Geochemistry and petrology of volcanic rocks in the south of Natanz (The middle part of Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc)

Jamshid Ahmadian * and Marzieh Ghadirpour
Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Abstract
The south Natanz volcanic zone located in the central part of Urumieh-Dokhtar magmatic arc and the north of Isfahan. The area is dominated by the Eocene volcanic rocks ranging from acidic to intermediate and relatively basic affinity. Petrologically, they consist of rhyolite, dacite, andesite, basaltic trachyandesite and basaltic andesite. Mineralogically speaking, except for the acidic rocks, the other rocks are mainly made of plagioclase and clinopyroxene up. According to EPMA, the composition of clinopyroxene and plagioclase is augite and andesine to bytownite. Having features such as zoning and sieve texture in phenocrysts of plagioclase, roundness, and corrosion gulf in minerals belonging to the volcanic rocks reflecting the existence of unequilibrium during magma solidification. Considering geochemical features of these rocks, we can realize that they are calc-alkaline with potassium from intermediate to high LILE enrichment, and negative Nb-Ti anomalies. On the spider diagram, primitive mantle- normalized with Pb-enrichment can be seen which may be attributed to crustal assimilation. The negative anomalies of Nb and Ti on the spider diagram reflect subduction process, the crustal involvement in magmatism processes, or an indication of deficiency of these elements at the origin, the stability of Nb-Ti bearing phases during partial melting or separating these elements in the course of fractional crystallization process. The chondrite- normalized REE pattern points to LREE enrichment in comparison with HREE. The volcanic rocks studied have been originated in a magmatic arc.
Key words: volcanic rocks, calc-alkaline, magmatic arc, geochemistry, Natanz

* jamshidahmadian@pnu.ac.ir

DOI: https://doi.org/10.22108/ijp.2020.116077.1126

پتـــــرولوژی، سال یازدهم، شماره چهل و دوم، تابستان ۱۳۹۹، صفحه ۶۵- ۸۰
تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۱۲/۲۸ تاریخ بازنگری: ۱۳۹۹/۰۴/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۱۰

زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی جنوب نطنز (بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه- دختر)

جمشید احمدیان * و مرضیه غدیرپور
گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

چکیده

پهنۀ آتشفشانی جنوب نطنز (کمان ماگمایی ارومیه- دختر) در شمال اصفهان دربردارندۀ سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شامل سنگ‌های آذرین اسیدی تا حد واسط و کمابیش بازیک است. از دیدگاه سنگ‌شناسی، این پهنه دربرگیرندۀ واحدهای آذرینی مانند ریولیت، داسیت، آندزیت، تراکی‌آندزیت‌بازالتی و آندزیت‌بازالتی است. از دیدگاه کانی‌شناسی، بجز سنگ‌های اسیدی، بیشتر گروه‌های سنگی دیگر از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن ساخته شده‌اند. برپایۀ بررسی با ریزکاوالکترونی، کلینوپیروکسن‌ها ترکیبی در محدودۀ اوژیت و پلاژیوکلازها ترکیبی در طیفی از آندزین تا بیتونیت نشان می‌دهند. منطقه‌بندی و بافت غربالی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، گردشدگی و خوردگی خلیجی در کانی‌ها از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی و نشان‌دهندۀ شرایط نبود تعادل هنگام تبلور ماگما هستند. از دیدگاه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، این سنگ‌ها کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا، با غنی‌شدگی LILE و آنومالی منفی Nb و Ti هستند. در نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشتۀ اولیه غنی‌شدگی آشکاری از سرب دیده می‌شود که می‌توان آن را به آلایش پوسته‌ای نسبت داد. آنومالی منفی عنصرهایی مانند Nb و Ti، در نمودارهای عنکبوتی ویژگی ماگماتیسم مربوط به پهنۀ فرورانش، شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی و یا نشانۀ فقر این عنصرها در خاستگاه، پایداری فازهای دارای این عنصرها در هنگام ذوب‌بخشی و یا جدایش آنها در هنگام رویداد فرایند جدایش بلورین است. نمودار عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده دربرابر ترکیب کندریت نشان‌دهندۀ غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است. سنگ‌های آتشفشانی این منطقه در پهنۀ کمان ماگمایی پدید آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، کالک‌آلکالن، کمان ماگمایی، زمین‌شیمی، نطنز

مقدمه

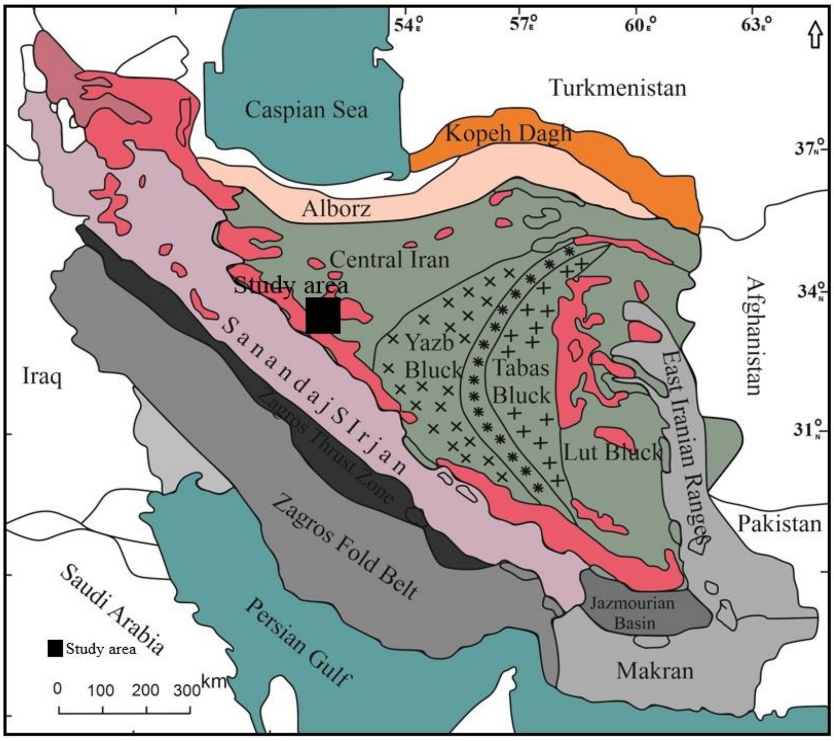
منطقۀ بررسی‌شده در شمال اصفهان و در محدوده‌ای از طرق تا مزده میان طول‌های جغرافیایی ´۴۷°۵۱ تا ۵۲°۵۱ خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۲۰°۳۳ تا ۲۷°۳۳ شمالی جای دارد. جادۀ آسفالتۀ اصفهان- نطنز- کاشان مهم‌ترین راه ارتباطی

* jamshidahmadian@pnu.ac.ir

DOI: https://doi.org/10.22108/ijp.2020.116077.1126

این منطقه است. روستای مزده در فاصلهٔ ۳۵ کیلـومتری نطنــز و در نزدیکــی بخــش طــرق جــای دارد. برپایــهٔ پهنه‌بندی ساختاری ایـران (Aghanabati, 2004)، ایـن منطقه جزیی از بخش میـانی کمـان ماگمـایی ارومیـه- دختر است (شکل ۱). ترکیب سنگ‌های آذریـن منطقـه که از دیدگاه سن نسبی به ائوسن نسـبت داده شـده‌انـد (Zahedi and Rahmati, 2000)، از واحدهای کمـابیش بازیک تا اسیدی تغییر مـی‌کننـد. بخـش بزرگـی ازایـن سنگ‌ها، سنگ‌های نسبتاً بازیـک هسـتند. دیـدگاه‌هـای گوناگونی دربارهٔ تکامل زمین‌شناسی این ناحیه پیشـنهاد شـده‌اند؛ امـا در میـان آنهـا، Berberian و Berberian (۱۹۸۱)، Moïne-Vaziri (۱۹۸۵) و Verdel و همکاران (۲۰۱۱) محیط زمین‌ساختی ناحیه را مرز فعـال قـاره‌ای دانسته‌اند. به باور پژوهشـگرانی ماننـد Alavi (۱۹۹۱) و Shahabpour (۲۰۰۷)، ویژگی‌های ناحیه با ماگماتیسـم جزیره‌های کمانی همخوانی دارد. Pourhoseini (۱۹۸۱) روی سنگ‌های آذرین نطنز و بـا تمرکـز روی واحـدهای آذریــن درونــی پژوهشــی داشــته اســت. Honarmand (۲۰۰۶) سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی تـوده‌هـای آذریـن درونـی ناحیـهٔ نطنـز را بررسـی کـرده اسـت. Dabiri (۲۰۰۶) زمـیـن‌شـیمی و سـنگ‌شناسـی سـنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری کاشان را بررسـی کـرده اسـت. Ghorbani و همکــاران (۲۰۱۴) بــه بررســی تحــولات زئودینامیکی بخش میانی پهنهٔ کمان ماگمـایی ارومیـه- دختـر پرداخته‌انـد. Ahmadi Vartooni (۲۰۱۵) نیـز سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشانی جنوب‌باختری نطنـز را بررسی کرده است.

با مروری که در بررسـی‌های سـنگ‌شناسـی ناحیـه نطنز انجام شد، می‌توان دریافت بیشتر بررسـی‌ها روی توده‌های آذرین درونی نطنز متمرکز بوده‌اند و به توالی آتشفشانی منطقه کمتر پرداخته شده است. این نوشتار بر آنست که واحـدهای آتشفشـانی ناحیـه نطنـز را بـا تأکیـد بـر داده‌هـای زمـین‌شـیمیایی جدیـد، به‌گونـهٔ جدی‌تری کنکاش کند.

