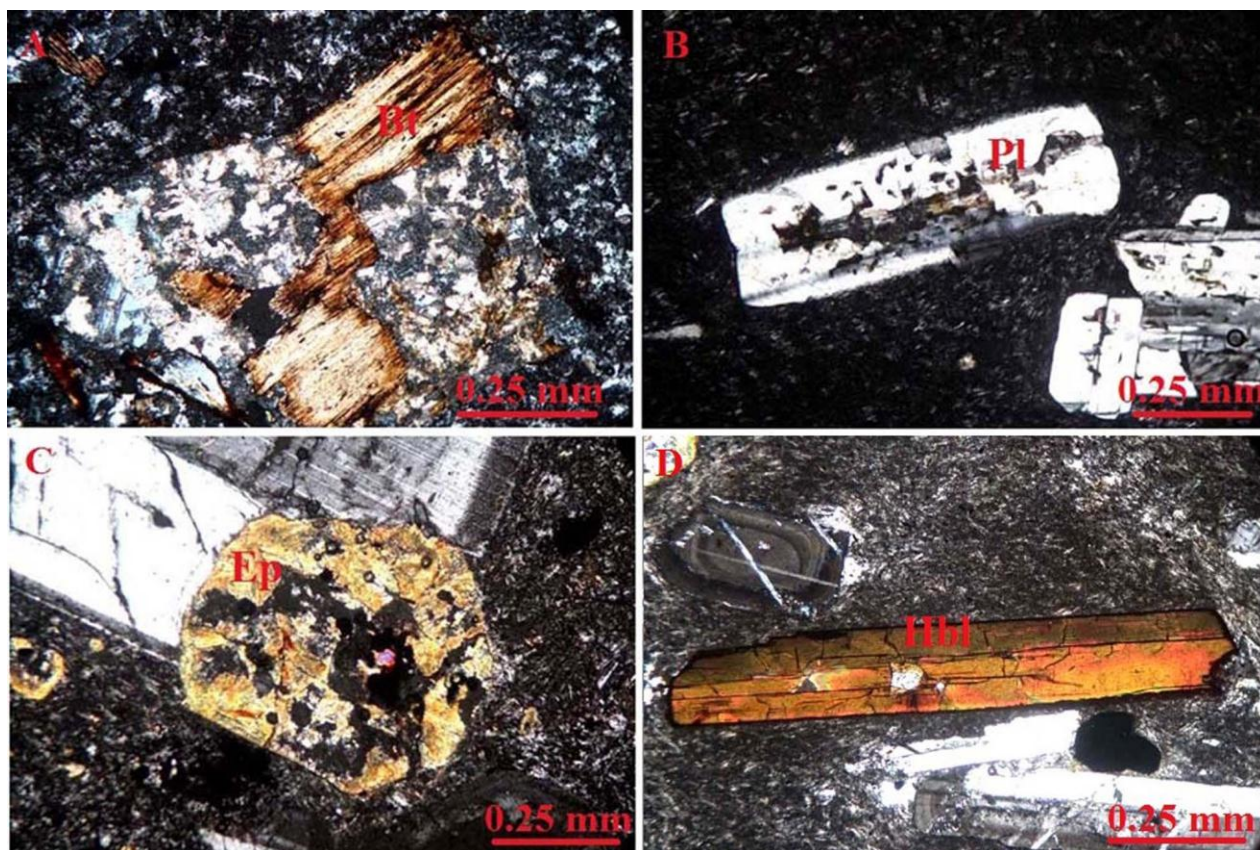
هضم، آمیختگی ماگمایی (Tsuchiyama, 1985; Pudlo and Franz, 1995) و افت پرشتاب و ناگهانی فشار (Nelson and Montana, 1992; Singer *et al.*, 2003; Zellmer *et al.*, 1995) پدید آمده‌اند.

فنوکریست‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید از دیگر سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند و نزدیک به ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی سنگ‌ها را دربر گرفته‌اند. برخی کلینوپیروکسن‌ها به اپیدوت دگرسان شده‌اند (شکل ۴- C).

پس از پیروکسن، کانی هورنبلند به صورت دانه‌های کشیده کمتر از ۵ درصد حجمی این سنگ‌ها را دربر گرفته‌اند (شکل ۴- D).

سازنده‌اندزیت‌ها و پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آلکالی‌فلدسپار و بیوتیت از کانی‌های اصلی سازنده تراکی‌اندزیت‌ها به‌شمار می‌روند (شکل ۴- A).

