

ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های نفوذی علم‌کوه، غرب کلاردشت، البرز مرکزی

نعمت‌اله رشیدنژاد عمران^{۱*}، مجید قاسمی سیانی^۲، زهرا سعیدی^۱، حاج یانگ^۳

۱. دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم زمین، گروه زمین‌شناسی

۲. دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین، گروه زمین‌شناسی

۳. دانشگاه ملی چنگ-کونگ، دانشکده علوم زمین، گروه زمین‌شناسی

دریافت ۱۳۹۹/۰۳/۲۶

پذیرش ۱۳۹۹/۱۰/۰۲

چکیده

توده گرانیتوئیدی علم‌کوه، در قسمت غربی کلاردشت، در زون ساختاری-ماگمایی البرز مرکزی واقع شده و متشکل از واحدهای آکالی فلدسپار گرانیت، سینیت و سینودیوریت تا مونزونیت است. سنگ‌های نفوذی علم‌کوه حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، آکالی فلدسپار، آمفیبول، کلینوپیروکسن، بیوتیت و موسکویت و کانی‌های فرعی آپاتیت، اسفن و زیرکن هستند. در قسمت شمالی توده نفوذی علم‌کوه، آنکلاوهای مافیک در سنگ میزبان آکالی فلدسپار گرانیت حضور دارند، که نشان‌دهنده فرایند اختلاط و آمیختگی ماگمایی است. انواع بافت‌های پرتیتی و هم‌رشدی در همراهی با بافت‌های گرانولار، اینترگرانولار، میکروگرانولار و میکروگرانولار پورفیری در این سنگ‌ها دیده شده است. بر اساس مطالعات شیمی کانی‌ها و شیمی سنگ‌کل، توده‌ها از نوع گرانیت I با ماهیت آکالان تا شوشونیتی و متآلومین هستند. نمونه‌های توده علم‌کوه غنی‌شدگی بیشتری از LREE و عناصر La, Rb, Th و Nb و تهی‌شدگی نسبی از عناصر Zr و Ba نشان می‌دهند. از نظر جایگاه تکتونیکی، در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی و در محیط کششی کمان ماگمایی البرز تشکیل شده‌اند و گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه و استنوسفری در زایش ماگمای گوشته‌ای دخالت داشته‌اند. مطالعات ژئوشیمی و شیمی کانی‌ها نشان داد که سنگ‌های مورد بررسی دارای منشأ متفاوت بوده، به‌طوری‌که سری حدواسط از تفریق یک ماگمای گوشته متاسوماتیزه و غنی شده و سری آکالی فلدسپار گرانیت از پوسته قاره‌ای منشأ گرفته است. اختلاط دو ماگما با خاستگاه‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای و تفریق و تبلور، مهم‌ترین فرایندهای موثر در تحولات ماگما و تنوع سنگ‌ها در منطقه بودند.

واژه‌های کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، شیمی کانی، توده گرانیتوئیدی علم‌کوه، البرز مرکزی

*نویسنده مسئول: rashid@modares.ac.ir

Geochemistry and Petrology of Alam -Kuh Intrusive Rocks, West of Kelardasht, Central Alborz

Nematolah Rashid Nejad Omran^{*1}, Majid Ghasemi Siani², Zahra Saeidi¹, Huai-Jen Yang³

¹ University of Tarbiat Modares, Department of Geosciences

² Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

³ Department of Earth Sciences, National Cheng Kung University, Tainan

Abstract

Alam- kuh granitoid intrusion is located in the western part of Kelardasht, central magmatic Alborz structural zone, and is consists of alkali feldspar granite, syenite, syenodiorite to monzonite rocks. The Alam- kuh granitoids consists of plagioclase, quartz, alkali feldspar, amphibole, clinopyroxene, biotite and muscovite, and accerssory apatite, sphene and zircon. In the northern part of Alam -kuh intrusion, there are mafic enclaves that represent the magma mixing and mingling process. Pertite and myrmekite textures associated with granular, intergranular, microgranular and microgranular porphyry textures are observed in these rocks. According to mineral chemistry and whole rock chemistry, intrusion rocks are classified as I-type with alkaline to shoshonites affinity and metaluminous. The Alam- kuh samples are enriched in the light rare earth elements (LREEs), and La, Rb, Th, Tb elements and depleted in Ba and Zr elements. Tectonically, the Alam- kuh granitoid formed in the volcanic arc granitoids and extentional arc in the Alborz magmatic arc, and metasomatized astenospheric and lithosphere mantle have role in the mantle magma generation. Mineral chemistry and lithogeochemical results indicates investigated rocks have different source, so that intermediate rocks formed by metasomatized and enriched mantle magma source and alkali feldspar granite formed by continental crust. Mixing two magmas with mantle and crustal sources and differentiation and crystallization, are the most important processes were the development of magma and the diversity of rocks in the region.

Keywords: Petrology, Geochemictary, Mineral chemistry, Alam- kuh granitoid, Central Alborz.

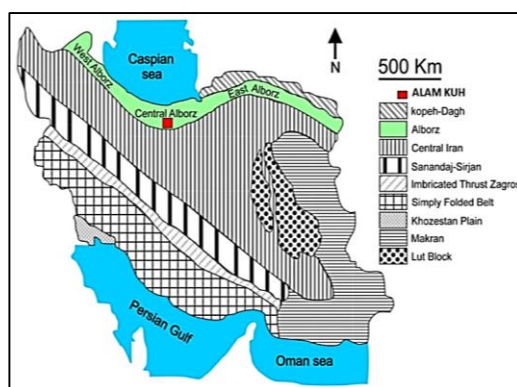
* Corresponding Author: rashid@modares.ac.ir

مقدمه

گستره ایران زمین در بخش میانی کمربند چین خورده آلپ-هیمالیا جای گرفته است [۱]. کوه‌های البرز یک کمربند کوهزایی درون قاره‌ای، داخل پهنه برخوردی عربستان و اوراسیا بوده که بین حوضه دریای خزر و بلوک ایران مرکزی واقع شده است [۲]. پهنه البرز و در مجاورت آن پوسته ایران مرکزی، به عنوان بخش‌هایی از یک قطعه از حاشیه غیرفعال گندوانا (اوایل پالئوزوئیک) در نظر گرفته می‌شوند که دور از گندوانا در طول اردوئین-سیلورین شکاف برداشته و با اوراسیا در تریاس برخورد کرده است [۳]، [۴]، [۵]، [۶]، [۷]، [۸]. توده نفوذی علم‌کوه در بخش مرکزی پهنه ماگمایی البرز واقع شده است (شکل ۱).

آکسن و همکاران [۹]، مطالعاتی را بر روی دو توده نفوذی آکاپل و علم‌کوه انجام داده‌اند و داده‌های U-Pb, (U-Th)/He از زیرکن، آپاتیت و بیوتیت بدست آمده نشان داد که توده نفوذی آکاپل در ۵۶ میلیون سال قبل تزریق شد و تا حرارت ۱۵۰ درجه و تا زمان ۴۵ میلیون سال پیش سرد شد و در ۲۵ میلیون سال پیش نزدیک به دمای مزبور بازایستاد. گرانیات علم‌کوه در $6/8 \pm 1$ میلیون سال پیش جای گیر شد و به سرعت تا حدود ۶ میلیون سال پیش تا حرارت ۷۰ درجه سرد شد. به اعتقاد رضائیان [۱۰]، یک شتاب عمده روبرداری، به روش ترموکرونومتری (AFT و AHE) در میوسن پسین تا اوایل پلیوسن در البرز به ثبت رسیده است.

شیخ‌الاسلامی [۱۱]، در البرز و جنوب آن، حوضه‌هایی از پروتروزوئیک تا عهد حاضر را معرفی کرد که حاصل حرکات نسبی صفحات جنوب غربی آسیا بوده که در قلمرو تنیس تشکیل شده‌اند. ولی‌زاده و همکاران [۱۲]، توده‌های البرز از جمله طارم سفلی، قصر فیروزه، جنوب طالقان، پی سد کرج و علم‌کوه و نمونه‌هایی از لواسان، رودهن و شمال طالقان را در ارتباط با کوهزایی (IAG-CAG-CCG) می‌دانند. اگرچه، در پهنه البرز، مطالعات تکتونیکی و ساختاری، پلوتونیزم (توده‌های نفوذی آکاپل و علم‌کوه)، و حوادث تکتونوترمال توده علم‌کوه به خوبی مورد مطالعه قرار گرفته است [۹]، [۱۳]، [۱۴]، [۱۵]، اما در رابطه با ماهیت ژئوشیمیایی و سری‌های ماگمایی و منشأ ماگماها اطلاعات موجود اندک است. بر همین اساس، مطالعات پتروگرافی (میکروسکوپی و شیمی کانی‌ها)، پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های نفوذی علم‌کوه از اهداف این پژوهش است.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی-ساختاری ایران زمین و موقعیت توده نفوذی علم‌کوه (اقتباس از اشتوکلین [۱] با تغییرات).

روش انجام پژوهش

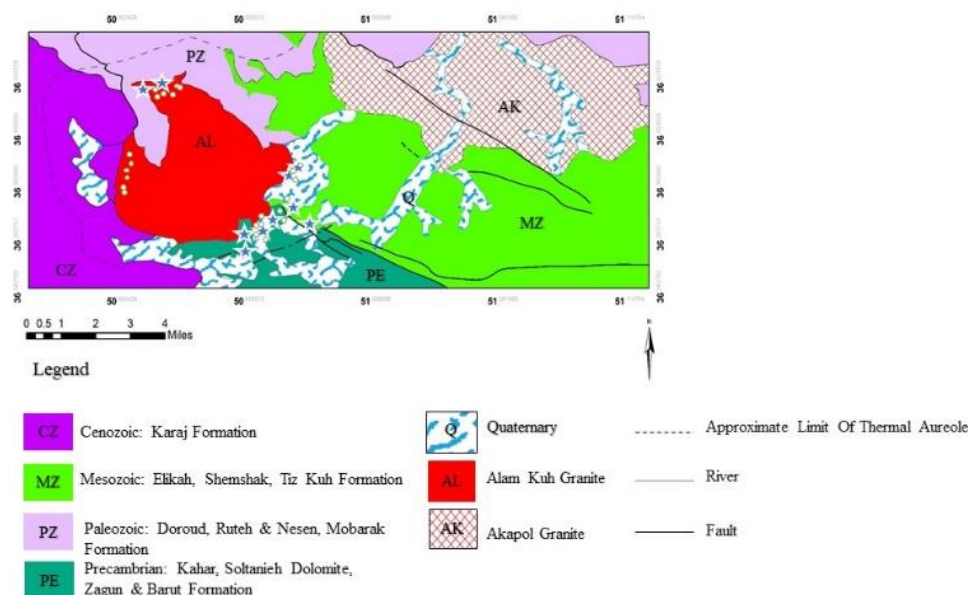
نمونه‌برداری از چندین مسیر از قبل طراحی شده در چند نوبت انجام شد که در طی آن تعداد ۷۵ نمونه سنگی بر طبق اهداف پژوهش برداشت شد. تعداد ۵۶ مقطع نازک از توده نفوذی علم‌کوه از رخنمون‌های مختلف تهیه شد و مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفت. عناصر اصلی تعداد ۱۲ نمونه سنگی به روش XRF توسط دستگاه مدل Herzog در دانشگاه تربیت مدرس تجزیه شیمیایی شد. تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش ICP-MS در دانشگاه ملی چنگ-کنگ

تایوان انجام گرفت (جدول ۱). پس از انجام مطالعات پتروگرافی، کانی‌های ۴ مقطع نازک-صیقلی در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی کرج به‌وسیله دستگاه الکترون مایکروپروب مدل CAMECA SX 100 با شرایط ۲۰ کیلوولت و ۲۰ نانو آمپر و با قطر اشعه یک تا پنج میکرون تجزیه شد (جدول ۲ تا ۴).