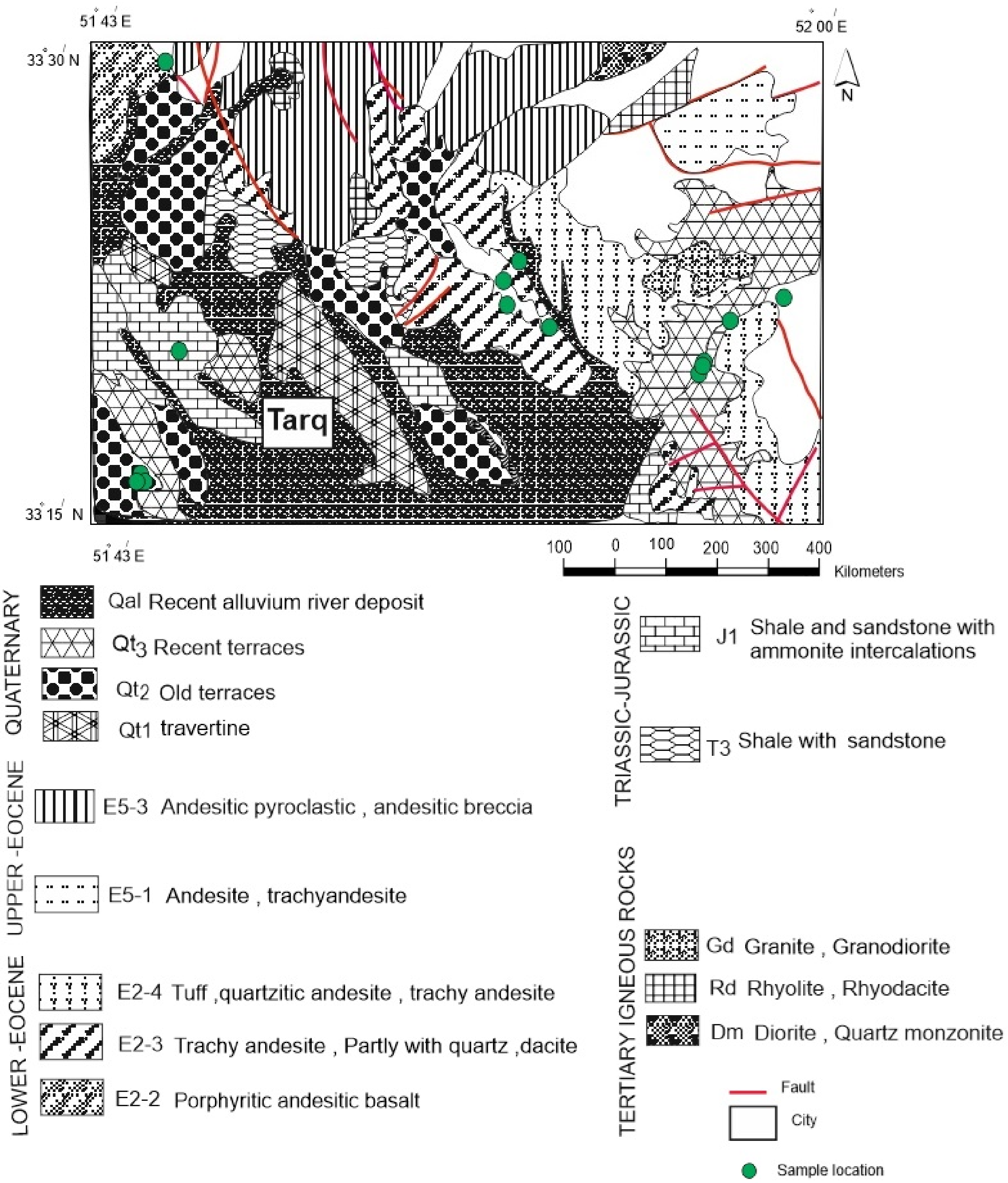


شکل ۱- جایگاه محدودهٔ بررسی‌شده روی نقشهٔ پهنه‌های رسوبی- ساختاری ایران برپایهٔ نقشهٔ پیشنهادیِ Aghanabati (۲۰۰۴)

زمین‌شناسی منطقه

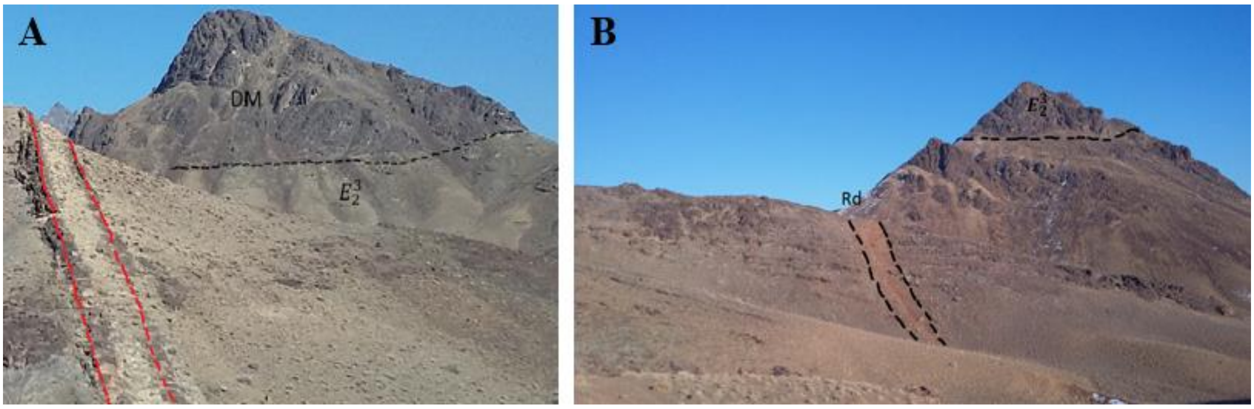
منطقهٔ بررسی‌شده در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه دختر جای دارد. واحدهای سنگی تریاس بالایی و ژوراسیک زیرین (لیاس) از جنس شیل با لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و آهک آمونیت‌دار از کهن‌ترین برونزد شناخته‌شدهٔ آن هستند که در بخش‌های جنوب و باختر روستای مزده رخنمون پیدا کرده‌اند (Zahedi and Rahmati, 2000).

واحدهای منتسب به ائوسن در منطقه با کنگلومرا آغاز شده‌اند و با واحدهای آذرین شامل آندزیت‌بازالتی، آندزیت، ریولیت و نهشته‌های آذرآواری ادامه می‌یابند (شکل ۲).



شکل ۲- نقشهٔ زمین‌شناسی ساده‌شدهٔ ۱/۱۰۰۰۰۰ طرق (Zahedi and Rahmati, 2000)

گدازه‌های آندزیت‌بازالتی با بافت پورفیری در آغاز جادهٔ روستای مزده رخنمون دارند و با گسل‌های عرضی قطع شده‌اند. بخش‌های گسترده‌ای از شمال، جنوب و خاور روستای مزده دربرگیرندهٔ واحدهای سنگی از جنس تراکی‌آندزیت، داسیت و سنگ‌های آذرآواری به سن ائوسن بالایی هستند. در خاور روستای مزده، توالی توف و گدازه‌های آندزیتی دیده می‌شود که ترکیب گدازه‌های آن در جنوب‌خاوری به آندزیت‌بازالتی تغییر می‌یابد. در شمال طار نیز گدازه‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی همراه با لیتیک‌توف دیده می‌شوند. جوان‌ترین واحد سنگی ناحیه، تراورتن‌های روشن رنگ هستند که در بخش جنوب طار واحدهای سنگی دیگر را می‌پوشاند. رخنمون واحد دیوریتی Dm در خاور روستای مزده به‌چشم می‌خورد (شکل ۳- A). همچنین، واحد سنگی E23 در شمال– شمال‌باختری روستای مزده نیز رخنمون دارد که در این منطقه با واحد ریولیتی Rd قطع شده است. روند این دایک فلسیک شمال‌باختری- جنوب‌خاوری است (شکل ۳- B).



شکل ۳- A) نمایی از رخنمون واحد $E_2{}^3$ (گدازه‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی) که با واحد دیوریتی DM پوشانده شده است (خاور روستای مزده)؛ B) رخنمون دایک اسیدی Rd در نمایی از واحد سنگی $E_2{}^3$ (شمال- شمال‌باختری روستای مزده)

روش انجام پژوهش

برای بررسی زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی جنوب نطنز، هنگام انجام بررسی‌های صحرایی، ۲۱ نمونه با کمترین میزان دگرسانی، برای تجزیهٔ عنصرهای اصلی برگزیده شدند و در آزمایشگاه XRF دانشگاه Naruto ژاپن با دستگاه XRF(WD) مدل Rigaku تجزیه شده‌اند (داده‌های به‌دست‌آمده در جدول ۱ آورده شده‌اند). سپس برای سنجش عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب، ۱۴ نمونهٔ سنگ‌های آذرین منطقه به شرکت ALS Minerals کانادا فرستاده شدند تا با دستگاه ICP-MS مدل Perkin-Elmer Elan 6000 تجزیه شوند (داده‌های به‌دست‌آمده در جدول ۲ آورده شده‌اند).