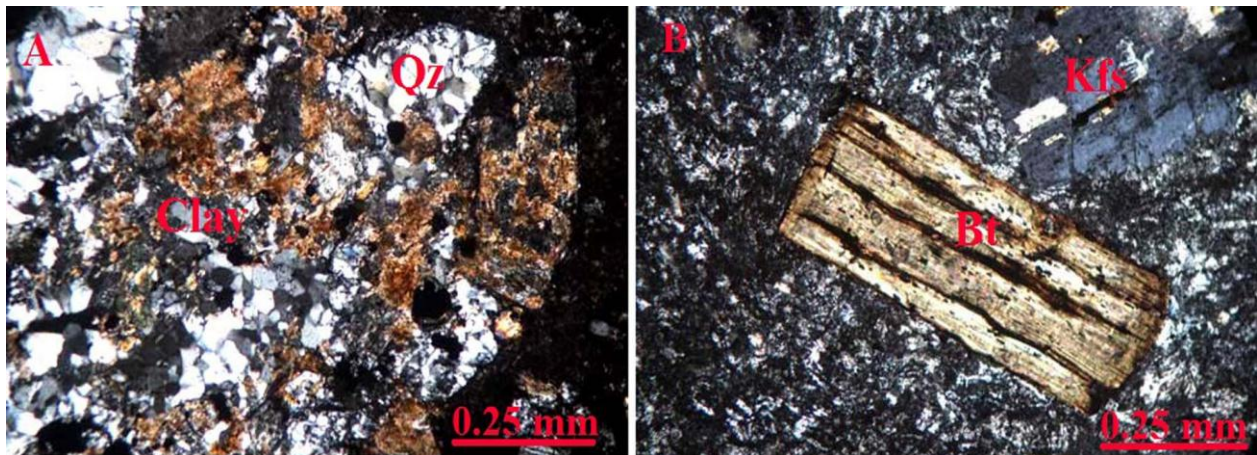
آلکالی‌فلدسپار در تراکی‌اندزیت‌های منطقه بیشتر به صورت دانه‌ریز در خمیره دیده می‌شود. کانی پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار از فراوان‌ترین فنوکریست‌های درون این سنگ‌هاست و برپایه زاویه خاموشی از نوع الیگوکلاز تا آندزین است. شماری از پلاژیوکلازها بافت غربالی و منطقه‌بندی هستند (شکل ۴- B). منطقه‌بندی، بافت غربالی و گردشگی کانی‌ها از نشانه‌های نبود تعادل هنگام انجماد ماگماست و چه‌بسا در پی بالآمدن سریع ماگما، افزایش فشار بخار آب، فرایندهای آلیش و



شکل ۴- A) درشت‌بلور بیوتیت (Bt) در خمیره‌ای از آلکالی‌فلدسپار و کوارتز در یک نمونه تراکی‌اندزیت؛ B) بافت غربالی کانی پلاژیوکلاز در یک نمونه اندزیت؛ C) دگرسانی کانی پیروکسن به اپیدوت (Ep) در یک نمونه تراکی‌اندزیت؛ D) کانی هورنبلند (Hbl) در یک نمونه اندزیت (همه تصاویر در XPL هستند)

دیده می‌شود. شماری از پلاژیوکلازها در سنگ‌های ریولیتی به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند (شکل ۵- A). پتاسیم‌فلدسپار از نوع ارتوکلاز است و بیشتر به‌صورت ریز بلور در خمیه سنگ حضور دارد. کانی بیوتیت در سنگ‌های داسیتی به‌صورت شکل‌دار و در اندازه‌های کوچک و بزرگ دیده می‌شود (شکل ۵- B). کانی هورنبلند به میزان کم و به‌صورت نیمه‌شکل‌دار در سنگ‌های داسیتی دیده می‌شود.

داسیت و ریولیت: بافت و کانی‌شناسی این سنگ‌ها همانند یکدیگر است و بافت پورفیری با خمیره دانه‌ریز دارند. همچنین، از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، پتاسیم‌فلدسپار و به میزان کمتر پیروکسن ساخته شده‌اند (شکل ۵- A و B). میزان کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار در ریولیت‌ها بیشتر است. کانی پلاژیوکلاز هم در خمیره و هم به‌صورت فنوکریست شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل با ترکیب (آلبیت تا الیگوکلاز) در مقطع‌ها



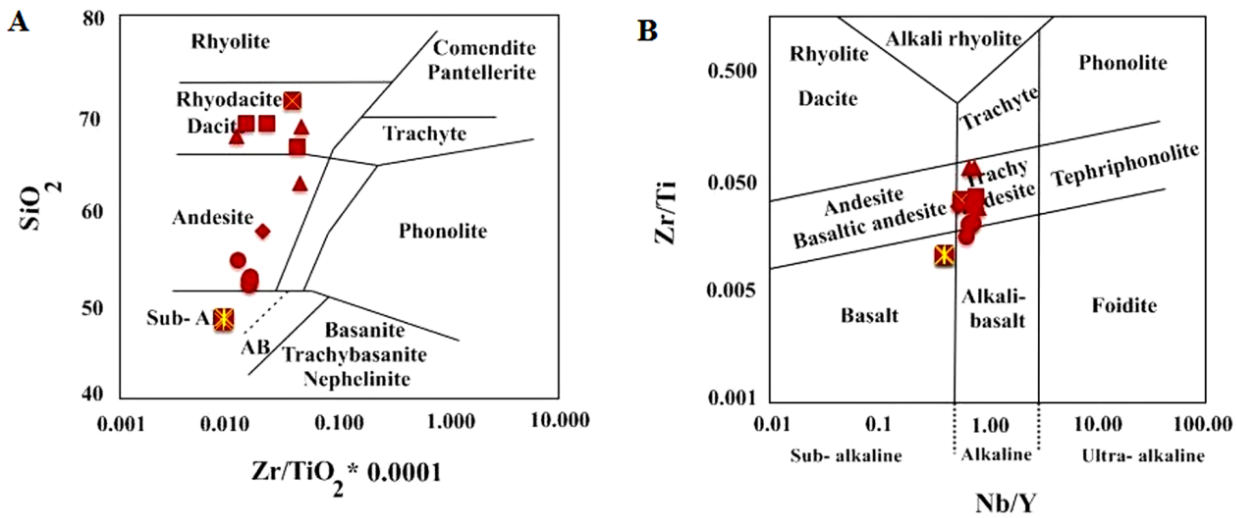
شکل ۵- A) کانی کوارتز در پیرامون کانی پلاژیوکلاز دگرسان شده به کانی‌های رسی (Clay) در یک نمونه ریولیت؛ B) کانی بیوتیت شکل‌دار و کانی پتاسیم‌فلدسپار در یک نمونه داسیت (همه تصاویرها در XPL هستند)

شدند. برپایه این نمودارها، نمونه‌ها در محدوده بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریو داسیت جای دارند (شکل‌های ۶- A و ۶- B). برای شناسایی سری ماگمایی، نمودارهای عنصرهای کمیاب Co برابر Th (Hastie et al., 2007) و نمودار نسبت عنصرهای کمیاب Ta/Yb برابر Ce/Yb (Siddiqui et al., 2007) به کار برده شدند. برپایه نمودار Co برابر Th (شکل ۷- A)، گدازه‌های آتشفشانی در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا و شوشونیتی جای می‌گیرند. نمودار Ta/Yb برابر Ce/Yb (شکل ۷- B) نیز تعلق نمونه‌ها به سری کالک‌آلکان را تأیید می‌کند.