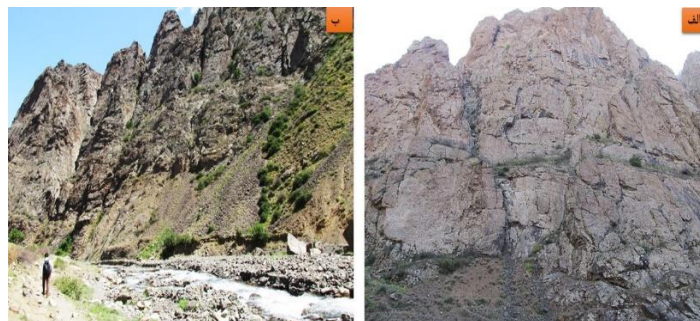
زمین‌شناسی

گرانیتوئید علم‌کوه در پهنه البرز مرکزی قرار گرفته و توسط سنگ‌های رسوبی و دگرگونی منسوب به پرکامبرین تا ژوراسیک، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه و توف‌های دریایی پالتوسن-ائوسن دربرگرفته شده است (شکل ۲) [۷]. سازندهای رسوبی اطراف علم‌کوه و تخت سلیمان، توسط یک توده نفوذی بزرگ بریده شده است. مرتفع‌ترین نقطه این توده نفوذی را قله‌های تخت سلیمان و علم‌کوه تشکیل داده‌اند. توده نفوذی علم‌کوه، از نظر ترکیب سنگ‌شناسی شامل آلکالی فلدسپار گرانیت، سینیت و سینودیوریت تا مونزونیت و دایک‌های آندزیت و بازالت با رنگ تیره و ضخامت ۲۰ تا ۵۰ سانتیمتر است که سازندهای پالئوژن را قطع کرده‌اند. رخنمون بخش‌هایی از توده در (شکل ۳) مشاهده می‌شود.

رخنمون‌هایی از سازندهای دگرگون‌شده سازند کهر، کوارتزیت کامبرین، نهشته‌های اردوئین موسوم به سازند لشگرک، آهک مبارک و ته‌نشست‌های سازند شمشک را می‌توان در این منطقه مشاهده نمود. گرانیت علم‌کوه در سمت شمال با سازندهای دورود و سنن و در سمت شمال غرب، با توف و گدازه‌های سازند کرج، از سمت جنوب، با سازند کهر و دولومیت سلطانیه، از سمت جنوب شرق با سازند شمشک، الیکا و آهک مبارک هم‌مری دارد (شکل ۴).



شکل ۲. نقشه تهیه شده از منطقه مطالعاتی علم‌کوه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شکران [۱۶]. مختصات جغرافیایی نمونه‌های برداشت شده با دایره سفید و نمونه‌هایی که تحت تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند با علامت ستاره مشخص شده است.



شکل ۳. رخنمون قسمتهایی از توده آکالی فلدسپار گرانیت در الف) جبهه شرقی (مسیر بریر) دید به سمت جنوب شرق، ب) در جبهه غربی (مسیر آب گرم، سه هزار) دید به سمت شمال شرق.

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب و نادر خاکی برای واحدهای آذرین توده نفوذی علمکوه.

Samples	SAB1	SAD9	SAH2	SAB5	SAH5	SAH7	SAK2	SAK3	SAK5	SAK6	SAH4	SAD15
Rock	Syenodiorite	EN (Gabbro)	Syenite to Monzonite				Granite					
SiO ₂	53.02	52.38	56.20	56.69	57.38	56.37	74.80	74.94	74.39	74.85	75.53	74.22
TiO ₂	1.56	1.91	1.22	1.14	1.07	1.36	0.14	0.12	0.12	0.14	0.21	0.29
Al ₂ O ₃	16.49	12.47	16.67	16.43	17.21	16.87	13.05	13.05	12.72	13.18	12.20	12.93
Fe ₂ O ₃	6.74	8.30	5.60	5.58	5.70	5.81	0.93	1.07	0.95	0.96	0.86	1.06
MgO	5.15	7.28	4.28	4.45	3.29	3.44	0.23	0.22	0.27	0.23	0.29	0.44
MnO	0.00	0.16	0.11	0.09	0.10	0.14	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	4.56	3.13	4.19	4.34	5.04	4.51	3.99	4.19	4.14	4.19	4.09	4.21
CaO	6.06	8.43	5.64	4.78	4.25	4.03	0.42	0.34	0.91	0.36	0.49	0.63
K ₂ O	4.24	3.47	4.13	3.76	4.32	4.66	5.98	5.62	5.94	5.88	5.91	5.72
P ₂ O ₅	0.88	1.88	0.98	0.88	0.77	1.08	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03
LOI	0.68	0.24	0.27	0.88	0.41	0.76	0.21	0.34	0.42	0.18	0.36	0.34
Total	99.16	99.63	99.28	99.03	99.52	99.03	99.86	99.89	99.87	99.98	99.96	99.87
Ba	1126	656	1310	1213	1065	1530	164	134	117	153	141	204
Ce	114	149	127	136	113	151	55	59	59	54	61	68
Cr	146	183	91	64	97	31	21	33	35	39	24	20
Dy	2.1	5.48	2.48	1.67	3	3.15	0.35	0.3	0.28	0.3	0.22	0.62
Er	1.01	2.63	1.22	0.75	1.4	1.41	0.37	0.36	0.35	0.36	0.3	0.53
Eu	1.7	2.81	1.96	1.53	2.03	2.36	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Gd	2.69	8.46	3.41	2.22	4.28	5.09	0.5	0.05	0.05	0.05	0.5	0.5
Hf	0.81	0.85	0.56	0.6	2.22	2.39	0.67	0.61	<0.5	0.73	0.5	0.65
La	69	87	77	86	68	86	56	61	63	55	69	64
Lu	0.1	0.27	0.12	0.1	0.12	0.12	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Nb	48.4	22.8	41	49.2	42.9	35.3	33.9	47.2	34.3	53.2	50.8	37.7
Nd	27.9	59.3	37.1	30.9	40.5	51.1	2.3	2.5	2.3	2	1.7	6.3
Ni	87	134	49	34	45	21	6	4	5	5	8	8
Pr	8.08	15.92	10.69	9.3	11.39	14.83	1.85	2.03	1.99	1.83	1.75	3.31
Rb	53	75	78	52	115	80	212	181	213	182	179	176
Sb	0.7	0.5	0.6	1.2	2.1	1.8	2.3	1.5	1.9	2.3	1.8	1.4
Sc	12.7	26.4	10.7	7.2	9.8	8.3	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.7
Sm	4.32	10.05	5.6	4.19	6.39	7.36	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.51
Sr	1209.6	820.7	1390.9	961.2	1022.9	1317.8	68.6	61.3	63	66.4	70	129.3
Ta	2.64	0.92	2.58	2.41	2.13	2.11	1.53	1.09	1.72	1.47	2.21	0.95
Tb	0.47	0.95	0.52	0.4	0.61	0.64	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.21
Te	0.1	0.18	0.1	0.12	0.12	0.19	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Th	4.08	14.64	10.99	9.91	9.66	5.58	43.17	46.11	33.1	50.34	41.25	46.6
Tl	0.13	0.27	0.28	0.16	0.47	0.57	0.6	0.56	0.58	0.59	0.55	0.53
Tm	0.15	0.33	0.18	0.11	0.2	0.19	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.12
U	0.7	3.5	1.7	2.2	2	1.5	8.6	9.6	10.07	8	5.7	9.4
V	97	146	94	83	89	92	15	13	13	14	14	16
Y	13	21.4	13.9	10.8	14.1	14.2	6.6	6.3	6.4	6.4	3.7	7.5
Yb	0.7	1.7	0.9	0.5	0.9	0.9	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.6
Zr	29	21	17	24	81	155	18	10	14	12	14	10

مجموعه دگرگونی بریر در ناحیه علم‌کوه یک مجموعه دگرگونی بنام سازند بریر (شکل ۵ الف) متشکل از اسلیت، کوارتزیت، تالک شیست و مرمر گزارش شده که با کمپلکس ضخیم مرمری، توف‌های دگرگونی، هورنفلس‌های بازیک، تالک‌شیست و سنگ‌های سیلیسی آهکی پیوند پیچیده و نامشخص دارند [۱۷]. این مجموعه دگرگونی را به سن پرکامبرین نسبت داده‌اند، ولی بررسی‌های بعدی نشان داد که دگرگونی‌های علم‌کوه دارای سنگواره‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک هستند که در اثر فرایند همبری مجاورتی ناشی از تزریق گرانیت علم‌کوه به سن حدود پنج میلیون سال، دگرگون شده‌اند [۱۸]. در شکل (۵ ب) رخنمون این مجموعه دگرگونی در میزبان با آهک مبارک دیده می‌شود. نکته آخر آن که، فازهای نهایی و تأخیری تفریق یافته گرانیتی، سیلیسی و فلسیک، بدرون فازهای حد واسط قبلی تزریق شدند و پدیده زیبای Mingling را در مقیاس مزوسکوپی ایجاد کرده‌اند (شکل ۶).



شکل ۴. الف) رخنمون دولومیت سلطانیه و گدازه‌های بازیک سازند تیزکوه در منطقه علم‌کوه (مسیر حصارچال)، دید به سمت جنوب. **ب)** نمایی از سازند دورود در منطقه علم‌کوه (درجان)، دید به سمت شمال شرق. **ج)** واحد رخنمون یافته سازند شمشک در منطقه درجان (جبهه شمال غربی علم‌کوه)، دید به سمت جنوب شرق. **د)** رخنمون واحد ماگمایی سازند کرج (علم‌کوه-مسیر آب گرم سه هزار)، دید به سمت غرب.



شکل ۵. الف) مجموعه دگرگونی بریر و سنگ مرمر کریستالین (دید به سمت شمال شرق)، ب) میزبان آهکی (آهک مبارک)، مجموعه دگرگونی بریر، دید به سمت شرق.