سنگ‌شناسی

رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه برپایهٔ رده‌بندی پیشنهادیِ Le Bas و همکاران (۱۹۸۶) انجام شد. برپایهٔ این رده‌بندی، واحدهای سنگی در محدوده‌های ریولیت، داسیت، آندزیت، تراکی‌آندزیت‌بازالتی و آندزیت‌بازالتی جای گرفته‌اند. براین پایه، سنگ‌های منطقه به گروه‌های اسیدی، حد واسط و کمابیش بازیک رده‌بندی می‌شوند. همچنین، برای بررسی درستی کار، رده‌بندی پیشنهادیِ Winchester و Floyd (۱۹۷۷) نیز که برپایهٔ عنصرهای

نامتحرک پایه‌گذاری شده است به‌کار برده شد. نتایج مشابهی با نمودار پیشنهادیِ Le Bas و همکاران (۱۹۸۶) به‌دست آمد.

سنگ‌های اسیدی

این سنگ‌ها شامل ریولیت و داسیت‌های منطقه هستند که بیشتر با بافت‌های هیالوپورفیری و وزیکولار دیده می‌شوند. کوارتز، پلاژیوکلاز و سانیدین از مهم‌ترین فنوکریست‌های سازندهٔ آنها هستند. بلورهای کوارتز بیشتر با خوردگی خلیجی‌شکل به‌چشم می‌خورند و این خوردگی خلیجی در کانی‌ها از ویژگی‌های سنگ‌های گدازه‌ای و نشانهٔ شرایط نبود تعادل هنگام تبلور ماگماست (Tsuchiyama, 1985; Singer *et al*., 1995; Zellmer *et al*., 2003) (شکل ۴- A).

جدول ۱- داده‌های عنصرهای اصلی (برپایهٔ Wt%) به‌دست‌آمده از تجزیهٔ زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی جنوب نطنز با روش XRF

Sample No.	GM3	GM12	GM9	GT5.1	GM2	GT4	GT8	GM1	GM4	GM18	GM15
SiO_2	71.72	67.92	65.8	65.22	64.36	64.34	62.29	61.57	58.97	58.44	56.02
TiO_2	0.66	0.43	0.82	0.49	0.93	0.53	0.54	0.94	0.93	0.74	1.46
Al_2O_3	13.94	13.55	14.92	14.37	14.95	15.18	16.26	15.24	15.68	16.59	14.79
$Fe_2O_3^t$	1.86	3.46	4.96	4.11	6.32	4.88	5.62	7.01	7.78	7.39	10.3
MnO	0.02	0.05	0.08	0.1	0.13	0.09	0.07	0.12	0.15	0.11	0.19
MgO	0.27	0.8	1.38	1.39	1.74	2.01	1.49	1.89	4.02	3.75	3.59
CaO	1.09	1.51	2.65	4.09	3.7	3.84	2.72	3.52	5.07	6.49	5.33
Na_2O	4.86	3.49	4.17	4.32	4.62	4.31	5.17	4.58	3.7	3.46	4.81
K_2O	3.06	4.65	3.32	1.81	0.97	2.08	1.66	2.03	1.96	1.54	1.02
P_2O_5	0.08	0.08	0.21	0.09	0.2	0.09	0.09	0.21	0.19	0.13	0.31
Total	97.56	96	98.31	95.99	97.92	97.35	95.91	97.11	98.45	98.64	97.82
LOI	2.46	4	1.69	4	2.09	2.64	4.1	2.9	1.56	1.35	2.08
Na_2O/K_2O	1.58	0.75	1.25	2.38	4.76	2.07	3.11	2.25	1.88	2.24	4.71

Sample No.	GM10	GM19	GM17	GM14	GM8.a	GM7	GM16	GT10	GM13	GT6
SiO_2	55.38	54.91	54.9	54.67	53.09	52.82	52.07	51.99	51.98	51.6
TiO_2	1.06	0.92	1.03	0.94	1.35	1.52	0.91	1.95	0.99	1.17
Al_2O_3	18.05	16.96	16.78	16.21	16.53	15.31	16.48	13.63	17.07	18.02
$Fe_2O_3^t$	7.91	8.3	8.65	10.11	9.68	10.56	9.3	11.85	10.48	10.1
MnO	0.15	0.21	0.17	0.16	0.14	0.18	0.14	0.22	0.13	0.21
MgO	2.73	3.67	3.65	4.28	3.12	3.04	4.58	3.18	4.06	4.83
CaO	8.8	6.75	8.07	8.65	8.71	8.88	8.42	6.81	8.43	9.89
Na_2O	2.87	3.73	2.63	2.73	2.59	2.42	2.41	3.32	2.41	2.4
K_2O	1.23	2.4	1.24	0.91	0.59	1.14	1.15	1.3	0.53	0.55
P_2O_5	0.19	0.18	0.2	0.1	0.31	0.36	0.1	0.43	0.11	0.16
Total	98.37	98.03	97.32	98.76	96.11	96.23	95.56	94.68	96.19	98.93
LOI	1.62	1.97	2.68	1.23	3.89	3.78	4.44	5.31	3.82	1.07
Na_2O/K_2O	2.33	1.55	2.12	3	4.38	2.12	2.09	2.55	4.54	4.36

جدول۲- داده‌های عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب (برپایهٔ ppm) به‌دست‌آمده از تجزیهٔ زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی جنوب نطنز با روش ICP-MS

Sample No.	GM10	GM12	GM14	GM16	GM17	GM18	GM19	GM3	GM7	GM9	GT10	GT4	GT6	GT8
Ba	340	222	211	300	316	345	492	888	456	2260	482	545	141.5	265
Rb	24.4	102	15.3	17.5	23.8	41.5	106.5	78.9	17.9	72	27.6	54	15.5	45.2
Sr	333	196	281	283	292	238	342	156	319	404	330	243	340	140.5
Cs	0.63	0.67	0.39	1.19	0.47	1.76	7.1	0.96	0.61	2.06	1.97	1.34	3.55	4.73
Ga	19.7	14.8	19.1	16.9	17.1	16.7	18.7	17	18.1	16	19.9	16.1	18.6	15.5
Ta	0.6	1.2	0.5	0.4	0.6	0.7	0.6	156	0.8	1.3	1	0.7	0.5	0.7
Nb	7.3	15.7	4.2	3.5	7.2	6.8	7.5	19	12	15.1	14.7	8	4.6	7.1
Hf	3.7	8.6	2.1	2.3	3.9	3.3	3.5	8.1	5.3	7.3	6	4.4	2.1	3.4
Zr	130	322	74	70	132	121	122	294	188	271	229	150	74	128
Y	30.5	42.1	22.4	20.5	29.4	24.9	26.9	36.4	40.6	44.5	50	28.3	21.3	20.1
Th	5.75	15.4	3.3	3.22	5.37	5.26	4.5	10.8	6.21	12.7	6.91	8.25	1.61	6.55
U	1.61	4.45	1.12	0.99	1.59	1.61	1.37	2.99	1.7	3.69	1.82	2.43	0.52	1.65
Pb	4	2	3.8	4.1	5.4	7.4	5.7	5.6	6.2	1.7	15.3	4.4	16.8	6
V	248	26	329	282	235	172	233	26	264	57	401	89	291	112
La	19	29.2	10.7	11.2	18	17.7	18.2	31.3	27.8	30.8	33	21.7	9.5	17.4
Ce	37.5	61.4	22	21.7	36.9	33.8	36.3	60.4	56	63.5	65.9	41.2	19	32.3
Pr	4.49	7.26	2.8	2.84	4.52	4.17	4.51	7.74	6.88	7.63	8.12	4.72	2.51	3.91
Nd	20.4	30.1	12.3	12.3	19.9	17.2	19.9	29.3	29.7	32.6	36.6	19.3	12	15.4
Sm	4.71	6.2	2.75	3.07	4.79	3.98	4.18	5.63	6.95	7.18	8.28	4.44	2.91	3.27
Eu	1.08	1.11	0.92	0.88	1.01	1.11	1.06	1.11	1.59	1.24	1.92	0.88	1.01	0.8
Gd	5.06	6.34	3.61	3.31	5.07	3.95	4.54	5.42	7.1	7.13	8.73	4.06	3.81	3.28
Tb	0.81	1.09	0.6	0.6	0.85	0.67	0.68	0.89	1.19	1.12	1.38	0.74	0.6	0.53
Dy	5.24	7.05	3.86	3.68	5.16	4.37	4.53	6.02	7.41	7.07	8.56	4.53	3.72	3.35
Ho	1.03	1.52	0.86	0.82	1.19	0.82	0.98	1.38	1.53	1.48	1.93	0.94	0.82	0.64
Er	3.07	4.48	2.31	2.42	3.13	2.56	2.63	3.93	3.95	4.1	4.96	2.9	2.3	2.07
Tm	0.47	0.73	0.42	0.41	0.53	0.39	0.46	0.71	0.62	0.71	0.78	0.43	0.37	0.36
Yb	3.09	4.7	2.63	2.35	3.18	2.72	2.99	4.73	4.2	4.47	4.88	2.89	2.12	2.25
Lu	0.47	0.78	0.4	0.36	0.48	0.4	0.41	0.71	0.6	0.66	0.78	0.49	0.32	0.36
LREE	92.24	141.61	55.08	55.3	90.19	81.91	88.69	140.9	136.02	150.08	162.55	96.3	50.74	76.36
HREE	14.18	20.35	11.08	10.64	14.52	11.93	12.68	18.37	19.5	19.61	23.27	12.92	10.25	9.56
LREE/HREE	6.5	6.96	4.97	5.2	6.21	6.87	6.99	7.67	6.98	7.65	6.99	7.45	4.95	7.99
Eu/Eu*	0.22	0.17	0.28	0.27	0.2	0.28	0.24	0.2	0.22	0.17	0.22	0.2	0.3	0.24