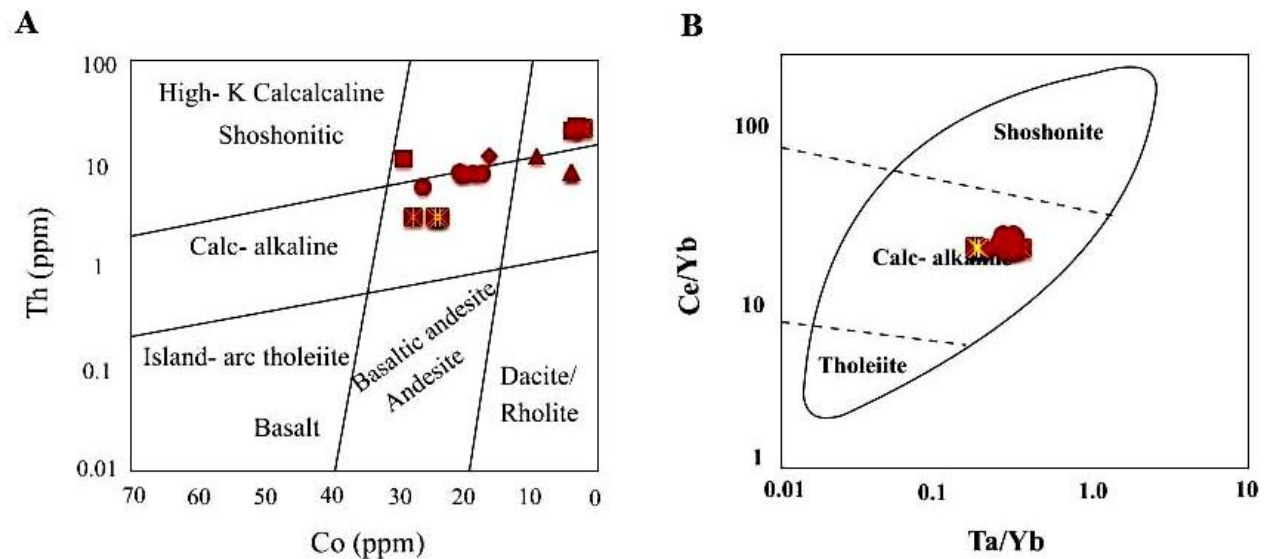
زمین‌شیمی کل سنگ

نام‌گذاری و شناخت سری ماگمایی

برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و شناسایی محیط زمین‌ساختی گدازه‌های آتشفشانی شمال قزوین، داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌ها در نمودارهای گوناگون سنگ‌شناسی به کار برده شدند. به دنبال تحرک عنصرهای قلیایی، چه بسا این عنصرها در هنگام فرایندهای دگرسانی از سنگ خارج می‌شوند؛ به همین رو، برای شناسایی موقعیت گدازه‌های آتشفشانی منطقه شمال قزوین، نمودارهای Zr/TiO_2 برابر SiO_2 (شکل ۶- A) و عنصرهای کمیاب Nb/Y برابر Zr/Ti (شکل ۶- B) به کار برده



شکل ۶- رده‌بندی شیمیایی گدازه‌های آتشفشانی شمال قزوین در: (A) نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Floyd and Winchester, 1977)؛ (B) نمودار نسبت عنصرهای کمیاب Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996) (بازالت: \star ؛ آندزیت‌بازالت: \bullet ؛ تراکی‌آندزیت: \blacktriangle ؛ آندزیت: \blacklozenge ؛ داسیت: \blacksquare ؛ ریولیت: \boxtimes ؛ نمادها در همه نمودارها یکسان هستند)



شکل ۷- شناسایی سری ماگمایی گدازه‌های آتشفشانی شمال قزوین در: (A) نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007)؛ (B) نمودار Ta/Yb در برابر Ce/Yb (Siddiqui et al., 2007)

LILE (مگر Ba و Sr در نمونه‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیت و Th در نمونه‌های بازالتی) و تهی‌شدگی از عنصرهای با میدان پایداری بالا (HFSE) نشان می‌دهند (شکل ۸- A). بی‌هنجاری‌های منفی در Nb و Ti چه‌بسا پیامد رفتار فرایندهای گوناگون حاکم بر ماگماتیسم کمان‌های آتشفشانی وابسته به پهنه فرورانش

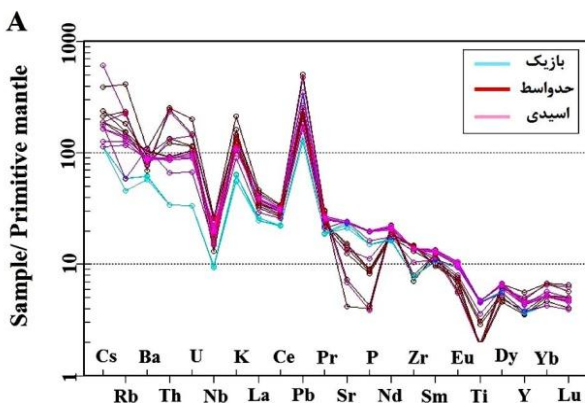
نمودارهای عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب