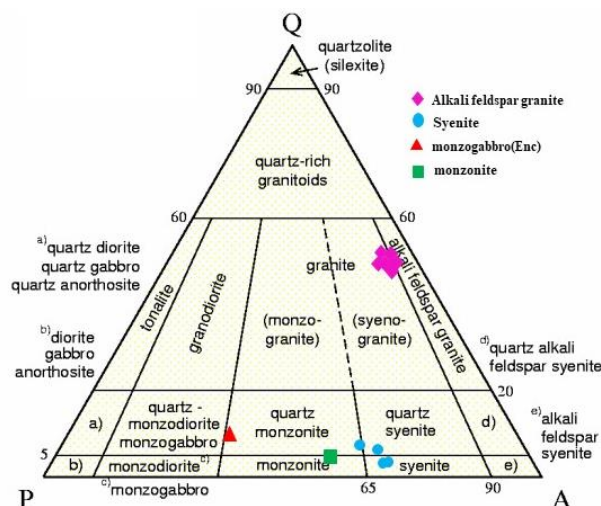


شکل ۶. تزریق فازهای نهایی و تاخیری تفريق یافته گرانیتی، سیلیسی و فلسیک، بدرون فازهای حد واسط قبلی و ایجاد پدیده Mingling آمیختگی.

سنگ شناسی

مطالعات پتروگرافی، نشان داد که سنگ‌های منطقه علم‌کوه متشکل از واحد اسیدی آلکالی فلدسپار گرانیت و واحد حد واسط با سنگ‌های سینیت - سینودیوریت تا مونزونیت هستند. بر اساس رده‌بندی مدال اشتريکایزن نمونه‌هایی که تحت تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند، در دامنه‌ای از آلکالی فلدسپار گرانیت، سینیت - کوآرتزسینیت تا مونزونیت و نمونه آنکلاو هم در رده مونزودیوریت گابرو قرار گرفته‌اند (شکل ۷).

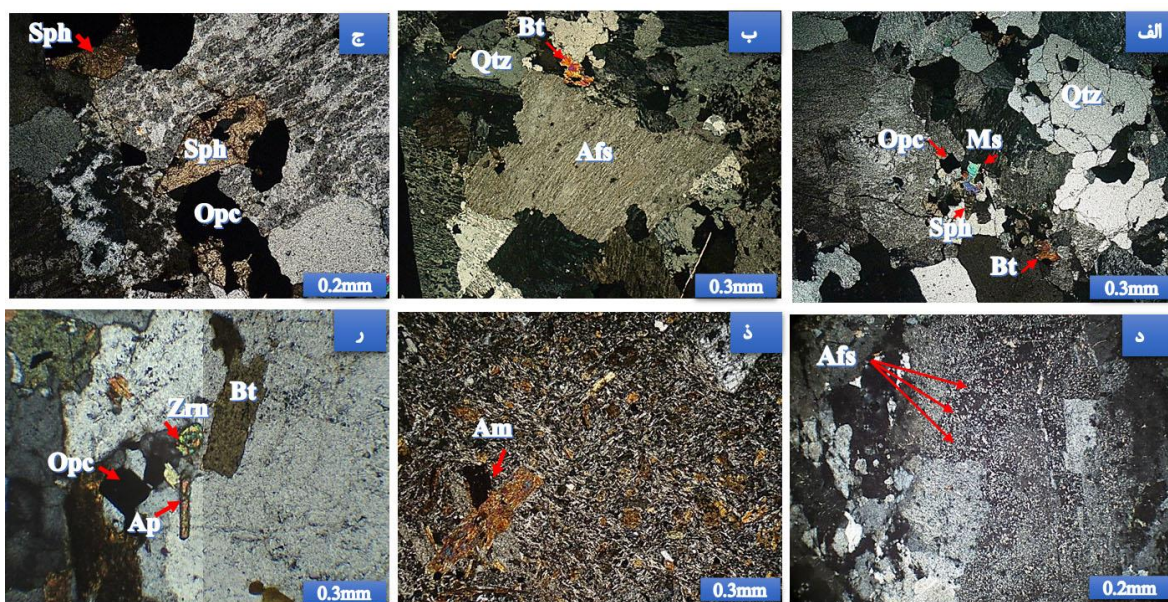
واحد آلکالی فلدسپار گرانیت بیشترین رخنمون منطقه را به خود اختصاص داده و دارای رنگ روشن است. فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده آن پتاسیم فلدسپار با فراوانی ۴۰ تا ۴۵ درصد بوده که به‌صورت درشت‌بلور (تا ۱ سانتیمتر) در آن حضور دارد.



شکل ۷. طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه بر اساس رده‌بندی مدال اشتريکایزن [۱۹].

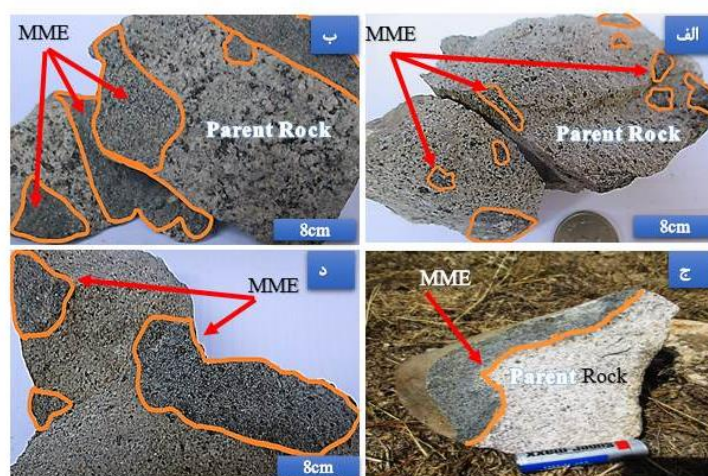
پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی سنتتیک است و دارای فراوانی تقریبی ۱۰ درصد است. مهم‌ترین کانی مافیک، بیوتیت است. هر دو نوع میکا (بیوتیت و موسکویت ثانویه) در ابعاد بسیار کوچک، غالباً کشیده در مقادیر متغیر در سنگ دیده می‌شوند و حدود ۳ الی ۵ درصد حجم سنگ را اشغال کرده‌اند (شکل ۸ الف). کوارتز ۳۰ تا ۴۰ درصد معمولاً فضای بین بلورها را به صورت بی‌شکل پر می‌کند. بافت غالب این دسته از گرانیته‌ها گرانولار است؛ اما هم رشدی‌های گرافیکی کوارتز و پتاسیم فلدسپار در نفوذی‌های فلسیک درجه بالا و در خلل و فرج برخی از سنگ‌های مافیک نیز دیده می‌شود. رایج‌ترین و برجسته‌ترین بافت موضعی آن بافت پرتیت (شکل ۸ ب) است. اسفن تیغه چاقویی، به صورت بلورهای خودشکل لوزی مانند و به صورت انکلوژیون در داخل فلدسپارها و نیز به صورت بین‌بلوری با فراوانی جزئی دیده می‌شود (شکل ۸ ج). زیرکن در ابعاد کوچک و آپاتیت نیز با فراوانی جزئی در مقاطع مشاهده شده است. روابط صحرایی نشان داد که واحد آکالی فلدسپار گرانیته بعد از واحدهای حدواسط سینیتی تا مونزونیتی در منطقه نفوذ کرده است.

واحد حد واسط متشکل از سینیت-سینودیوریت تا مونزونیت است. کانی‌های فلدسپار آکالن و پلاژیوکلاز هر کدام با فراوانی تقریبی ۳۵ تا ۴۵ درصد که در سینیت مقدار فلدسپار آکالن کمی بیشتر است، به عنوان کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های حدواسط هستند. ابعاد بلورهای فلدسپار از ۲ میلیمتر تا ۱/۲ سانتیمتر متغیر بوده و عموماً متحمل دگرسانی شده و حضور کانی‌های ثانویه‌ای نظیر سریسیت و گاه اپیدوت در آنها قابل مشاهده است (شکل ۸ د). کانی مافیک این مجموعه شامل آمفیبول، بیوتیت در مقادیر متغیر و به مقدار کمتر کلینوپیروکسن است. فنوکریست‌های آمفیبول با فراوانی ۲ تا ۳ درصد در واحدهای سینیت و مونزونیت و ۵ تا ۷ درصد در واحد سینودیوریت در اشکال کشیده و سوزنی در زمینه فلدسپار آکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۸ ذ). مهم‌ترین بافت‌های قابل مشاهده در این سنگ‌ها شامل گرانولار تا اینترگرانولار و میکروگرانولار پورفیری هستند. زیرکن به صورت شکل‌دار و آپاتیت در اشکال تیغه‌ای (شکل ۸ ر) کانی‌های فرعی این مقاطع هستند.

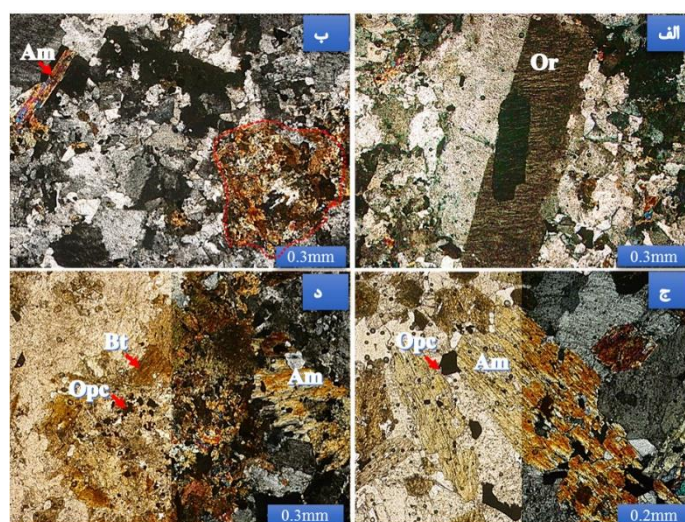


شکل ۸. الف) حضور کانی‌های موسکویت و بیوتیت در واحد آلکالی فلدسپار گرانیت، ب) بافت میکروپرتیت در واحد آلکالی فلدسپار گرانیت، ج) کانی خودشکل اسفن در واحد آلکالی فلدسپار گرانیت، د) سریستی شدن پتاسیم فلدسپار در واحد سینیت، ذ) آمفیبول اکتینولیتی شده در سینودیوریت، ر) کانی زیرکن و آپاتیت در واحد سنگی مونزونیت. علائم اختصاری با اقتباس از [۲۰]: $Am =$ آمفیبول، $Ap =$ آپاتیت، $Afs =$ آلکالی فلدسپار، $Bt =$ بیوتیت، $Ms =$ موسکویت، $Opc =$ اپک، $Qtz =$ کوارتز، $Sph =$ اسفن و $Zrn =$ زیرکن.