سنگ‌های حد واسط

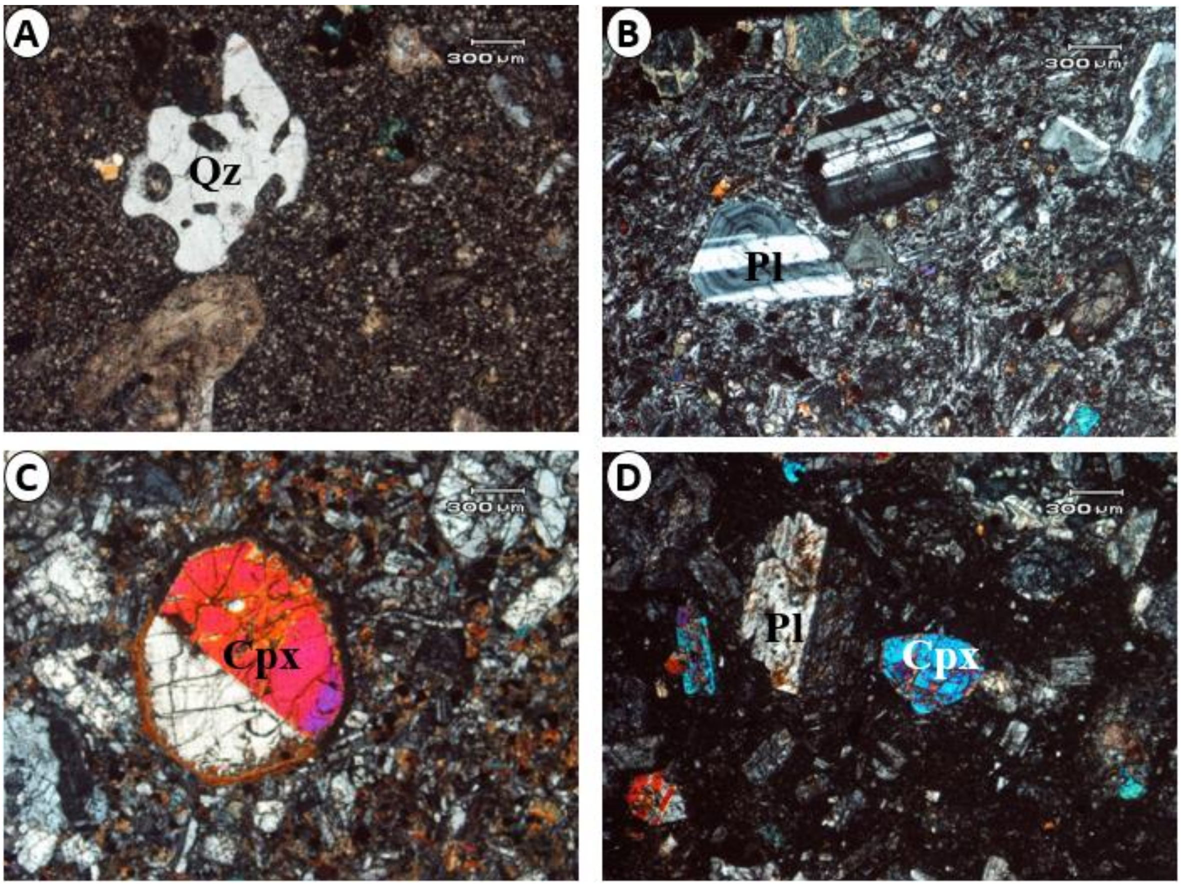
این گروه از سنگ‌ها بیشتر ترکیب آندزیت و گاه تراکی‌آندزیت‌بازالتی دارند. بافت‌های شاخص در این گروه از سنگ‌ها هیالومیکرولیتی پورفیریک، آمیگدالوییدال و تراکیتی هستند. این نمونه‌ها فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و در برخی نمونه‌ها کوارتز به مقدار کم و کانی‌های مافیکی مانند کلینوپیروکسن و آمفیبول دارند که در بیشتر نمونه‌ها به کلریت

دگرسان شده‌اند.

پلاژیوکلازها گاه با کانی‌های کلریت و اپیدوت جانشین شده‌اند. همچنین، برپایهٔ بررسی‌های ریزکاوالکترونی Ghadirpour (۲۰۱۷)، در کانی پلاژیوکلاز منطقه‌بندی بیشتر از نوع نوسانی است. این ویژگی از نشانه‌های شرایط نبود تعادل هنگام تبلور ماگماست (Shelley, 1993) و احتمالاً در پی بالاآمدن سریع ماگما، افزایش فشار بخار آب و فرایندهای آلایش و هضم روی داده است (Tsuchiyama, 1985; Singer *et al*., 1995; Zellmer *et al*., 2003). از سوی دیگر، به باور بسیاری از پژوهشگران، منطقه‌بندی نوسانی پیامد فرایند آمیختگی ماگمایی است (Shelley, 1993) (شکل ۴- B).

سنگ‌های نسبتاً بازیک

بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده در منطقه آندزیت‌های بازالتی هستند. بافت‌های مشخص در این گروه سنگی بیشتر گلومروپورفیریک و وزیکولار هستند. این دسته از سنگ‌های آتشفشانی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارند که با ماکل و منطقه‌بندی زیبا به‌چشم می‌خورند. افزون‌بر این، پلاژیوکلازها به‌صورت میکرولیت در زمینهٔ سنگ نیز دیده می‌شوند. همچنین، فنوکریست نیمه‌شکل‌دار کلینوپیروکسن با مقاطع هشت‌گوش و ماکل ساده دیده می‌شود (شکل ۴- C). بافت هیالوپورفیریک نیز از بافت‌های رایج در سنگ‌های بررسی‌شده است (شکل ۴- D).



شکل۴- A) فنوکریست کوارتز (Qz) (Kretz, 1983) با حاشیهٔ خلیجی در یک ریولیت؛ B) پلاژیوکلاز (Pl) با منطقه‌بندی نوسانی در یک آندزیت؛ C) نمایی از یک بلور کلینوپیروکسن (Cpx) با ماکل ساده؛ D) نمایی از بافت هیالوپورفیریک (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است)

شیمی کانی‌ها

پیروکسن: پیروکسن درگروه‌های سنگی آندزیت‌ها و آندزیت‌بازالتی دیده می‌شود. همهٔ پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن هستند و ترکیب بیشتر آنها اوژیت است (Ghadirpour *et al.*, 2019).

فلدسپار: ترکیب پلاژیوکلازها در بازهٔ ترکیبی کمابیش گسترده‌ای از آندزین تا لابرادوریت و بیتونیت در نوسان است. نمونه‌های اسیدی بیشتر ترکیب آندزین، گروه‌های سنگی حد واسط و کمابیش بازیک به‌ترتیب ترکیب لابرادوریت و بیتونیت تا آنورتیت نشان می‌دهند.

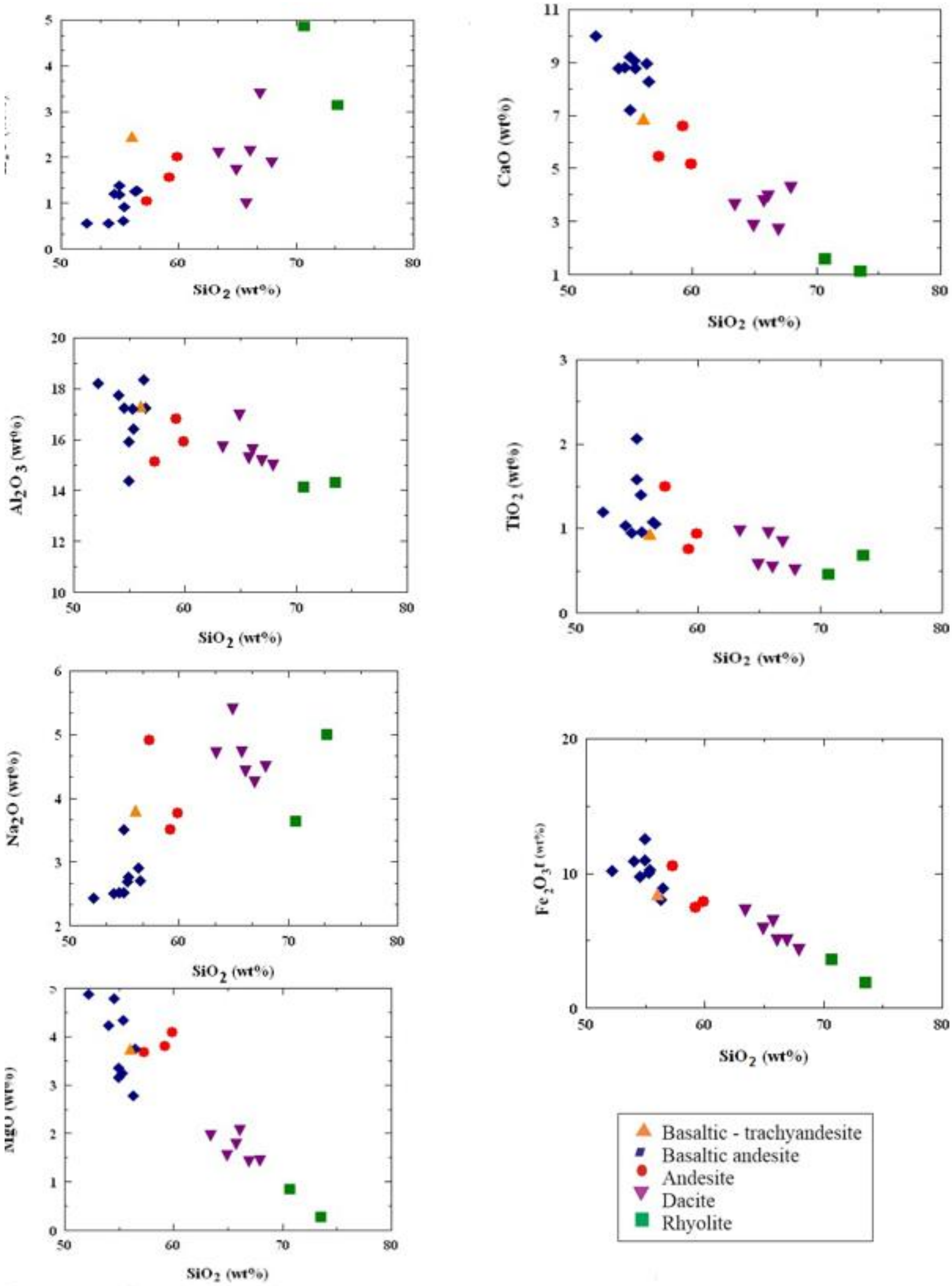
کانی‌های تیره: برپایهٔ بررسی‌های Ghadirpour (۲۰۱۷) با ریزکاوالکترونی، ترکیب بیشتر کانی‌های کدرِ سنگ‌های بررسی‌شده تیتانومگنتیت است.