از نمودارهای چندعنصری برای شناخت خاستگاه مجموعه‌های سنگی و فرایندهای مؤثر بر آن بهره گرفته می‌شود. در الگوی چندعنصری بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، نمونه‌های آتشفشانی غنی‌شدگی از عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون یا

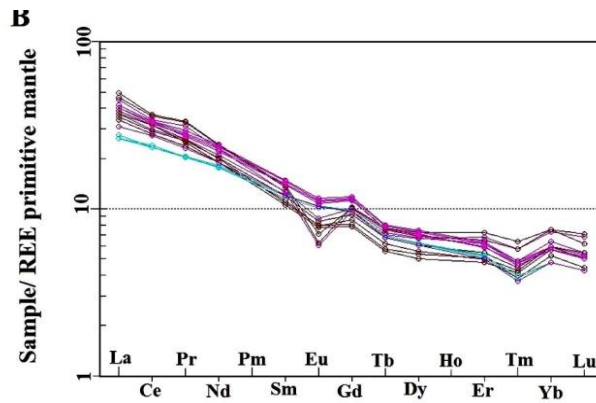
(1989)، نمونه‌های آتشفشانی همانند سری‌های کالک‌آلکان، الگوی یکنواختی با غنی‌شدگی از عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) در برابر عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) و بی‌هنجاری منفی در Eu نشان می‌دهند (شکل ۸- B). آنومالی منفی Eu چه‌بسا پیامد جدایش پلاژیوکلاز کلسیک از مذاب در پی جدایش بلوری و یا فوگاسیتة بالای اکسیژن در محیط تبلور ماگما باشد (Rollinson, 1993; Barnes *et al.*, 2001).

در کل، غنی‌شدگی از عنصرهای LREE در برابر عنصرهای HREE به‌همراه غنی‌شدگی در عنصرهای LILE و تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE در واحدهای آتشفشانی بازیک تا اسیدی شمال قزوین نشان‌دهنده وابستگی آنها به پهنه‌های فرورانش است (Marchev *et al.*, 2004; Nicholson *et al.*, 2004; Helvacı *et al.*, 2009; Zulkarnain, 2009; Asiabanha *et al.*, 2012).

باشد (Weyer *et al.*, 2003, Rollinson, 1993)، نقش سیال‌های آزادشده از تیغه فرورونده که نقش مهمی در غنی‌سازی عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون و خاکی کمیاب سبک (LREE) در گوۀ گوشته‌ای دارند (Kuster and Harms, 1998; Ulmer, 2001). همچنین، تهی‌شدگی از Ba در نمونه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی منطقه نیز چه‌بسا با نقش پوستة قاره‌ای بالایی در فرایندهای ماگمایی (Kuscu and Genelı, 2010) در ارتباط باشد. برپایة نمودار عنکبوتی، تهی‌شدگی در عنصر Ti شاید نشان‌دهنده تبلوربخشی اکسیدهای Fe-Ti و یا کلینوپیروکسن در مرحله‌های آغازین جدایش بلورین و فوگاسیتة بالای اکسیژن در محیط خاستگاه باشد (Edwards *et al.*, 1994). در نمودار عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)،



شکل ۸- A) نمودار عنکبوتی عنصرهای فرعی و کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ B) نمودار عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)



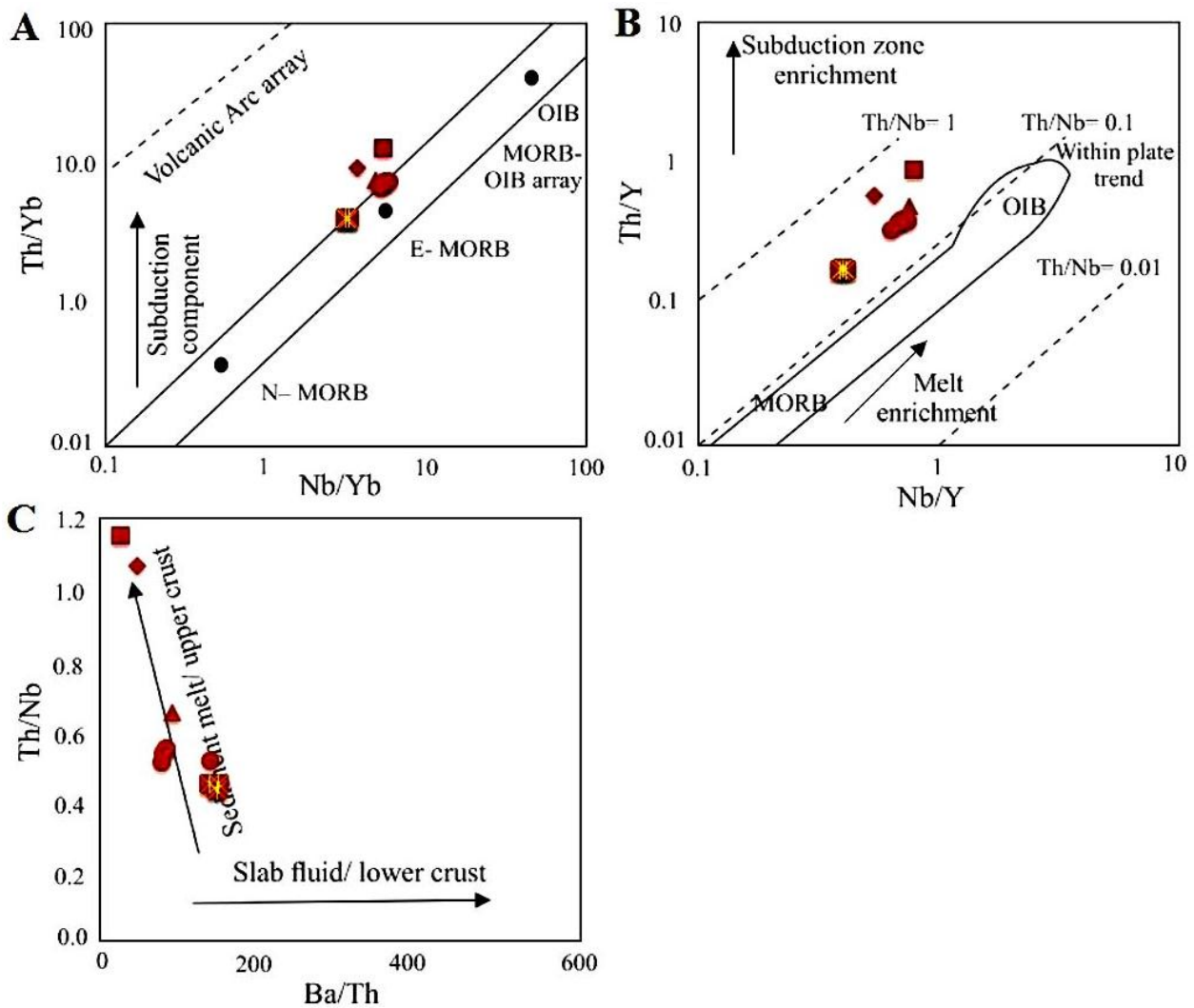
به‌همراه فرایندهای جانشینی، هضم و آرایش پدید می‌آیند (Martin *et al.*, 2005). غنی‌شدگی در سنگ خاستگاه واحدهای آتشفشانی با نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb شناسایی می‌شود (شکل ۹- A). در این نمودار، Yb فاکتور بهنجارکننده