آنکلاوهایی که در سنگ‌های منطقه برونزد دارند، از نوع آنکلاوهای میکروگرانولار (MME) قطعاتی از ماگمای مافیک یا بعضاً از نوع اتولیت (حاشیه سریع سرد شده توده نفوذی) هستند که با شکل‌های کنگره‌ای و عدسی در متن سنگ میزبان گرانیتوئیدی (آلکالی فلدسپار گرانیت، سینیت و مونزونیت) دیده شده‌اند (شکل ۹). آنکلاوها به انواع متنوع زنولیت، همزاد یا اتولیت، رستیت، گلبول‌های مافیک یا مافیک-فلسیک ماگمای هیبرید (ME) و دایک‌های مافیک معاصر با حادثه پلوتونیک، تقسیم شده‌اند [۲۱]. آنکلاوها نسبت به سنگ میزبان (آلکالی فلدسپار گرانیت، سینیت و مونزونیت)، دانه‌ریزتر، مافیک‌تر و به لحاظ ضریب رنگینی مزوکرات تا ملانوکرات هستند. بافت موجود در آنها میکروگرانولارپورفیری است. آنکلاوهای موجود در توده نفوذی علم‌کوه عمدتاً گابرویی و به مقدار کمتر دیوریت هستند. کوارتز در اکثر آنکلاوها به مقدار ناچیز با فراوانی تقریباً ۵ درصد، مشاهده می‌شود. پتاسیم فلدسپار با فراوانی تقریباً ۴۰ درصد بیشتر از کوارتز در سنگ حضور دارد. پلاژیوکلاز به میزان کم با فراوانی تقریباً ۱۰ درصد در آنکلاو حضور دارد. ماکل کارلسباد در ارتوکلاز، در این بلورها مشاهده می‌شود (شکل ۱۰ الف). بیوتیت فراوان‌ترین کانی بعد از آمفیبول است که به‌صورت ریزودرشت در زمینه قرار دارند (شکل ۱۰ ب). آمفیبول کانی عمده در این واحد سنگی است که همراه با بیوتیت در زمینه سنگ حضور دارند. آمفیبول (کلریتی شده) به میزان کمتر از ۲۰ درصد در این مجموعه به‌صورت بلورهای درشت حضور دارد (شکل ۱۰ ج). همین‌طور فراوانی نسبی کانی‌های مافیک آن در این سری تقریباً ۴۰ تا ۳۵ درصد می‌باشد. بافت پوئی‌کلیتیک نیز مشاهده شده است. این امر حاکی از آنکه توده میزبان هنوز بطور کامل سرد و منجمد نشده بود. کانی‌های اپک به میزان زیاد در سنگ‌های توده تحت مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۱۰ د).



شکل ۹. تصاویر نمونه دستی و تصاویر میکروسکوپی از آنکلاوهای مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه، (الف) آنکلاوهای مافیک ریزدانه در منطقه بریر، واحد سنگی آلکالی فلدسپار گرانیته، (ب) آنکلاوهای دانه متوسط در منطقه درجان در واحد سنگی سینیت، (ج) آنکلاوهای مافیک دانه ریز در منطقه درجان در واحد سنگی مونزونیت، (د) آنکلاوهای مافیک دانه متوسط در منطقه درجان، واحد سنگی کوارتزسینیت



شکل ۱۰. تصاویر میکروسکوپی از واحدهای آنکلاو مشاهده شده، (الف) ماکل کارلسباد در درشت بلور ارتوکلاز، (ب) هم‌جواری آمفیبول و بیوتیت در زمینه سنگ میزبان، (ج) آمفیبول کلریتی شده در آنکلاو، (د) حضور کانی های مافیک و اپک در آنکلاو.

شیمی کانی

شیمی پیروکسن: در نمودار J-Q، بخش عمده پیروکسن‌های موجود در واحد حدواسط (سینودیوریت) در محدوده کلسیک قرار می‌گیرند [۲۲]، (شکل ۱۱ الف). پیروکسن‌های مورد بررسی از نوع اوژیت هستند (شکل ۱۱ ب) و در محدوده بالاتر از وقفه ترکیبی قرار می‌گیرند و آنها را می‌توان از نوع کلسیم بالا دانست. با توجه به اینکه، ترکیب شیمیایی کلینوپيروكسن‌ها تابعی از ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده آنهاست، بنابراین، می‌تواند اطلاعاتی را درباره سری ماگمایی تشکیل‌دهنده سنگ‌ها ارائه دهد [۲۳] و به همین دلیل به‌عنوان یک معیار مناسب، برای تشخیص محیط تکتونیکی تشکیل توده‌های آذرین کاربرد دارد. مطابق با این نمودار، اکثر پیروکسن‌ها در سنگ سینودیوریت بر اساس نمودار

[۲۴]، در محدوده کالک آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ ج و د). مطابق با شکل، پیروکسن‌های مورد مطالعه بر اساس نمودار [۲۵]، در محدوده کمان ماگمایی (ARC) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱ ذ). نتایج تجزیه شیمیایی پیروکسن بروی سنگ های سری حدواسط در جدول ۲ آمده است.

شیمی فلدسپار: تعداد ۵ تجزیه نقطه‌ای بر روی پلاژیوکلاز گرانیته‌ها و تعداد ۱۱ تجزیه نقطه‌ای بر روی پلاژیوکلاز در سینیت‌ها صورت گرفته است. ترکیب پلاژیوکلازها (جدول ۳) در سنگ‌های منطقه در گستره‌ای بین $An_{0.41}$ تا $An_{39.46}$ قرار می‌گیرند. ترکیب اکثر پلاژیوکلازها آلبیت است. البته مطابق با شکل، ترکیب پلاژیوکلازها در واحد حدواسط از الیگوکلاز تا آندزین و در واحد آلکالی فلدسپار گرانیته آلبیت و آلکالی فلدسپار از نوع ارتوکلاز است (شکل ۱۲).

شیمی آمفیبول: کانی‌های گروه آمفیبول، بر اساس رده‌بندی [۲۶]، در واحد گرانیته از نوع Calcic و در واحد سینودیوریت از نوع $Mg+Mn+Fe$ هستند (شکل ۱۳ الف). آمفیبول‌های منطقه پراکندگی نامنظمی را در نمودار $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در مقابل Si نشان می‌دهند. در سینودیوریت ترکیب آمفیبول از نوع هورنبلند غنی از منیزیوم و ترمولیت و در آلکالی فلدسپار گرانیته از نوع شرماکیت هستند (شکل ۱۳ ب). حضور آمفیبول‌های Calcic در توده‌های گرانیته‌ای نشان از وابستگی این توده‌ها به گرانیته‌های نوع I هستند [۲۷]. بر اساس نمودار Si نسبت به $Na+Ca+K$ (شکل ۱۳ ج)، آمفیبول موجود در گرانیته‌ها در محدوده آمفیبول‌های ماگمایی و آمفیبول موجود در واحد سنگی سینودیوریت با توجه به قرارگیری این واحد سنگی در منطقه دگرگونی بریر، در محدوده آمفیبول‌های دگرگونی قرار می‌گیرند. نتایج حاصل از تجزیه‌های ریزپردازشی آمفیبول در همه واحدهای سنگی منطقه در جدول ۴ ارائه شده‌اند.

جدول ۲. نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی پیروکسن در واحد سنگی سینودیوریتی.

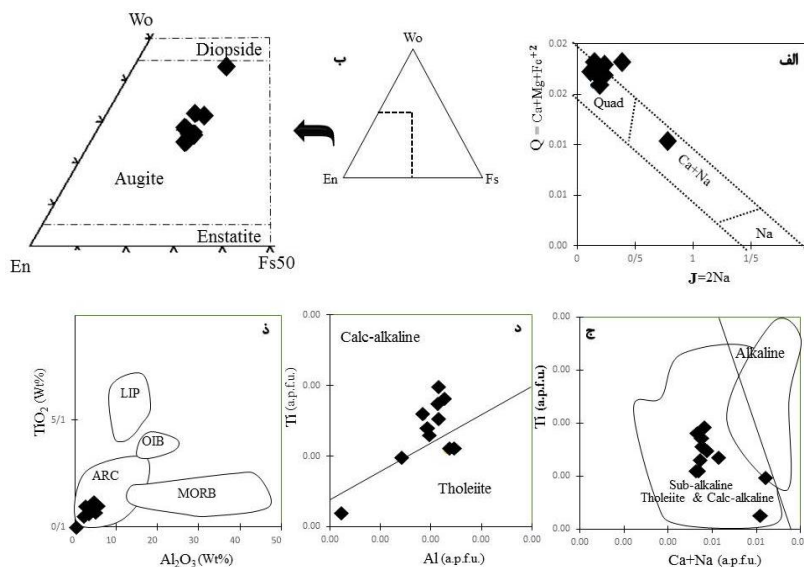
Samples	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51.49	50.50	51.73	50.69	52.30	53.56	51.71	52.54	52.01	54.80	49.54
TiO ₂	1.10	1.37	1.24	0.76	1.00	0.75	0.78	0.91	1.27	0.12	0.94
Al ₂ O ₃	4.15	4.75	4.81	5.19	4.61	3.50	5.41	4.32	4.98	0.44	4.38
Cr ₂ O ₃	0.04	0.05	0.08	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01
FeO	10.71	11.06	10.47	10.85	9.87	9.73	10.86	9.52	9.73	10.98	10.70
MnO	0.28	0.34	0.33	0.29	0.32	0.33	0.21	0.21	0.27	0.38	0.26
MgO	16.70	15.69	16.31	16.69	12.87	16.38	16.73	15.71	16.00	12.24	15.76
CaO	11.52	11.63	10.78	10.35	11.74	11.83	10.59	11.89	11.49	19.30	14.10
Na ₂ O	1.25	1.27	1.54	1.62	0.93	0.96	1.49	0.74	1.03	0.33	1.06
K ₂ O	0.48	0.64	0.57	0.62	0.46	0.42	0.67	0.43	0.45	0	0.44
Total	97.72	97.30	97.86	97.09	94.10	97.47	98.45	96.29	97.24	98.59	97.19
Si	1.94	1.92	1.95	1.92	2.08	1.86	1.93	2.02	1.97	2.10	1.88
Ti	0.03	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.00	0.03
Al	0.18	0.21	0.21	0.23	0.22	0.14	0.24	0.20	0.22	0.02	0.20
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
Fe ²⁺	0.34	0.35	0.33	0.33	0.33	0.23	0.34	0.31	0.31	0.35	0.28
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.94	0.89	0.92	0.94	0.76	0.85	0.93	0.90	0.91	0.70	0.89
Ca	0.47	0.47	0.43	0.42	0.50	0.44	0.42	0.49	0.47	0.79	0.57
Na	0.09	0.09	0.11	0.12	0.07	0.40	0.11	0.06	0.08	0.02	0.08
Wo	26.72	27.63	25.88	24.62	31.43	28.02	25.01	28.87	27.79	42.98	31.77
En	53.89	51.86	54.49	55.24	47.94	53.99	54.97	53.08	53.84	37.93	49.41
Fs	19.39	20.51	19.62	20.14	20.63	17.99	20.02	18.04	18.37	19.09	18.82

جدول ۳. نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی‌های آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز در واحد سنگی سینیت و آلکالی فلدسپار گرانیت.