بررسی زمین‌شیمی و فرایندهای مؤثر در تحول ماگما

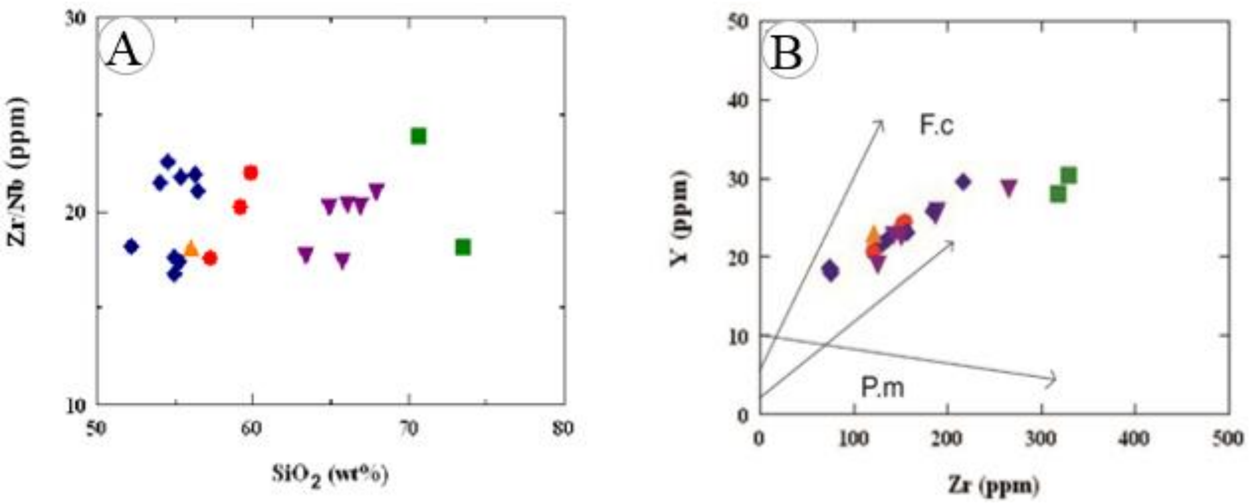
ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی محدودهٔ بررسی‌شده در محدوده‌ای از سیلیس برابربا ۷۳/۵۱ تا ۵۲/۱۵ درصدوزنی در نوسان است و میانگین سیلیس این سنگ‌ها برابربا ۵۹/۹۰ درصدوزنی است. مجموع عنصرهای آلکالن (Na_2O+K_2O) آنها برابربا ۸/۱ تا ۲/۵ درصدوزنی است. میانگین TiO_2 و Al_2O_3 به‌ترتیب ۰/۶ و ۱۴/۲ درصدوزنی است.

روندهای پیوسته تغییرات اکسیدهای عنصرهای اصلی (به‌ویژه اکسیدهای آهن، منیزیم و کلسیم) گواهی بر روند تحول شیمیایی ماگما دانسته می‌شوند (شکل ۵). همچنین، برپایهٔ یک دید کلی، همواره یک طیف گسترده میان گروه‌های سنگی گوناگون دیده می‌شود (اسیدی، حد واسط و کمابیش بازیک). این حالت به میزان سیلیس این سنگ‌ها مربوط می‌شود. در این نمودارها (شکل ۵) روندهای خطی به‌خوبی دیده می‌شوند. این نکته نشان می‌دهد سنگ‌های منطقه پیامد فرایند جدایش بلورین به روش تبلوربخشی هستند. روندهای کاهشی در عنصرهایی مانند MgO، $Fe_2O_3^t$ و TiO_2 پیامد تبلور کلینوپیروکسن، اکسیدهای آهن و تیتانیم هستند. همچنین، این روند کاهشی در عنصرهای دیگری مانند Al_2O_3 وCaO نیز دیده می‌شود. این ویژگی پیامد تبلور پلاژیوکلاز است. عنصرهایی مانند K_2O و Na_2O روند افزایشی نشان می‌دهند (شکل ۵). همگام با افزایش سیلیس، مقدار پتاسیم و سدیم رو به افزایش است که این پدیده به تبلور فلدسپارها نسبت داده می‌شود (شکل ۵).

برپایهٔ روند تغییرات عنصرهای اصلی دربرابر سیلیس، گمان می‌رود فرایند تبلوربخشی مهم‌ترین عامل تغییرات زمین‌شیمیایی در سنگ‌های آتشفشانی جنوب نطنز بوده است. روند خطی که در نمودار سیلیس دربرابر Zr/Nb دیده می‌شود پیامد تبلوربخشی است که به‌خوبی در شکل ۶- A دیده می‌شود. نمودار دیگری که تبلوربخشی سنگ‌های آتشفشانی منطقه را نشان می‌دهد، نمودار Zr دربرابر Y است (شکل ۶- B). در این نمودار، روند خطی با روند Fractional crystallization همخوانی دارد و همان‌گونه‌که گفته شد، تبلوربخشی نقش به‌سزایی در پیدایش سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارد. افزون‌بر این در شکل ۶- B، همبستگی مثبت دو عنصر Zr و Y دیده می‌شود. به باور Atherton و همکاران (۱۹۸۵)، این رفتار نشانهٔ تبلوربخشی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است.



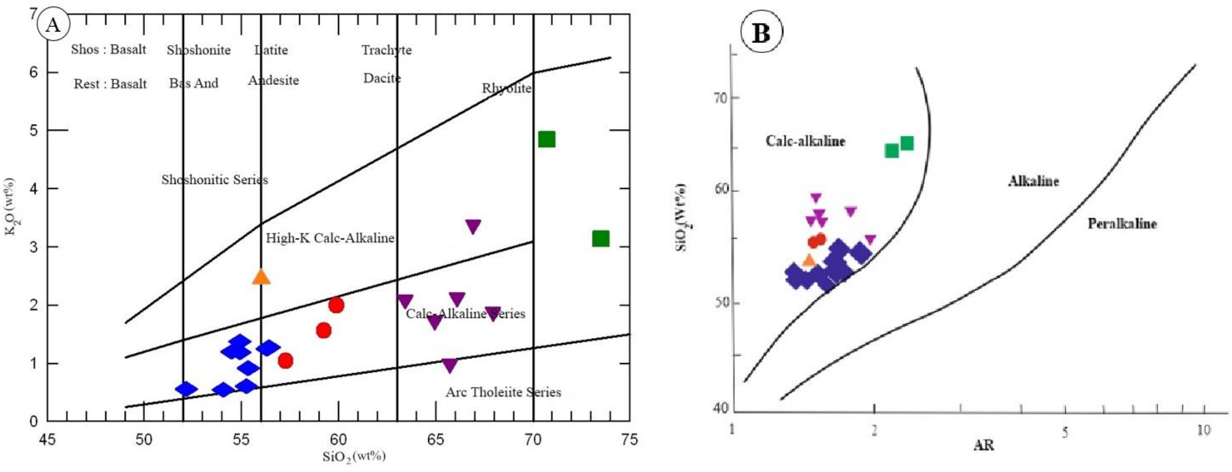
شکل ۵- نمودارهای هارکر (اکسید عنصرهای اصلی دربرابر سیلیس) برای سنگ‌های آتشفشانی جنوب نطنز



شکل ۶- سنگ‌های آتشفشانی جنوب نطنز در: A) نمودار SiO_2 دربرابر Zr/Nb (Tankut *et al.*, 1998)؛ B) نمودار Zr دربرابر Y (Abdollah *et al.*, 1997) (Fc: تبلوربخشی؛Pm: ذوب‌بخشی؛ نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵)

تعیین سرشت ماگمایی

در نمودار SiO_2 دربرابر K_2O، نمونه‌های آندزیت‌بازالتی، آندزیت و بیشتر نمونه‌های داسیتی در محدودهٔ کالک‌آلکالن جایابی شده‌اند. برخی نیز در مرز محدودهٔ تولهاتی جای گرفته‌اند. همچنین، برخی نمونه‌های ریولیت، تراکی‌آندزیت‌بازالتی نیز در محدودهٔ کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا دیده می‌شوند (شکل ۷- A). در نمودار AR دربرابر SiO_2 نیز نمونه‌ها در بخش کالک‌آلکالن جای گرفته‌اند (شکل ۷- B).