سرشت سنگ خاستگاه

در پهنه‌های فرورانش، ماگماها چه‌بسا از ذوب گوۀ گوشته‌ای، ورقۀ اقیانوسی فرورونده، رسوب‌های روی ورقۀ اقیانوسی فرورونده، پوسته‌ای قاره‌ای یا ترکیبی از روش‌های یادشده،

سنگ‌کره فرورونده در پهنه‌های فرورانش را نشان می‌دهد. برپایه این نمودار، روند غنی‌شدگی نمونه‌ها در جهت و همسو با روند غنی‌شدگی‌های مرتبط با پهنه فرورانش است و این نکته نشان‌دهنده نقش رسوب‌های در خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی منطقه است.

برای Th و Nb است. عنصرهای Th و Nb ضریب‌های جدایش مشابه در بلور و مذاب دارند. در پهنه‌های فرورانش به ماگما افزوده می‌شود؛ اما مقدار Nb در ماگما کاهش می‌یابد (Leat *et al.*, 2004). جهت فلش در این نمودار غنی‌شدگی به دست سیال‌های جدا شده از

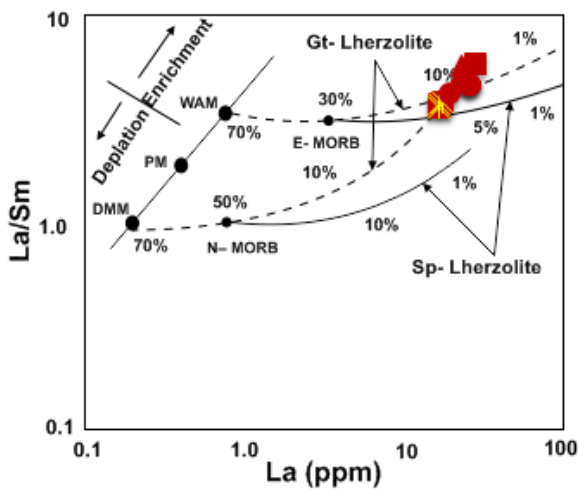


شکل ۹- تعیین غنی‌شدگی ناحیه خاستگاه گدازه‌های آتشفشانی بازیک- حد واسط منطقه شمال قزوین در: (A) نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Leat *et al.*, 2004)؛ (B) نمودار Nb/Y در برابر Th/Y (Alici *et al.*, 2002)؛ (C) نمودار Ba/Th در برابر Th/Nb (Orozco-Esquivel *et al.*, 2007)

فرورانشی را نشان می‌دهند. بر این پایه، هراندازه نسبت Th/Y در سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیشتر

افزون‌براین، برپایه نمودار Th/Y در برابر Nb/Y (شکل ۹- B)، این نمونه‌ها روند غنی‌شدگی پهنه‌های

لرزولیت گارنت‌دار پدید آمده‌اند. عددهای روی خط‌ها نشان‌دهنده درجه ذوب‌بخشی هستند. روی خط‌های ضخیم، محدوده ترکیبی گوشته اولیه، تهی‌شده و غنی‌شده نشان داده شده است. برپایه این نمودار، روند گدازه‌های بازیک و حد واسط با منحنی ذوب گارنت‌لرزولیت همخوانی دارد و نشان‌دهنده ۵ تا ۱۰ درصد ذوب برای پیدایش ماگمای سازنده این گدازه‌هاست (شکل ۱۰).