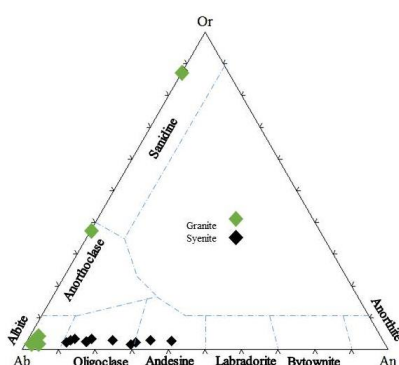
	Syenite							
Samples	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	60.94	61.74	63.76	65.25	65.46	66.48	65.16	65.39
TiO ₂	0.06	0.03	0.00	0.06	0.04	0.05	0.06	0.03
Al ₂ O ₃	23.93	24.81	21.92	20.32	20.51	21.35	21.30	20.65
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00
FeO	0.19	0.21	0.14	0.37	0.32	0.26	0.27	0.18
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.05	0.02	0.02	0.00	0.01	0.09	0.04	0.01
CaO	4.89	5.90	3.67	3.83	3.68	2.57	2.42	2.26
Na ₂ O	8.54	7.85	9.34	10.50	10.24	9.36	9.63	9.82
K ₂ O	0.50	0.27	0.61	0.49	0.47	0.58	0.50	0.37
Total	99.10	100.84	99.47	100.84	100.75	100.74	99.40	98.71
Si	2.72	2.73	2.83	2.85	2.86	2.92	2.90	2.92
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.26	1.29	1.15	1.04	1.06	1.11	1.12	1.09
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.23	0.28	0.17	0.18	0.17	0.12	0.12	0.11
Na	0.74	0.67	0.80	0.89	0.87	0.80	0.83	0.85
K	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
An	23.35	28.88	17.23	16.36	16.16	12.72	11.84	11.04
Ab	73.80	69.54	79.36	81.15	81.38	83.86	85.25	86.81
Or	2.84	1.57	3.41	2.49	2.46	3.42	2.91	2.15
Samples	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	60.60	60.33	59.87	65.62	65.55	67.76	67.76	66.77
TiO ₂	0.05	0.09	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	25.82	24.64	25.83	18.06	18.08	19.59	19.70	19.91
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.31	0.41	0.38	0.29	0.26	0.17	0.15	0.24
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.04	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04	0.04	0.00
CaO	6.75	6.02	5.82	0.00	0.09	0.33	0.52	0.50
Na ₂ O	5.48	7.55	6.10	1.40	7.48	10.67	10.72	11.77
K ₂ O	0.37	0.38	0.42	15.25	6.87	0.33	0.44	0.33
Total	99.43	99.45	98.47	100.65	98.35	98.89	99.33	99.53
Si	2.14	2.71	2.74	3.00	2.97	3.01	3.00	2.92
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.20	1.30	1.39	0.97	0.96	1.03	1.03	1.03
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.26	0.29	0.29	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02
Na	0.38	0.66	0.54	0.12	0.66	0.92	0.92	1.00
K	0.02	0.02	0.02	0.89	0.40	0.02	0.02	0.02
An	39.46	29.90	33.53	0.00	0.41	1.65	2.54	2.25
Ab	57.97	67.85	63.59	12.24	62.07	96.39	94.89	95.98
Or	2.58	2.25	2.88	87.76	37.51	1.96	2.56	1.77

جدول ۴. نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کلنی آمفیبول در دو واحد سنگی سینودایوریت و آلکالی فلدسپار گرانیت (مقادیر H_2O و Cl و F محاسبه نشده‌اند).

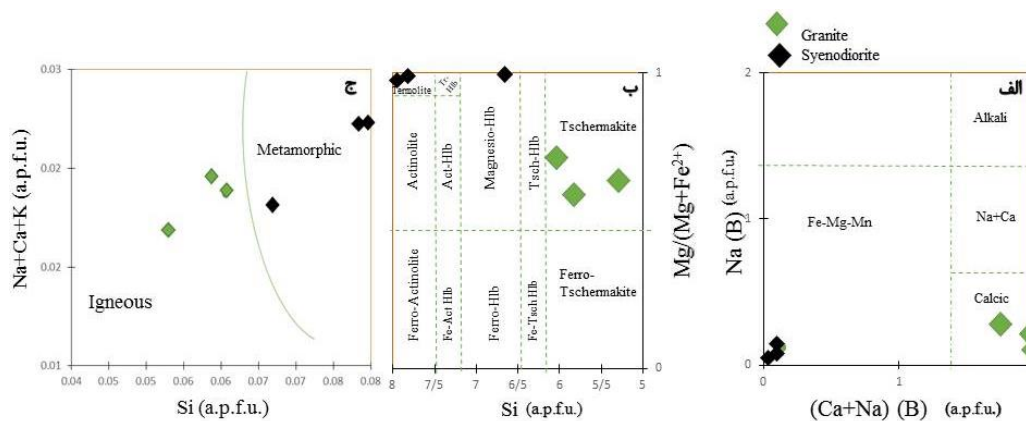
	Syenodiorite			Granite		
Samples	1	2	3	4	5	6
SiO_2	52.33	52.03	52.52	41.49	41.10	40.09
TiO_2	0.92	0.86	0.66	0.89	0.79	0.87
Al_2O_3	4.01	4.46	4.41	12.09	12.52	13.58
Cr_2O_3	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	10.29	10.41	10.26	9.47	9.09	9.38
MnO	0.35	0.34	0.32	1.06	0.88	0.94
MgO	17.45	18.37	16.25	18.74	19.70	18.98
CaO	11.48	10.40	11.10	0.00	0.04	0.01
Na_2O	1.05	1.24	1.12	0.28	0.50	0.44
K_2O	0.44	0.45	0.53	10.43	9.47	9.00
Total	98.35	98.56	97.18	94.45	94.09	93.29
Si	7.85	6.68	7.94	5.86	5.30	6.07
Al^{iv}	0.15	0.67	0.06	2.01	1.90	1.93
Al^{vi}	0.55	0.00	0.73	0.00	0.00	0.49
Ti	0.10	0.08	0.08	0.09	0.08	0.10
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.00	2.19	0.00	0.11	1.66	0.00
Fe^{2+}	0.05	0.00	0.07	2.84	2.17	1.69
Mn	0.04	0.04	0.04	0.13	0.10	0.12
Mg	3.90	3.52	3.66	3.95	3.79	4.28
Ca	1.84	1.43	1.80	0.00	0.01	0.00
Na	0.31	0.31	0.33	0.08	0.13	0.13
K	0.08	0.07	0.10	1.88	1.56	1.74
(Ca+Na) (B)	2.00	1.74	2.00	0.08	0.13	0.13
Na (B)	0.16	0.31	0.20	0.08	0.13	0.13
(Na+K) (A)	0.23	0.07	0.23	1.88	1.56	1.74
$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$	0.99	1.00	0.98	0.58	0.64	0.72
$\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al}^{\text{vi}})$	0.00	1.00	0.00	1.00	1.00	0.00



شکل ۱۱. الف) تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها بر اساس نمودار Q-J [۲۲]، ب) تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها بر اساس نمودار Wo-En-Fs [۲۲]، ج) تعیین سری ماگمایی پیروکسن‌ها بر اساس [۲۴]، با استفاده از کاتیون‌های Ca+Na و Ti ، د) تمایز سری ماگمایی پیروکسن‌ها بر اساس [۲۴]، با استفاده از کاتیون‌های Al و Ti ، ه) تعیین محیط تکتونیکی بر اساس ترکیب پیروکسن‌ها [۲۵]. (MORB) Mid Oceanic Ridge Basalt, (ARC) Arc, (LIP) Large Igneous Province, (OIB) Oceanic Island Basalt,



شکل ۱۲. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در نمودار تقسیم بندی پلاژیوکلازها [۲۸].

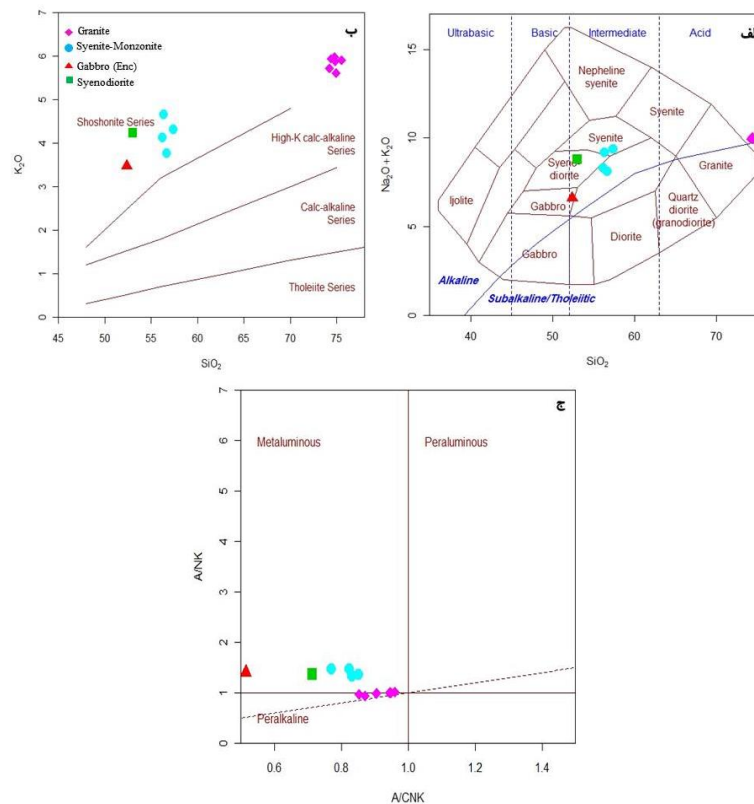


شکل ۱۳. الف و ب) تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها بر اساس نمودار [۲۶]. با استفاده از کاتیون‌های (B) $Na+Ca$ و (B) Na ، نمودار تعیین نوع آمفیبول‌های مورد مطالعه بر اساس [۲۶]، با استفاده از نسبت Si به $Na+Ca+K$ ، آمفیبول‌های ماگمایی در آلکالی فلدسپار گرانیت و آمفیبول‌های دگرگونی در سینودیوریت.