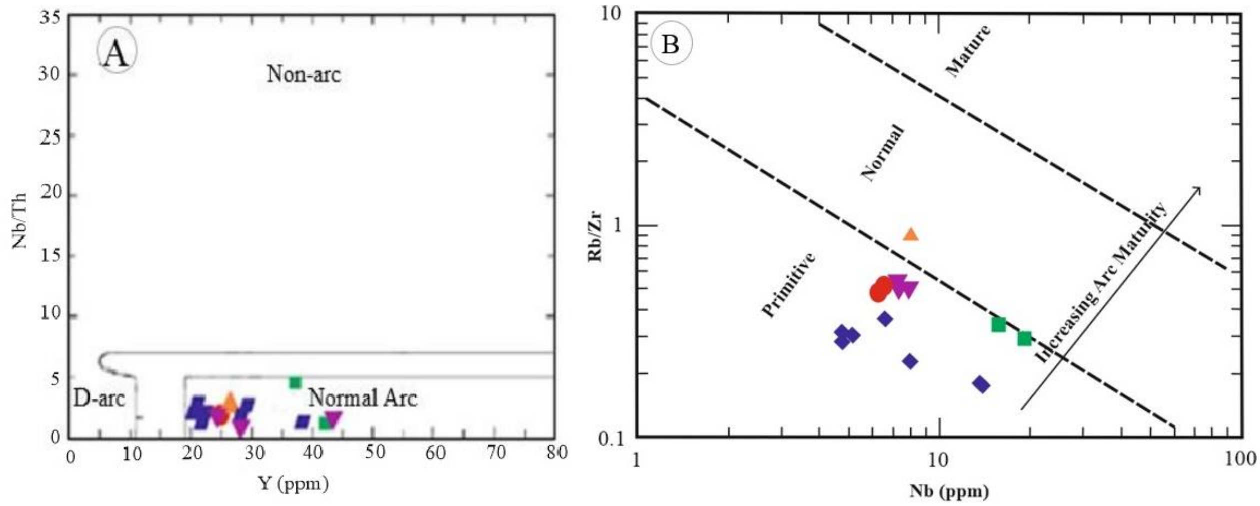


شکل ۷- سنگ‌های آتشفشانی جنوب نطنز در: A) نمودار SiO_2 دربرابر K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ B) نمودار AR دربرابر SiO_2 (برپایهٔ درصدوزنی) (Wright, 1969) ($AR= Al_2O_3+CaO+(Na_2O+K_2O))/(Al_2O_3+CaO-(Na_2O+K_2O))$) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵)

بررسی جایگاه زمین‌ساختی پیدایش ماگما

همان‌گونه‌که گفته شد بیشتر نمونه‌های منطقهٔ بررسی‌شده در محدودهٔ کالک‌آلکالن جای گرفته‌اند. برپایهٔ این رده‌بندی برای نشان‌دادن جایگاه زمین‌ساختی پیدایش ماگمای سازندهٔ گدازه‌های منطقه از نمودار پیشنهادیِ Van Staal و همکاران

(۲۰۰۷) بهره گرفته شد (شکل ۸- A). شکل ۸- B که برپایهٔ نمودار پیشنهادیِ Brown و همکاران (۱۹۸۴) رسم شده است. در این شکل، بیشتر سنگ‌های منطقه در گسترهٔ کمان‌های ماگمایی جوان و نابالغ (Immature Arc) یا مراحل آغازین پیدایش کمان ماگمایی جای گرفته‌اند. به باور Shahabpour (۲۰۰۷)، ستبرای کم پوستهٔ ایران مرکزی هنگام فرورانش (نزدیک به ۳۵ کیلومتر) چه‌بسا نقش اصلی در نزدیکی ترکیبی این سنگ‌ها با جزیره‌های کمانی را داشته است.



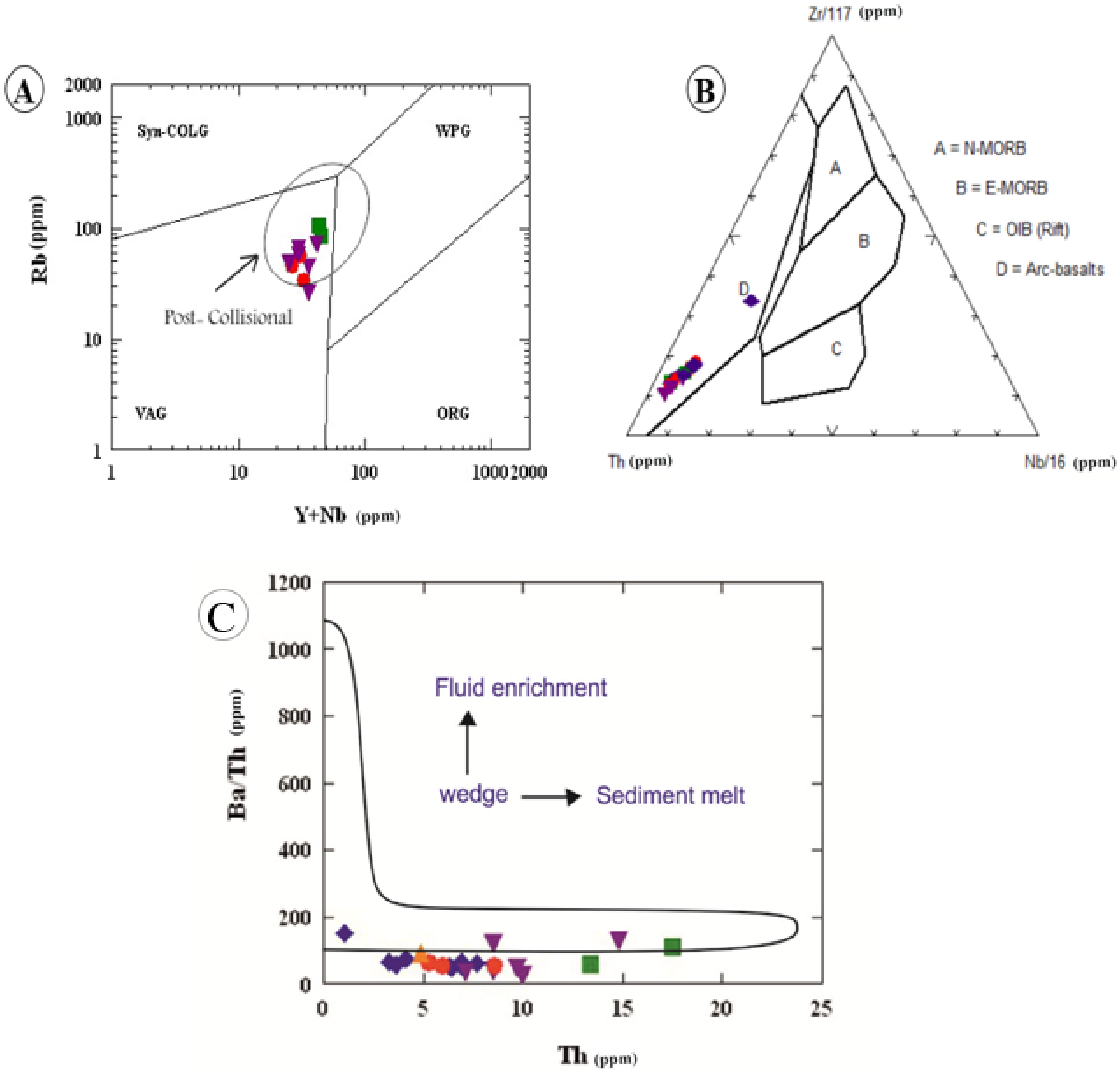
شکل ۸- سنگ‌های آتشفشانی جنوب نطنز در: A) نمودار Y دربرابر Nb/Th (Van Staal *et al.*, 2007)؛ B) نمودار Nb دربرابر Rb/Zr (Brown *et al.*, 1984) (Non-arc: E-MORB، N-MORB، OIB؛ D-arc: depleted arc) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵)

همچنین، برای شناخت جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های ناحیه نمودار پیشنهادیِ Pearce و همکاران (۱۹۸۴) به‌کار برده شد. این نمودار معمولاً برای تفکیک پهنهٔ زمین‌ساختی گرانیت‌ها به‌کار می‌رود؛ اما از آن برای تمایز پهنهٔ زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حد واسط نیز استفاده می‌شود. ازاین‌رو، در این بخش با به‌کارگیری این نمودار به بررسی خاستگاه زمین‌ساختی نمونه‌هایی با سیلیس بیشتر از ۶۰ درصدوزنی پرداخته شده است (داسیت و ریولیت). بر پایهٔ این نمودار، سنگ‌ها در محدودهٔ VAG (کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش) جایابی شده‌اند (شکل ۹- A).

همچنین، نمودار پیشنهادیِ Wood (۱۹۸۰) (شکل ۹- B) برای شناسایی پهنهٔ زمین‌ساختی سنگ‌های بررسی‌شده به‌کار برده شد. این نمودار افزون‌بر بازالت‌ها، برای گدازه‌های حد واسط تا اسیدی نیز کاربرد دارد. این نمودار برپایهٔ عنصرهای HFS نامتحرکی مانند Zr، Nb و Th پایه‌گذاری شده است که انواع گدازه‌ها را برپایهٔ پهنهٔ زمین‌ساختی جدا می‌کنند. عواملی مانند گوهٔ گوشته، پوستهٔ اقیانوسی فرورو، ستبرای پوسته و شیب فرورانش بخش‌های اصلی کنترل‌کنندهٔ ماگماتیسم در کمان‌های ماگمایی هستند.