شکل ۱۰- نمودار ذوب La در برابر La/Sm برای شناسایی خاستگاه و درجه ذوب‌بخشی نمونه‌های بازیک و حد واسط منطقه (Aldanmaz et al., 2006)

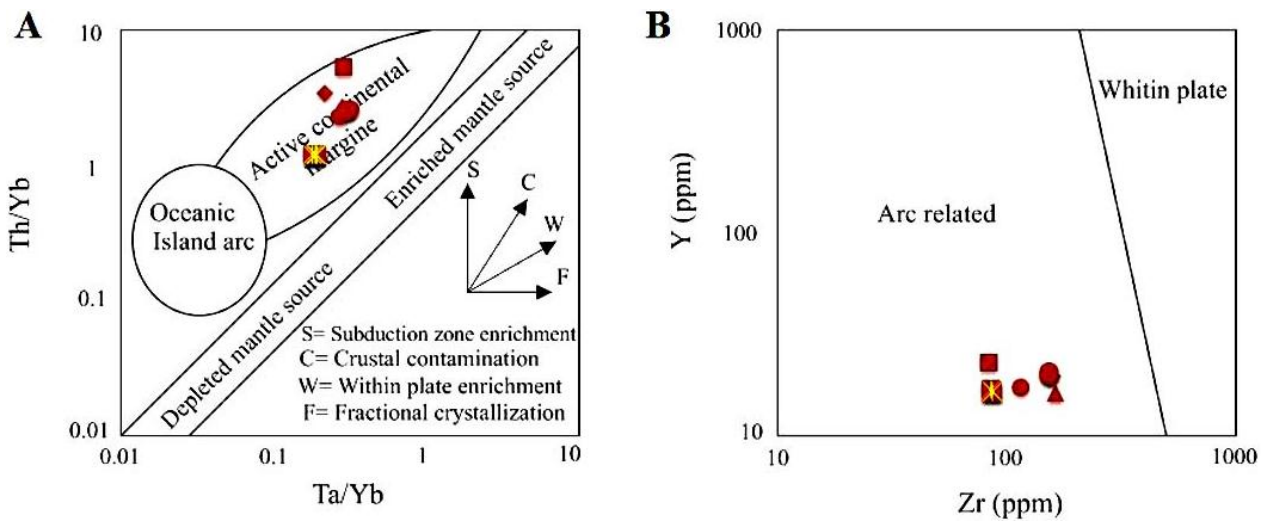
شناخت پهنه زمین‌ساختی

داده‌های زمین‌شیمیایی، به‌ویژه داده‌های عنصرهای کمیاب نامتحرک، اطلاعات ارزشمندی درباره خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی ارائه می‌دهند. از این‌رو، تلاش شد از نمودارهایی که برپایه فراوانی عنصرهای کمیاب کم‌تحرک در برابر فرایندهای هوازدگی و دگرسانی هستند، برای نشان دادن جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه بهره گرفته شود. در نمودار Zr در برابر Y، همه سنگ‌های منطقه در محدوده کمان ماگمایی جای می‌گیرند (شکل ۱۱-A).

باشد نشان‌دهنده اینست که گوشته به مقدار بیشتری تحت تأثیر تیغه فرورونده بوده است (Kuscu and Geneli, 2010). برای شناسایی اجزای شرکت‌کننده در ماگماهای کمانی، از عنصرهای بسیار ناسازگار که بسیار اندک تحت تأثیر درجه‌های متفاوت ذوب‌بخشی، تبلوربخشی یا تجمع بلوری هستند بهره گرفته می‌شود. از این‌رو، نمودار نسبت Ba/Th در برابر Th/Nb به کار برده شد. رفتار عنصرهای کمیاب نشان می‌دهد نسبت بالای Th/Nb به مشارکت مذاب پدیدآمده از ذوب رسوب‌های فرورونده یا پوسته بالایی مربوط است؛ اما نسبت بالای Ba/Th باید به متاسوماتیسم خاستگاه گوشته‌ای به دست سیال‌های جداشده از ورقه مربوط باشد (Orozco-Esquivel et al., 2007). برپایه نمودار Ba/Th در برابر Th/Nb (Orozco-Esquivel et al., 2007)، درباره خاستگاه نمونه‌های بررسی شده، اجزای فرورانشی مانند متاسوماتیسم پدیدآمده از ذوب رسوب‌ها و همچنین، پوسته بالایی بیشترین نقش را داشته‌اند (شکل ۹-C).

تغییرات در میزان درجه‌های ذوب‌بخشی

برای پی‌بردن به ترکیب خاستگاه و درجه ذوب‌بخشی ناحیه خاستگاه توالی آتشفشانی شمال قزوین، نمودار ذوب La در برابر La/Sm (شکل ۱۰) به کار برده شد. عنصر به‌شدت ناسازگار La و کمتر ناسازگار Sm به‌طور چشمگیری تحت تأثیر تغییرات کانی‌شناسی ناحیه خاستگاه (برای نمونه، گارنت یا اسپینل) نبوده‌اند؛ از این‌رو، اطلاعاتی را از ترکیب شیمیایی کل ناحیه خاستگاه فراهم می‌کنند (Aldanmaz et al., 2000). در این شکل خطوط ممتد باریک نشان‌دهنده روند تغییر ترکیب مذاب‌هایی است که با درجه‌های مختلف ذوب‌بخشی از لرزولیت اسپینل‌دار جدایش یافته‌اند و خط‌های منقطع نشان‌دهنده مذاب‌هایی هستند که از ذوب‌بخشی



شکل ۱۱- تعیین پهنه زمین‌ساختی گدازه‌های آتشفشانی با یک- حد واسط منطقه در: (A) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Muller and Groves, 1997) Y در برابر Zr (Pearce, 1983; Siddiqui et al., 2007) (B) نمودار Zr در برابر

فرورانش روی می‌دهد، غنی‌شدگی Th در برابر Ta و در پی آن، افزایش نسبت Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb را به دنبال دارد. درحقیقت، مواد فرورانشی Th را با خود منتقل می‌کنند؛ اما Ta و Yb با خود حمل نمی‌کنند. هرچند به دنبال فراوانی Th در سنگ‌های پوسته قاره‌ای، آلودگی پوسته‌ای نیز بالا رفتن نسبت Th/Yb را در پی دارد (Aldanmaz et al., 2000). از این رو، نمونه‌های منطقه از Th غنی شده هستند و تحت تأثیر مواد فرورانشی جای گرفته‌اند. همچنین، ویژگی سنگ‌های مرز فعال قاره‌ای را از خود نشان می‌دهند (شکل ۱۱ - B).