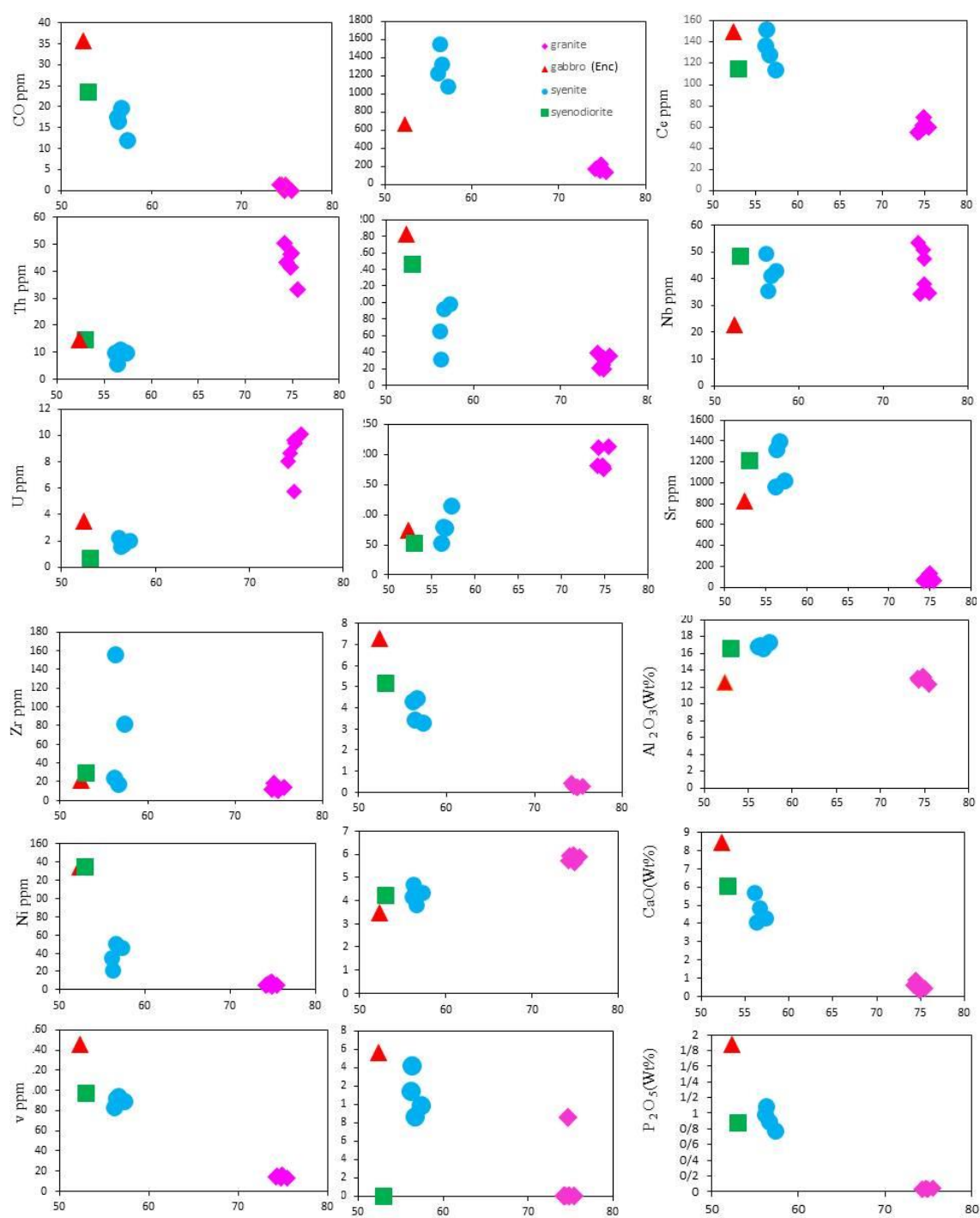
شیمی سنگ کل

مطابق با نمودار [۲۹]، [۳۰]، (شکل ۱۴ الف) نمونه‌های سنگی در محدوده گرانیت و سینیت-مونزونیت قرار می‌گیرند، نمونه آنکلاو هم در محدوده گابرو قرار گرفته است. در ضمن، نمونه‌ها در این نمودار ماهیت شوشونیت-آلکان را نشان می‌دهند. در نمودار [۳۱]، (شکل ۱۴ ب)، نمونه‌های مورد مطالعه در سری شوشونیتی و با توجه به [۳۲]، (شکل ۱۴ ج) در محدوده متآلومین قرار گرفته‌اند. با توجه به نمودارهای رفتار عناصر اصلی برای واحدهای سنگی منطقه، (شکل ۱۵) دو سری متمایز از این واحدها دیده می‌شود. یک دسته گرانیت‌ها با میزان ۷۰ تا ۷۷ درصد سیلیس دسته دیگر سنگ‌های حد واسط تا مافیک از نوع سینیت تا سینودیوریت با میزان ۵۰ تا ۵۵ درصد سیلیس هستند. در گرانیت‌ها با افزایش میزان سیلیس، عموماً میزان Ca, Al, Fe, Mg کاهش می‌یابد. اگرچه، میزان این عناصر در گرانیت‌ها نوسان کندی را نشان می‌دهد و دامنه این فراز و فرودها خیلی محسوس نیست، در عوض، همراه با افزایش سیلیس، میزان عناصر آلکان همچون Na و K افزایش می‌یابد. مطابق با نمودار تغییرات عناصر کمیاب (شکل ۱۵) عناصر Nb, Rb و Th روند افزایشی با افزایش سیلیس نشان می‌دهند. درحالی‌که عناصر Ni, Cr, Zr, Sr و V روند کاهشی دارند که حاکی از مشارکت عناصر مذکور در ساختار کانی‌های مافیک

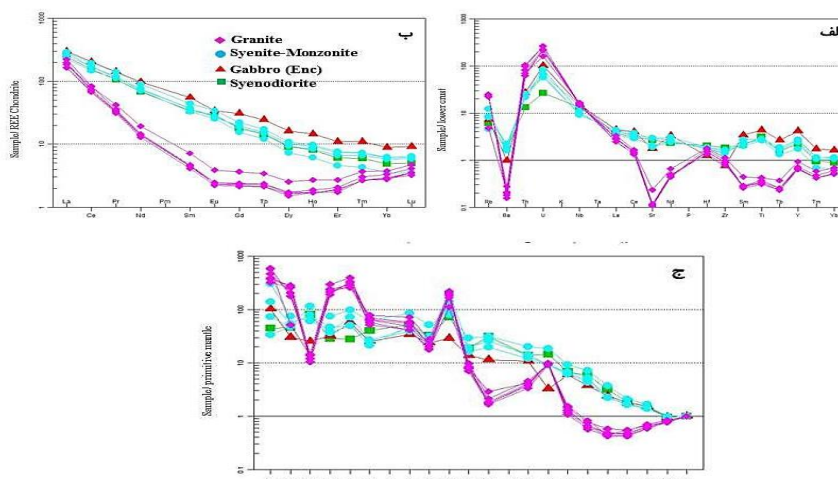
منطقه است. در نمودارهای عنکبوتی (شکل ۱۶) نیز دو گروه متمایز پترولوژیک، حدواسط (سینیت، سینودیوریت) و تفریق یافته گرانیتی دیده می‌شود. آنومالی‌های منفی عناصر بویژه Ba و Sr (شکل ۱۶ الف) در گرانیت‌ها نسبت به سری حدواسط برجسته است. در نمودار بهنجار شده به کندریت (شکل ۱۶ ب) گرچه الگوهای عناصر تا حدودی مشابه است اما سری گرانیتی نسبت به سری حدواسط برتر است. در نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه (شکل ۱۶ ج) تفاوت‌ها در عناصر نادر متوسط و سنگین و عناصر Sr, U, Ba, Th و Nd آشکار است. این تفاوت‌ها در دو سری سنگی به دو منبع متفاوت اشاره دارند. غنی‌شدگی در نمونه‌های حدواسط و تهی‌شدگی در گرانیت‌ها در نمودار نسبت به پوسته پایینی مشهود است (شکل ۱۶ الف). هردو سری سنگی، نسبت به پوسته پایینی تا عنصر La الگوهای مشابه دارند، تنها تفاوت‌هایی در تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر مشاهده می‌شود. گرانیت‌ها از عنصر Ce به بعد تهی‌شدگی نسبت به پوسته پایینی نشان می‌دهند. نمودار شکل (۱۶ ب)، بیانگر غنی‌شدگی سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر نادر سبک LREE شبیه به زون‌های فروران‌شان حاشیه قاره‌ای است [۳۳]. در نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه [۳۴] (شکل ۱۶ ج)، حضور دو سری متمایز سنگی مشهود است. در سری آلکالی فلدسپار گرانیت، برخلاف سری سینیتی، Sr تهی‌شدگی شدید و عناصر بین Sm و Yb، از جمله Ti، آنومالی منفی نشان می‌دهند. عناصر Nb و Ta با غنای قابل توجه، به یک محیط کششی پشت قوس و نه فروران‌شان بهنجار، اشاره دارند. عناصر U, Th, Rb, Cs, Pb نسبت به سری سینیت، غنی‌شدگی شدیدتری دارند؛ اما سنگ‌های گرانیتی در Ba تهی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند.



شکل ۱۴. الف) موقعیت نمونه‌های منطقه در نمودار رده‌بندی [۳۰]، ب) نمودار تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه بر اساس میزان K_2O در مقابل SiO_2 [۳۱]، ج) نمودار تغییرات نسبت A/CNK در مقابل A/NK [۳۲].



شکل ۱۵. نمودارهای دوتایی از اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب نسبت به مقادیر SiO_2 .



شکل ۱۶. الف) الگوهای عناصر کمیاب عادی سازی شده نسبت به پوسته قاره‌ای پایینی [۳۵]، ب) الگوهای عناصر نادر خاکی عادی سازی شده نسبت به کندریت [۳۶]، ج) نمودار عناصر عادی سازی شده به گوشته اولیه [۳۴].

محیط تکتونیکی و پتروژنز

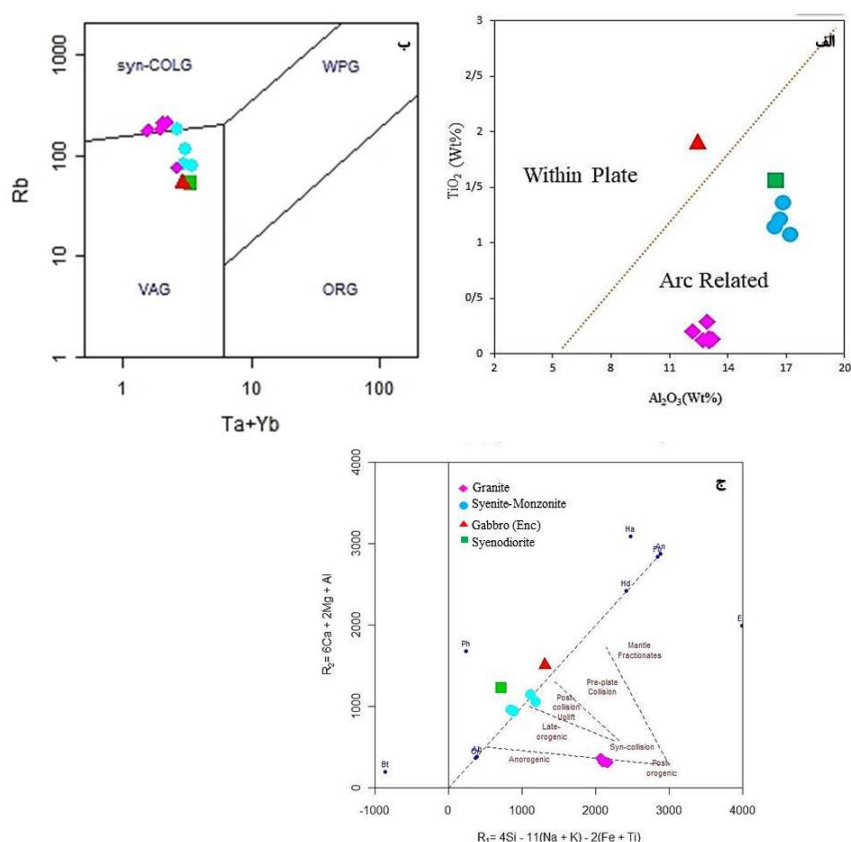
با توجه به نمودار [۳۷]، (شکل ۱۷ الف) نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه از نوع گرانیت‌های قوس آتشفشانی هستند. نزدیک شدن نمونه‌ها به مرز گرانیت‌های درون قاره‌ای^۱ و یا حتی بعضاً درون این محیط، به یک محیط کششی در قوس آتشفشانی یا یا پشت قوس اشاره دارد. مطابق با نمودار [۳۷]، (شکل ۱۷ ب) نمونه‌های گرانیتوئیدی در مرز بین کمان آتشفشانی^۲ تا همزمان با برخورد^۳ قرار می‌گیرند؛ بنابراین، مطابق با [۳۸]، (شکل ۱۷ ج) تمامی نمونه‌ها (به جز نمونه آنکلاو) در منطقه قوس آتشفشانی، اما همچنان در دو گروه متمایز، قرار می‌گیرند.