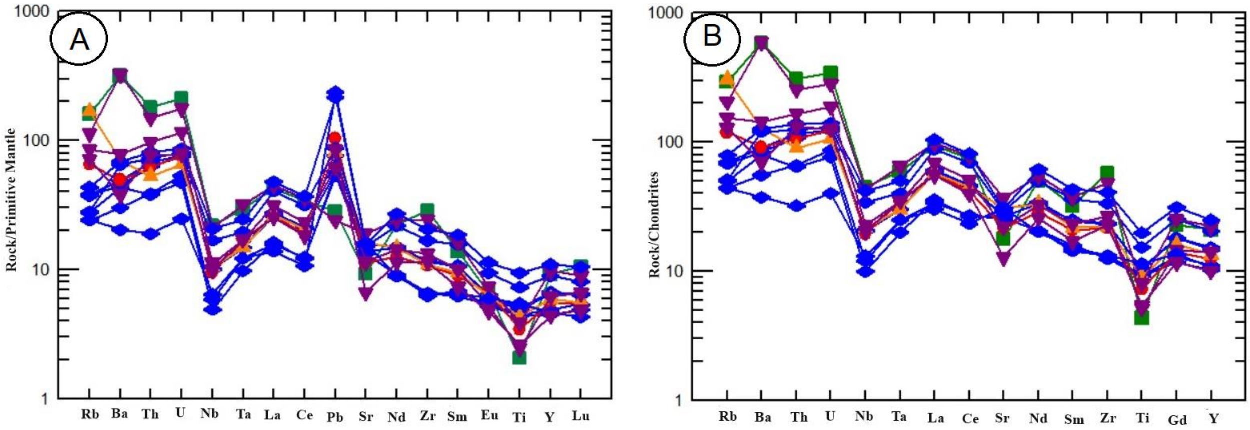
رسوب‌های فرورانده‌شده از فاکتورهای مؤثر در پیدایش سنگ‌های منطقه هستند. عنصر Th در تعیین نقش رسوب‌های فرورونده در سیستم‌های کمان ماگمایی ناشی از فرورانش اهمیت به‌سزایی دارد. این عنصر بسیار پابرجا یا ساکن است و در هنگام آبزدایی پوستهٔ اقیانوسی فرورو وارد آبگون‌های غنی از عنصرهای متحرک مانند

LILE نمی‌شود. ازاین‌رو، انتظار می‌رود در سیستم ماگمایی وابسته به پهنهٔ فرورانش، نسبت عنصرهای LILE به Th افزایش یابند؛ زیرا فرایند غالب در این سیستم‌ها، آبزدایی پوستهٔ فرورو و افزوده‌شدن آبگون‌های سرشار از عنصرهای LILE به درون گوهٔ گوشته‌ای است (Ulmer, 2001; Peslier *et al.*, 2002; Kelemen *et al.*, 2004; Turner *et al.*, 2006). پایین‌بودن نسبت Ba/Th نشان‌دهندهٔ نقش رسوب‌های فرورانده در پیدایش مذاب کمان ماگمایی است. انتقال Th به درون گوهٔ گوشته‌ای در پی ذوب رسوب‌های فرورانده روی می‌دهد. برای تعیین رسوب‌های فرورانده، نمودار Th دربرابر Ba/Th به‌کار برده شد (شکل ۹- C).



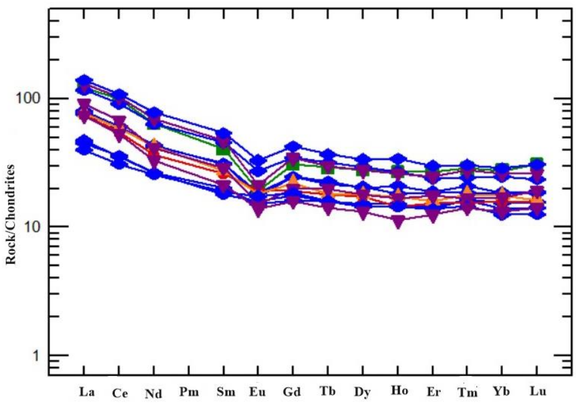
شکل ۹- سنگ‌های آتشفشانی جنوب نطنز در: A) نمودار دوتایی Y+Nb دربرابر Rb برای شناسایی پهنهٔ زمین‌ساختی پیدایش ماگما (Pearce *et al.*, 1984) (VAG، ORG، WPG و Syn–COLG به‌ترتیب معرف گرانیت‌های همزمان با برخورد، مرتبط با پهنهٔ درون‌صفحه‌ای، مرتبط با پشته‌های اقیانوسی و مرتبط با کمان ماگمایی هستند)؛ B) نمودار سه‌تایی Wood (۱۹۸۰) برای تفکیک سنگ‌های آتشفشانی گوناگون (محدوده‌های نمایش‌داده‌شده در نمودار: (A) بازالت‌های MORB نوع N؛ (B) بازالت‌های MORB نوع E و تولئیت‌های درون‌صفحه‌ای؛ (C) بازالت‌های آلکالن درون‌صفحه‌ای؛ (D) بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی و پهنهٔ برخورد)؛ C) جایگاه سنگ‌های آتشفشانی جنوب نطنز برپایهٔ Th دربرابر Ba/Th (Hawkesworth *et al.*, 1999) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵)

نمودارهای عنکبوتی که برپایهٔ داده‌های پیشنهادیِ Sun و McDonough (۱۹۸۹) برای ترکیب گوشتهٔ اولیه و داده‌های پیشنهادیِ Sun (۱۹۸۰) برای Chondrite بهنجارشده‌اند (شکل‌های ۱۰- A و ۱۰-B)، غنی‌شدگی در عنصرهایی مانند Pb و همچنین، Ba نشان می‌دهند. این ویژگی با آغشتگی پوسته مرتبط دانسته می‌شود. افزون‌بر این، گروهی از پژوهشگران، آنومالی مثبت باریم را ویژگیِ سنگ‌های پدیدآمده در پهنهٔ فرورانش دانسته‌اند (Kamber *et al*., 2002; Atherton and Ghani, 2002). آنومالی منفی عنصرهایی مانند Nb و Ti در نمودارهای عنکبوتی ویژگی ماگماتیسم وابسته به فرایند فرورانش، شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی و یا نشانهٔ فقر این عنصرها در خاستگاه، پایداری فازهای دارای این عنصرها هنگام ذوب‌بخشی و یا جدایش آنها هنگام فرایند جدایش بلورین است. ریولیت‌ها در مقایسه با داسیت‌ها و آندزیت‌بازالتی، تهی‌شدگی بیشتری از Ti نشان می‌دهند. به گفتهٔ دیگر، تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE و غنی‌شدگی از عنصرهای LILE که ویژگی ماگماتیسم در پهنه‌های فرورانش است (Saunders *et al*., 1980)، به‌خوبی در سنگ‌های این منطقه دیده می‌شوند.



شکل ۱۰- سنگ‌های آتشفشانی جنوب نطنز در: A) نمودار عنکبوتی بهنجارشده دربرابر ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ B) نمودار عنکبوتی بهنجارشده دربرابر ترکیب کندریت (Sun, 1980) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵)

افزون‌بر این، الگوی یکپارچهٔ عنصرهای خاکی کمیاب که برپایهٔ داده‌های پیشنهادیِ Sun و McDonough (۱۹۸۹) برای ترکیب کندریت بهنجارشده است نشان‌دهندهٔ خاستگاه یکسانِ سنگ‌های آتشفشانی این منطقه است. از سوی دیگر، در این نمونه‌ها، غنی‌شدگی آشکار از LREE دیده می‌شود که از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی کمان ماگمایی است. به باور Martin (۱۹۹۹)، آنومالی منفی اندک Eu برای آندزیت‌بازالتی و ریولیت‌ها و آنومالی منفی قوی Eu برای داسیت‌ها نشان‌دهندهٔ سرشت کالک‌آلکالن ماگماست (شکل ۱۱).



شکل ۱۱- الگوهای عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده دربرابر ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های آتشفشانی جنوب نطنز (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۵)