نتیجه‌گیری

سنگ‌های ماگمایی منطقه شمال قزوین (مانند: بازالت، تراکی آندزیت، آندزیت، ریو داسیت و داسیت) به‌طور متناوب با سنگ‌های آذرآواری رخنمون دارند. نمونه‌های بررسی شده بافت پورفیری با خمیره دانه‌ریز و گلومروپورفیریک دارند. برپایه شواهد به دست آمده، سرشت ماگمایی سنگ‌های منطقه کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی است. برپایه نمودارهای عنکبوتی، غنی‌شدگی در عنصرهای خاکی کمیاب سبک و

افزون‌براین، نسبت Ba/La در کمان‌های آتشفشانی بیشتر از پهنه‌های کششی و پهنه‌های پشت‌کمان است (Macdonald et al., 2001). در گدازه‌های منطقه، میزان این نسبت از ۱۶/۱۶ تا ۳۸/۸ در تغییر است. بالا بودن نسبت Ba/La نشانه غنی‌شدگی گوّه گوشته‌ای با سیال‌های منطقه پیش از برخورد و در زمان فرورانش و ورود Ba از رسوب‌های اقیانوسی فرورانده شده به ماگماست (Hole et al., 1984). همچنین، نسبت Ba/Ta بالاتر از ۴۵۰، از مهم‌ترین ویژگی زمین‌شیمیایی ماگماهای کمان به‌شمار می‌رود (Macdonald et al., 2001). این نسبت در نمونه‌های بررسی شده برابر با ۴۷۰ تا ۱۳۸۵ است. همچنین، در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983; Siddiqui et al., 2007) سنگ‌های آتشفشانی نسبت بالاتری از Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb را نشان می‌دهند. بالا بودن این نسبت این‌گونه توجیه می‌شود که Th عنصری کم‌تحرک است؛ اما در محیط‌های کمانی همانند عنصرهای متحرک رفتار می‌کند. خاستگاه این عنصر از مواد رسوبی صفحه فرورو است (Gorton and Schandl, 2000). متاسوما تیسیم ناحیه خاستگاه که با فرایندهای

۱۰٪ پدید آمده باشند. برپایه نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی، نمونه‌ها در محدوده ماگماهای وابسته به پهنه‌های فرورانش جای می‌گیرند. این ماگماتیسیم پیامد فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر بخش جنوبی ایران مرکزی است که ماگماتیسیم بزرگی در زمان ائوسن و پس از آن را به‌دنبال داشته است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان مقاله از داوران گرامی مجله پترولوژی برای پیشنهادهای ارزنده‌شان در بهتر شدن ساختار علمی مقاله بسیار سپاس‌گزار هستند.

عنصرهای لیتوفیل بزرگیون و تهی‌شدگی در عنصرهای با میدان پایداری بالا (مانند: Ta، Nb و Ti) از ویژگی‌های سنگ‌های بررسی‌شده است. این ویژگی‌ها آنها را به محیط‌های مرتبط با پهنه فرورانش مربوط می‌کنند. همچنین، برپایه نمودارهای عنکبوتی، این نمونه‌ها از دیدگاه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی شرایط یکسانی را نشان می‌دهند و چه‌بسا خاستگاه یکسانی داشته‌اند که در پی ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای، همزمان یا پس از ماگماتیسیم بازیک روی داده است. گمان می‌رود گدازه‌های آتشفشانی منطقه از ذوب‌بخشی گویسته غنی شده با ترکیب E-MORB و از خاستگاه گارنت‌لرزلولیت و درجه‌های ذوب‌بخشی ۵٪ تا

منابع

- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 220: 211- 238.
- Aldanmaz, E., Koprubasi, N., Gurer, O. F., Kaymakci, N. and Gournaud, A. (2006) geochemical constraints on the Cenozoic, OIB- type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes. *Lithos* 86(1-2): 50-76.
- 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.
- Alici, P., Temel, A. and Gourgau, A. (2002) Pb- Nd- Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension- related alkaline volcanism: A case study of Kula region (western Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115: 487- 510.
- Allen, M. B., Armstrong, H. A., 2008. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid- Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 265: 52-58.
- Annells, R. N., Arthurton, R. S., Bazely, R. A. and Davies, R. G. (1975) Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map 1:250000. Geological Survey of Iran, Reports E3, E4, 94.
- Asiabanha, A., Bardintzeff, J. M., Kananian, A. and Rahimi, G. (2012) Post- Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 45: 79-94.
- 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: 201- 214.
- Berberian, F. and Berberian, M. (1981) Tectono- plutonic episodes in Iran. In: *Zagros Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution* (Eds. Delany, F. M. and Gupta, H. K.) 5- 32. American Geophysical Union, Washington DC.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M. (2013) Late Eocene- Oligocene postcollisional 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.