مطابق با [۳۹]، (شکل ۱۸ الف) تمامی نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های تیپ I قرار می‌گیرند. مطابق با طبقه‌بندی [۴۰]، (شکل ۱۸ ب و ج) بر مبنای سه متغیر: (۱) عدد Fe یا $FeO/(FeO+MgO)$ ، (۲) $ASI = Al/(Ca+1.67P+Na+K)$ و (۳) $MALI = (Na_2O+K_2O-CaO)$ نمونه‌ها از نوع آکالی و در مرز آکالی و آلکالی-کلسیک قرار می‌گیرند.

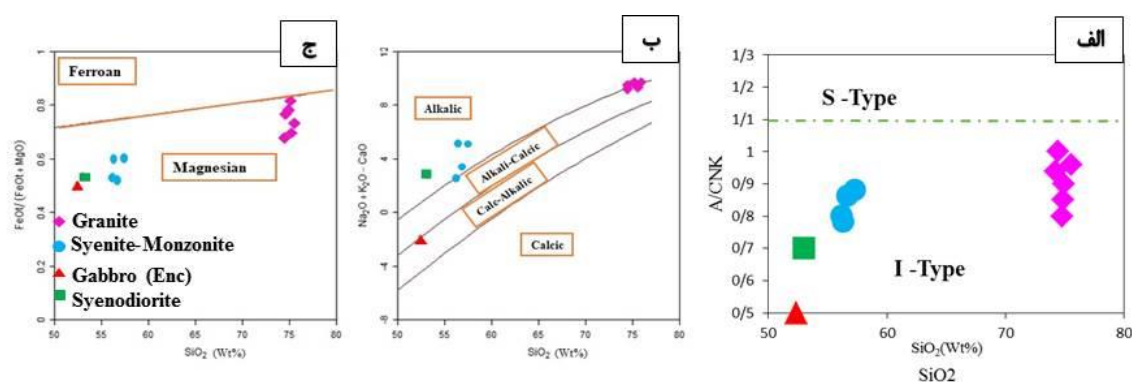
¹ Within Plate Granite

² Volcanic Arc Granitic

³ Syn-Collisional Granite



شکل ۱۷. الف) موقعیت نمونه‌های تصویر شده بر روی دیاگرام [۳۷]، ب) استفاده از نمودار [۳۷] جهت تفکیک محیط تکتونیکی، ج) موقعیت نمونه‌های تصویر شده بر روی دیاگرام [۳۸].



شکل ۱۸. الف) موقعیت نمونه‌های در نمودارهای تمایز انواع گرانیت‌ها از [۳۹]، ب) موقعیت نمونه‌های رسم شده در نمودار تمایز انواع گرانیت‌ها بر حسب نشانه Fe، ج) موقعیت نمونه‌های رسم شده در دیاگرام تمایز انواع گرانیت‌ها بر حسب نشانه Fe.

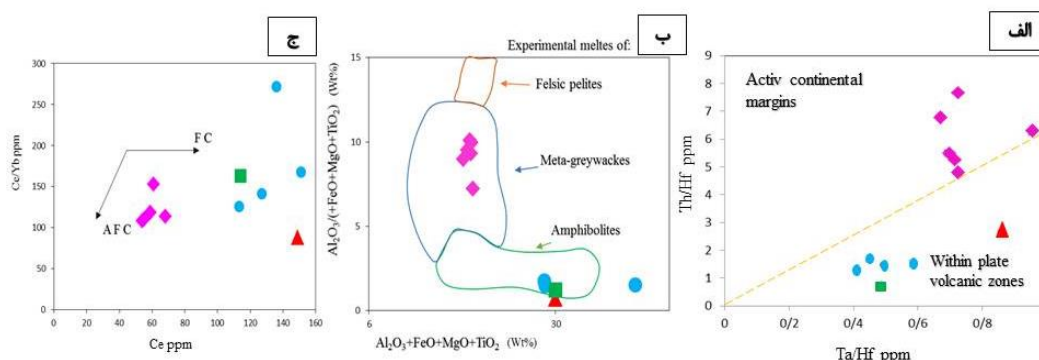
بحث و نتیجه‌گیری

محققان بسیاری در زمینه تحول و تکامل ژئودینامیکی پهنه البرز-آذربایجان و تبعات تکتونیکی، دگرریختی، ماگماتیسم و ذخایر اقتصادی این پهنه بررسی و از آن به عنوان یک محیط کششی پشت قوس یاد کرده‌اند [۴۱]، [۴۲]، [۴۳]. ماگماتیسم این پهنه، بویژه از ائوسن به بعد از سیل‌های بنیان سد کرج تا فوران‌های سه‌سند و سبلان، ماهیت کالک آلکالن غنی از پتاسیم تا شوشونیت دارد که از این حیث محل تامل و تحقیق افزون است.

نوسانات ژئوشیمیایی که بوسیله سری‌های آتشفشانی مرتبط با محیط قوس نشان داده می‌شود، دامنه‌ای از تمایلات تولیتی (قوس‌های اولیه) تا کالک آلکالن (قوس‌های نرمال جزایر قوسی و حاشیه قاره‌ای) تا آلکالن (محیط پشت قوس)، در تکامل و بلوغ ژئوشیمیایی به مراتب پیچیده‌تر توده‌های نفوذی باز یافته است. بموازات آنها، به دلیل کاهش پیشرونده سن ماگماتیسم، بویژه کاهش فاصله از گودال فعال، اظهار می‌دارند که در زایش ماگماهای خروجی و نفوذی از گوشته‌ای که بطور جانبی ناهمگن است، فاکتورهای معمول و عادی چندی وجود دارند [۴۱].

اسماعیلی و همکاران [۴۴]، با استفاده از مطالعات کانی شناسی و شیمی کانی‌ها در توده گرانیتهی اکاپل، به این نتیجه رسیدند که واحد مونوزوگرانیتهی اکاپل در رده گرانیتهای نوع I به شدت آلوده (ISC) قرار می‌گیرد و از یک ماگمای مشتق از گوشته فوقانی و یا پوسته تحتانی که تحت تاثیر اختلاط ماگمایی و یا آرایش با سنگ‌های پوسته‌ای قرار گرفته اند، تشکیل شده است. به نظر قربانی [۴۵]، توده گرانیتهی پراچان (جنوب علم‌کوه) ماهیت متآلومین و شوشونیتی دارد.

با توجه به فقدان داده‌های ایزوتوپی، از جمله نسبت‌های ایزوتوپی Pb، Sr و Nd، بحث در زمینه خاستگاه و منشأ ماگماها، شاید ناممکن تا دشوار باشد و باید با دقت و احتیاط بیشتری صورت گیرد. برای تمایز محیط زمین‌ساختی نیز از نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf [۴۶]، استفاده شده است. مطابق با (شکل ۱۹ الف) گرانیتهای نقش منابع پوسته‌ای را نشان می‌دهند، همراه با سینیت و سینودیوریت‌ها که در زون‌های آتشفشانی درون صفحه‌ای تشکیل شدند. در نموداری دیگر که بر اساس نسبت مولکولی مقادیر FeO ، Na_2O ، MgO ، TiO_2 و Al_2O_3 استوار است، مشاهده می‌شود که گرانیتهای منطقه با محدوده مذاب‌های بخشی مشتق از متاگریوک و واحدهای سنگی سینیت-سینودیوریت با محدوده مذاب‌های بخشی از آمفیبولیت مطابقت دارند (شکل ۱۹ ب) [۴۷]. از این رو ماگمای بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته زیرین جایگزین شده است می‌تواند منشأ گرمایی برای ذوب بخشی منبع پوسته‌ای و تولید ماگمای گرانیتهای بوده باشد. مطابق با (شکل ۱۹ ج) گرانیتهای روند تبلور تفریقی همراه با هضم دارند، در حالیکه نمونه‌های سینیت-سینودیوریت از روند تبلور تفریقی پیروی می‌کنند؛ بنابراین اختلاط دو ماگما با خاستگاه‌های مختلف و تفریق و تبلور مهم‌ترین فرایندهای مؤثر در تحولات ماگمایی بوده‌اند. تفاوت‌های مشهود در دو سری سنگی (ژئوشیمی و نمودارها) به دو منبع متفاوت اشاره دارند. سری حدواسط از تفریق یک ماگمای گوشته متاسوماتیزه و غنی شده منشأ گرفته، درحالی که سری گرانیتهی از پوسته قاره‌ای که بوسیله مذاب‌ها و سیالاتی متاثر و متحول شده است. گرچه با وجود فقدان داده‌های ایزوتوپی بحث در زمینه منشأ آنها مقدور و دقیق نیست.



شکل ۱۹. الف) نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf [۴۶]، ب) تعیین نوع سنگ خاستگاه توده نفوذی منطقه، با بهره‌گیری از نمودار Ce/Yb در برابر Ce [۴۲]، ج) نمودار Ce/Yb در برابر AFC [۴۷]، تبلور تفریقی همراه با هضم و تبلور تفریقی.

منابع

1. Stöcklin, J., "Structural history and tectonics of Iran": A Review: AAPG Bulletin 52, (1968) 1229–1258.
2. Allen, M., Jackson, J. A., Walker, R., "Late Cenozoic re-organization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and longterm deformation rates", Tectonics, 23 (2004) 1–16.
3. Alavi, M., "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran", Journal of Geodynamics, 21, (1996) 1–33.
4. Sengör, A.M.C., Natalin, B.A., "Paleotectonics of Asia": fragments of a synthesis. In: Yin, A., Harrison, T.M. (Eds.), The tectonic evolution of Asia. Cambridge University Press, (1996) 486–640.
5. Sengör, A.M.C. "A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman". In, A.H.F. Robertson, M.P. Searle and A.C. Ries (Eds.), The geology and tectonics of the Oman region. Geological Society of London, Special Publication, 49 (1990) 797–831.
6. Sengör, A.M.C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T., Hsu, K.J., "Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of gondwana land". Gondwana and Tethys. In: Audley-Charles, M.G., Hallam, A. (Eds.), Geological Society Special Publication, 37 (1998) 119–181
7. Stocklin, J., "Mesozoic-Cenozoic orogenic belts"; Alpine-Himalayan Orogens, 4. Geological Society of London Special Publication, (1974) 213–234.