برداشت

ترکیـب سـنگ‌های آتشفشـانی جنـوب نطنـز طیـف گســترده‌ای از ســنگ‌های اســیدی، حــد واســط و کمـابیش بازیـک را دربـر مـی‌گیـرد. آنـدزیت‌بـازالتی، تراکـی‌آنــدزیت‌بازالتی، آنــدزیت، داسـیت و ریولیــت از شـمار ایـن سـنگ‌ها هسـتند. حاشـیه‌های گردشــده و خلیجـــی در کـــوارتز از مهم‌تـــرین ویژگـــی‌هـــای میکروسـکوپی هسـتند کـه در نمونـه‌هـای بررسی‌شـده دیـده مـی‌شـود. ایـن ویژگـی از ویژگی‌هـای سـنگ‌های آتشفشـانی و نشـان‌دهندهٔ شـرایط نبـود تعـادل هنگـام تبلـور ماگماسـت. همچنـین، وجـود میانبـار، بافـت غربـالی، منطقـه‌بنـدی نوسـانی در فنوکریسـت‌هـای پلاژیـوکلاز بـه‌خوبی دیـده مـی‌شـوند و پیامـد وجـود شرایط عدم تعـادل حـین تبلـور ماگمـا بـوده و چه‌بسـا در پـی بالاآمـدن سـریع ماگمـا، افـزایش فشـار بخـار آب، فراینـدهای آلایـش، هضـم و کـاهش فشـار حـاکم بـر ماگمـــا روی داده‌انـــد. رونـــدهای روی نمودارهـــای تغییـــرات عنصـــرهای اصـــلی و فرعـــی نشـــان‌دهندهٔ خاسـتگاه یکسـان و نقـش تبلوربخشـی بـه‌همراه آلایـش در تحـــول ماگمـــای ســـازندهٔی ســـنگ‌های منطقـــهٔ بررسی‌شـده اسـت. بـه گفتـهٔ دیگـر، تبلوربخشـی نقـش به‌سـزایی در پیـدایش سـنگ‌های منطقـه داشـته اسـت. سـنگ‌های بررسی‌شـده بیشـتر سرشـت کالک‌آلکـالن دارنـــد. پهنـــهٔ زمین‌ســـاختی پیـــدایش ســـنگ‌های بررسی‌شـــده در محـــدودهٔ کمـــان آتشفشـــانی اســـت. رونـــدهای خطـــی دیده‌شـــده در نمودارهـــای هـــارکر و همچنـین، نمودارهـای Zr دربرابـر Y نشـان‌دهندهٔ نقـش مهـــم تبلوربخشـــی در پیـــدایش ســـنگ‌های منطقـــه هسـتند. همچنـین، غنی‌شـدگی مشـخص سـرب نشـانهٔ نقـش آلایـــش پوســـته‌ای افزون‌بـــر تبلوربخشـــی، در پیـــدایش ســـنگ‌های منطقـــه اســـت. از دیـــدگاه ویژگی‌هـــای زمـــین‌شـــیمیایی، ســـنگ‌های منطقـــه کالک‌آلکـالن پتاسـیم متوسـط تـا بـالا بـا غنی‌شـدگی LILE و آنومـالی منفـی Nb و Ti هسـتند. آنومـالی منفـی Nb و Ti نشـان‌دهندهٔ ماگماهـای وابسـته بـه پهنـــهٔ فـــرورانش اســـت. نمـــودار عنصـــرهای خـــاکی کمیـــاب بهنجارشـــده دربرابـــر ترکیـــب کنـــدریت، غنی‌شـدگی LILE نسـبت بـه HREE، آنومـالی منفـی انـــدک Eu بـــرای آنـــدزیت‌بازالتی و ریولیـــت‌هـــا و آنومـالی منفـی قـوی Eu بـرای داسـیت‌هـا را نشـان مـــی‌دهـــد. ایـــن ویژگی‌هـــا نشـــان‌دهندهٔ سرشـــت کالک‌آلکالنِ سنگ‌های منطقه هستند.

منابع

Abdollah, J. A., Said, A. and Visona, D. (1997) New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Berbera-Shiikh) Northern Somalia. Journal of African Earth Sciences 23(3): 363-373. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2020.104008

Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Ahmadi Vartooni, A. (2015) Petrogenesis of volcanic rocks in the Southwest of Natanz. M.Sc. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).

Alavi, M. (1991) Tectonic map of the Middle East. Scale, 1: 500000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Atherton N. P. and Sanderson, L. M. (1985) Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Ands. Blackie, Glascow.

Atherton, M. P. and Ghani, A. A. (2002) Slab Breakoff: A Model for Caledonian, Late Granite Syncollisional Magmatism in the Orthotectonic (Metamorphic) Zone of Scotland and Donegal, Ireland. Lithos 62: 65-85. DOI: 10.1016/j.lithos.2020.105777.

Berberian, F. and Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Zagros Hindukush, Himalaya Geodynamic Evolution (Eds. Gupta, H. K. and Delany, F. M.) 5-32. American geophysical Union, Washington DC, US, DOI: 10.1029/95EO00198.

Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. Journal of Geological Society London 141: 413-426. http://dx.doi.org/10.1144/jgs2020-110

Dabiri, R. (2006) Geology and geochemistry of volcanic rocks in the Northwest of Kashan. M. Sc. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran Iran (in Persian).

Ghadirpour, M. (2017) Petrology and geochemistry of volcanic rocks in south of Natanz (between Tarq and Mazdeh). M.Sc. Thesis, Payam-e-Noor University (in Persian).

Ghadirpour, M., Ahmadian, J., Sherafat, S. and Mackizadeh, M. A. (2019) Petrogenesis of Tarq-Mazdeh volcanic rocks based on clinopyroxene chemistry (South of Natanz, Urumieh Dokhtar volcanic belt). Journal of Econamic Geology 11(2): 305-320 (in Persian). DOI: 10.5382/econgeo.115.6.ip01.

Ghorbani, M. R., Graham, I. T. and Ghaderi, M. (2014) Oligocene- Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh- Dokhtar Arc of Iran. International Geology Review 56(8): 1039-1050. DOI: 10.1080/00206814.2017.1405287

Hawkesworth, C., Kelley, S., Turner, S., Le Roex, A. and Storey, B. (1999) Mantle processes during Gondwana break-up and dispersal. Journal of African Earth Sciences 28(1): 239-261. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2020.104008

Honarmand, M. (2006) Study of petrography, petrology and petrogenesis of the Natanz plutonic complex with implication to the thermodynamic conditions of crystallization. M.Sc. Thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran (in Persian).

Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D. (2002) Fluid-Mobile Trace Element Constraints on the Role of Slab Melting and Implications for Archean Crustal Growth Models. Contributions to Mineralogy and Petrology 144: 38-56. DOI: 10.1007/s00421-008-0955-8.

Kelemen, P. B., Hanghoj, K. and Greene A. R. (2004) One view of the geochemistry of subductionrelated magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. Treatise on Geochemistry 3: 593-659. DOI: 10.1016/BO-08-043751-6/03035-8

Le Bas M. J., Lemaitre, R. W., Streckeisen A. and Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. Journal of Petrology 27: 745-750. DOI: 10.1093/petrology/egy067.

Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos 46: 411-429. DOI: 10.1016/j.lithos.2020.105777.

Moïne-Vaziri, H. (1985) Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran. Thesis d'Etat. Université de Paris-Sud. Faculté des sciences d'Orsay, France.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. J. (1984) Trace element discrimination for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25: 956-83. DOI: 10.1093/petrology/egy067

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. DOI: 10.1093/petrology/egy067.

Peslier A. H., Luhr J. F., Post J., (2002) Low water contents in pyroxenes from spinel-peridotites of the oxidized, sub-arc mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters 201: 69-86. DOI: 10.1016/j.epsl.2008.06.027.

Pourhoseini F. (1981) Petrogenesis of Iranian plutons: A study of the Natanz and Bazman Intrusive complexes. Ph.D. Thesis, University of Cambridge, UK (Unpublished).

Saunders, A. D., Tarney, J. and Weaver, S. D. (1980) Tranveres geochemical variations across the Antartic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magma. Earth and Planetary Science Letters 46: 344-360. DOI: 10.1016/j.epsl.2020.

Shahabpour, J. (2007) Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt. Journal of Asian Earth Sciences 30(5): 652-665. DOI: 10.1016/j.jseaes.2020.104555.

Shelley, D. (1993) Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. Chapman & Hall, London, UK.

Singer, B. S., Dungan, M. A. and Layne, G. D. (1995) Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase, clues to the dynamics of calcalkaline magma chmbers. American Mineralogist 80: 776-798. DOI: 10.2138/am-2020-7406

Sun, S. S. (1980) Lead isotope study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 297: 409-450. DOI: 10.1098/rsta.1980.0224

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42(1): 313-345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Tankut, A., Dilek, Y. and Önen, P. (1998) Petrology and geochemistry of the Neo-Tethyan volcanism as revealed in the Ankara melange, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85: 265-284. DOI: 10.1016/S0377-0273(97)85659-4.

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. DOI: 10.1007/s00410-020-01732-x.

Turner, S., Regelous, M., Hawkesworth, C. and Rostami, K., (2006) Partial melting processes above subducting plates Constraints from 231Pa–235U disequilibria. Geochimica et Cosmochimica Acta 70: 480-503. DOI: 10.1016/j.gca.2016.

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. DOI: 10.1017/CBO9781139164467.

Van Staal, C. R. Whalen, J. B. McNichol, V. J. Pehrsson, S. Lissenberg, C. J. Zagorevski, A. van Breemen, O. and Jenner, G. A. (2007) The Notre Dame arc and the Taconic orogeny in Newfoundland, 4-D Framework of Continental Crust, Robert D. Hatcher, Jr., Marvin P. Carlson, John H. McBride, José R. Martínez Catalán, Geological Society of America Publication. DOI, 10.3133/70007419.

Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. and Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. Tectonics 30(3). DOI: 10.1029/2010TC002809

Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95(1): 185–187. DOI: 10.2138/am.2007.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20: 325-343. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2003.08.003.

Wood, D. A. (1980) The application of a Th Hf Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth and planetary science letters 50(1): 11-30. DOI: 10.1016/0012-821X(80)90116-8.

Wright, J. B. (1969) A simple alkalinity ratio and its application to mas: implications for lamprophyre fractionation and high Ba–Sr granite genesis. Contributions to Mineralogy and Petrology 126: 199–215. DOI: 10.1016/0377-0273(84)90057-X.

Zahedi, M. and Rahmati, M. (2000) Geological map of Tarq, Scale 1:100000. Geological Survey and Mineral Exploration, Tehran, Iran.

Zellmer G. F., Sparks R. S. G., Hawksworth C. J. and Wiedenbeck, M. (2003) magma emplacement and remobilization timescale beneath Montserrant: Insight from Sr and Br zonation in plagioclase phenocrysts. Journal of Petrology 44(8): 1413-1431. DOI: 10.1093/petrology/egy067.