- Edwards, C. M. H., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F., Morrid, J. D., Leman, W. P. and Harmon, R. S. (1994) The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgit- Beser complex, east Indonesia. *Journal of Petrology* 35: 1557- 1595.
- Esfanjani Sadri, S., Amel, N. and Mokhtari, A.A. (2015) Petrology and geochemistry of acidic volcanic rocks in the north of Soleiman Bolaghi (southwest Hashtjin, north of Zanjan) with considering perlitization. *Iranian Journal of Petrology* 6(21): 141- 158 (in Persian).
- Gorton, M. P. and Schandl, E. S. (2000) from continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc- related and within- plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist* 38: 1065- 1073.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic arc rocks using immobile trace elements: development of the Th- Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48(12): 2341- 2357.
- Helvacı, C. Ersoy, E. Y. sozibilir, H. Erkul, F. Sumer, O and Uzel, B. (2009) Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of Miocene Volcanic rocks from the Karaburun Oeninsula : Implication for amphibole – bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158(3): 181- 202.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F. and Tarney, J. (1984) Subduction of pelagic sediments: Implication for the origin of Ceanomalous basalts from Alexander Islands. *Journal of Geological Society of London* 141: 453- 472.
- Homke, S., Vergés, J., Garcés, M., Emami, H. and Karpuz, R. (2004) Magnetostratigraphy of Miocene– Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push- e Kush arc (Lurestan Province, Iran). *Earth and Planetary Science Letters* 225: 397–410.
- Kuscu, G. G. and Geneli, F. (2010) Review of post- collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey) with special reference to the Tepekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences* 99(3): 593- 621.
- Kuster, D. and Harms, U. (1998) Post- collisional potassic granitoids form the southern and northwestern parts of the late Neoproterozoic East African Orogen: A review. *Lithos* 45: 177- 195.
- Leat, P. T., Pearce, J. A., Barker, P. F., Millar, I. L., Barry, T. L. and Larter, R. D. (2004) Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: the South Sandwich arc- basin system. *Earth and Planetary Science Letters* 227: 17- 35.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. and Heath, E. (2001) The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth Science Reviews* 49: 1- 76.
- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M. and Moritz, R. (2004) Compositional diversity of Eocene- Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics* 393(1- 4): 301–328.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite- trondhjemite- granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1- 24.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B. P. (2003) Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters* 30: 2036.
- Muller, D. and Groves, D. I. (1997) Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, Shoshonites and gold- copper deposits. *Ore Geological Review* 8: 383- 406.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S. Y., Quadt, A. V. and Bernroider, M. (2014) Petrogenesis of Tarom high- potassic granitoids in the Alborz- Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U- Pb zircon and Sr- Nd- Pb isotopic constraints. *Lithos* 184- 187: 324–345.

- Nazari Nia, A., Rashidnejad Omran, N., Aghazadeh, M. and Arvin, M., (2013) Petrology and geochemistry of quartz- monzonite body in the Tarom Subzone North- East of Zanjan. *Iranian Journal of Petrology* 5(20): 91- 106 (in Persian).
- Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) sieve –textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242- 1249.
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. and Smith, I. E. M. (2004) Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the Late Cainozoic Australian- Pacific plate boundary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 131(3- 4): 295–306.
- Orozco-Esquivel, T., Petrone, C. M., Ferrari, L., Tagami, T. and Manetti, P. (2007) Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans- Mexican volcanic belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Lithos* 93: 149- 174.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub- continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230–249. Shiva, Nantwich, UK.
- Pearce, J. A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams, In: *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* (Eds. Wyman D. A.) 12: 79- 113. Geological Association of Canada, Short Course Notes.
- Pudlo, D. and Franz, G. (1995) Records of deep seated magma chamber processes from plagioclase and amphibole phenocrysts in Pan- African dyke rocks of Bir Safsaf/SW- Egypt. In: *Physics and Chemistry of Dykes* (Eds. Baer, G. and Heimann, A.) 251- 265. Balkema, Rotterdam- Brookfield.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London, UK.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629- 642.
- Siddiqui, R. H., Asif Khan, M. and Qasim Jan, M. (2007) Geochemistry and petrogenesis of the Miocene alkaline and sub- alkaline volcanic rocks from the Chagai arc, Baluchistan, Pakistan: Implications for porphyry Cu- Mo- Au deposits. *Journal of Himalayan Earth Sciences* 40: 1- 23.
- Singer, S. B. A., Dungan, M. and Layne, G. (1995) Texture and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profile in volcanic plagioclase, clues to the dynamics of calc alkaline magma chamber. *American Mineralogist* 80: 776- 798.
- Sun, S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. Implication for mantle composition and processes. Geological Society of London, Special Publication 42: 313- 345.
- 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.
- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside – albite- anorthite and origin of dusty plagioclase in andesite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89: 1- 16.
- Ulmer, P. (2001) Partial melting in the mantle wedge—the role of H₂O in the genesis of mantle- derived 'arc- related' magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 127: 215- 232.
- Weyer, S., Munker, C. and Mezger, K. (2003) Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: Implications for the differentiation history of the crust- mantle system. *Earth and Planetary Science Letters* 205: 309- 324.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock- forming minerals. *American Mineralogist* 95: 158- 187.

- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical classification of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325- 343.
- Zellmer, G. F., Sparks, R. S. G., Hawksorth, C. J. and Wiedenbeck, M. (2003) Magma emplacement and remobilization timescale beneath Montserrat: Insight from Sr and Ba zonation in plagioclase phenocrysts. *Journal of Petrology* 44(8): 1413- 1431.
- Zulkarnain, I. (2009) Geochemical Signature of Mesozoic Volcanic and Granitic Rocks in Madina Regency Area, North Sumatra, Indonesia, and its Tectonic Implication. *Jurnal Geologi Indonesia* 4(2): 117- 131.