8. Berberian, M., King, G.C.P., "Towards: A paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal Earth Sciences* 18 (1981) 210–265.
9. Axen, G., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., Hassanzadeh, J., "Exhumation of the west-central Alborz mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics", *Geology* 29 (2001) 559–562.
10. Rezaeian, M., "Cenozoic exhumation history of the Alborz mountains, Iran: New constraints from low-temperature chronometry", *Tectonics* 31 (2012) 1–20.
11. Sheikholeslami, M., "Tectonosedimentary evolution of the basins in Central Alborz, Iran", *Tectonophysics, Geosciences* (2018) 29–38.
۱۲. ولی‌زاده محمد و عبدالهی حمیدرضا و صادقیان محمود، "بررسی زمین‌شناختی توده‌های نفوذی عمده البرز مرکزی"، فصل‌نامه علوم زمین، سال هفدهم، شماره ۶۷ (۱۳۸۷) ۱۸۲–۱۹۷.
13. Rezaeian, M., "Coupled tectonics, erosion and climate in the Alborz mountains", Ph.D. Thesis. University of Cambridge, (2008) 237 p.
14. Asiabanha, A., Foden, J., "Post-collisional transition from an extensional volcanosedimentary basin to a continental arc in The Alborz ranges, N-Iran", *Lithos*, 148 (2012) 98–111.
15. Guest, B., Horton, B.K., Axen, G.J., Hassanzadeh, J., McIntosh, W.C., "Middle to Late Cenozoic basin evolution in the western Alborz mountains: Implications for the onset of collisional deformation in Northern Iran", *Tectonics*, 26 (2007) 235–353.
۱۶. سجادی نسب مریم، و عابدینی محمد، (۱۳۹۰) نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ شکران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
17. Gansser, A., Huber, H., "Geologic Observations in the Central Alborz, Iran", *Schweizerische Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen*, 42 (1962) 583–630.
۱۸. آقاباتی علی، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور. (۱۳۸۳) ۵۸۳ صفحه.
19. Streckeisen, (1976)

20. Siivola, J., Schmid, R., Recommendations by the IUGS Subcommittee on the systematics of Metamorphic Rocks: List of mineral abbreviations. Web version (2007) 01.02.07.21.
21. Didier, J., Duthou, J. L., Lameyre, J., " Mantle and Crustal Granites: Genetic Classification of Orogenic Granites and The Nature of Their Enclaves." J. Volcanic Geotherm Research, 14(1983)125-132.
22. Morimoto, N., "Nomenclature of pyroxenes". Mineralogy and Petrology, 39 (1988) 55–76.
23. Le Bas, M.J., "The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. American Journal of Science 26, (1962) 267–288.
24. Leterrie, J., Maury, C.R., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", Earth and Planetary Science Letter, 59 (1982) 139–154.
25. Kamenetsky, V., Crawford, A. J., Meffre, S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks", Journal of Petrology, 41 (2001) 655–671.
26. Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Guo, Y., "Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names". American Mineralogy, 82 (1997) 1019–1037.
27. Stein, E., Dilet, C., "Hornblende thermobarometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald". Mineralogy and Petrology, 72 (2001) 185–207
28. Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., "An introduction to the rock forming minerals, England", Longman Scientific and Technical; New York. 24 (1992) 261–282.
29. Lindsley, D. H., "Pyroxene thermometry", American Mineralogist, 68 (1983) 477-493.

30. Middlemost, E.A.K., "Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology", Longman Group Ltd., London, New York, 32 (1985) 266 p.
31. De la Roche, H., Leterrier, J., Grand Claude, P., Marchal, M., A., "Classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses—its relationship with current nomenclature", Chemical Geology 29 (1980) 183– 210.
32. Maniar, P.D., Piccoli, P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", Bulltin of Geological Society of America, 101 (1989) 635–643.
33. Nicholson, K.N., Black, P.M., Hoskin, P.W.O., Smith, I.E., "M- Silicic volcanism and back- arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian- Pacific plate boundary". Journal of Volcanology and Geothermal Reserch, 131(2004) 295–306.
34. McDonough, W.F., Sun, S.S., "The composition of the earth", Chemical Geology 120 (1995) 223 –253.
35. Weaver B., Tarney J., "Empirical approach to estimating the composition of the continental crust", Nature, 310 (1984) 575–57.
36. Nakamura, N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimca Cosmochimica Acta, 38 (1974) 757–775.
37. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrolog, 25 (1984) 956–983.
38. Debon F, Le Fort P., "A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations", Trans Roy Soc Edinb, Earth Science 73(1983) 135–149.
39. Chappel, B.W., White, A.J.R., "I- and S-typ granites in the Lachlan fold belt: Transactions of the royal society of Edinburg", Earth Sciences, 83 (1992) 1–26.
40. Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., "A Geochemical classification for Granitic Rocks", Journal of Petrology, 42 (2001) 2033–2048.

41. Smith, J.V., Brown, W.L., "Feldspar Minerals (2nd edition, revised and extended): Crystal structures, physical, chemical and microtextural properties", Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo. 1(1988).
42. Patiño Douce, A.E., "What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?", Geological Society Special Publications, 168 (1999) 55–75.
43. Ghalamghash, J., Mousavi, Z., Hassanzadeh, J., Schmitt, A.K., "Geology, zircon geochronology and petrogenesis of Sabalan volcano, northwestern Iran", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 24 (2016) 25–32
۴۴. اسماعیلی، د.، و خلج، م.، و ولی زاده، م.، "شواهد شیمی کانی و ژئوشیمی سنگ کل در آلودگی، دگرنهادی و اختلاط ماگمایی توده گرانیتوئیدی اکاپل (جنوب غرب کلاردشت، البرز مرکزی)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، (۱۳۸۶) ۱۶۹–۱۹۲.
۴۵. قربانی منصور، "ماگماتیسم، متامورفیسم و افیولیت های ایران"، جلد سوم، انتشارات آرین زمین، (۱۳۹۳) ۴۵۰ صفحه.
46. Gorton M., Schandl E., "From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc – related and within – plate felsic to intermediate volcanic rocks", The Canadian Mineralogist, 38 (2000) 1065 – 1073.
47. Ajaji, T., Weis, D., Giret, A., Bouabdellah, M., "Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence", Lithos 45(1998) 371–393.

Geochemistry and petrology of Alam-Kuh intrusive rocks, West of Kelardasht, Central Alborz

Nematolah Rashid Nejad Omran^{*1}, Majid Ghasemi Siani², Zahra Saeidi¹, Huai-Jen Yang³

1. University of Tarbiat Modares, Department of Geosciences

rashid@modares.ac.ir

2. Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

3. Department of Earth Sciences, National Cheng Kung University, Tainan

Introduction

Iran is located in the middle part of the folded Alpine-Himalayan belt [1]. The Alborz Magmatic Arc (AMA) has an E-W orientation and form as intercontinental orogenic belt located between the Caspian Sea basin and the Central Iran Block (CIB) [2]. The AMA and CIB are considered to be parts of a passive Gondwana (Early Paleozoic) margin that rifted away from Gondwana during the Ordovician-Silurian period and collided with Eurasia in the Triassic [3-5]. The AMA mainly consists of mafic to felsic tuff and lava deposits, andesitic to dacitic lavas, and numerous granitoid bodies with a calc-alkaline to shoshonitic affinity [6]. The Alam-Kuh granitoid intrusion is located in the western part of Kelardasht, central AMA, and is surrounded by Precambrian to Jurassic sedimentary and metamorphic rocks, Cretaceous volcanic rocks and Paleocene-Eocene tuffs. Sedimentary formations around Alam-Kuh and Takht-e Soleiman have been cut by a large intrusions. The objective of this paper is to document in detail the petrography and geochemistry of the Alam-Kuh granitoid intrusion.

Summary of petrography and geological settings

The Alam-Kuh granitoid is located in the central part of AMA and is surrounded by Precambrian to Jurassic sedimentary and metamorphic rocks, Cretaceous volcanic rocks and Paleocene-Eocene tuffs. The Alam-Kuh intrusion mass, in terms of lithological composition, includes alkaline feldspar granite, syenite and monzonite, and dark-colored andesite and basalt dikes with a thickness of 20 to 50 cm, which intersect the Paleogene formations. Enclaves in extruded rocks are micro granular enclosures (MMEs), fragments of mafic magma, or sometimes ooliths (rapidly cooled margins of intrusive masses).

The mineralogy of Alam-Kuh granitoids are including plagioclase, quartz, alkali feldspar, amphibole, clinopyroxene, biotite and muscovite associated with accessory minerals such as apatite, sphene and zircon. In the northern part of Alam-Kuh intrusion, there are mafic enclaves that represent the magma mixing and mingling process. Pertite and myrmekite textures associated with granular, intergranular, microgranular and microgranular porphyry textures are observed in these rocks.

Analytical methods

During sampling, 75 samples were collected according to the objectives of the research. A total of 56 thin sections of Alam-Kuh intrusion were prepared from different outcrops and studied microscopically. The main elements of twelve rock samples were chemically analyzed by XRF method by Herzog model machine in the Tarbiat Modares University. The chemical analysis of rare earth elements was performed by ICP-MS method at the Cheng-Kong National University of Taiwan. Electron probe micro-analysis (EPMA) was carried out on silicate minerals by a Cameca SX100 mounted with five WDS spectrometers using an accelerating voltage of 15 kV with a specimen current of 20 nA at Iranian Mineral Processing Research Center (IMPRC).

Results and discussion

According to the total alkali vs. silica plot [7], the granitoid rocks span a compositional range of alkaline feldspar granite, syenite and synodiorite to monzonite, and the enclave sample is also in the category of gabbro monzodiorite. According to mineral chemistry and whole rock chemistry, intrusion rocks are classified as I-type with alkaline to shoshonites affinity and metaluminous. According to the classification based on $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ versus SiO_2 [8] and $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$ versus SiO_2 [8], samples are located on the magnesian alkali and alkali-calcic granitoids. The Alam-Kuh samples are enriched in the light rare earth elements (LREEs), and La, Rb, Th, Tb elements and depleted in Ba and Zr elements. According to the Harker diagrams, two distinct series of intrusions can be seen. One group of granites with 70 to 77% silica and the other group of intermediate to mafic rocks are from syenite to synodiorite with 50 to 55% silica. The Chondrite spider diagram [9] also show two distinct groups: petrological, intermediate (syenite, synodiorite) and granitic type. Differences are evident in the medium and heavy rare elements and the elements U, Ba, Th Sr, and Nd. These differences in the two series of intrusions point to two different sources. Pyroxenes in the intermediate unit (synodiorite) are in the calcium range and are of the Augite type [10]. The composition of plagioclase in the rocks of the region is in the range between An_{39.46} to An_{0.41}.

Amphiboles in granites are in the range of magmatic amphiboles and amphiboles in the rock unit of synodiorite are located in the range of metamorphic amphiboles due to the location of this rock unit in the Breyer metamorphic zone.

Tectonically, the Alam-Kuh granitoid formed in the volcanic arc granitoids and extensional arc in the AMA [11]. Metasomatized astenospheric and lithosphere mantle have role in the mantle magma generation. Mineral chemistry and lithogeochemical results indicates investigated rocks have different source, so that intermediate rocks formed by metasomatized and enriched mantle magma source and alkali feldspar granite formed by continental crust. Mixing two magmas with mantle and crustal sources and differentiation and crystallization, are the most important processes were the development of magma and the diversity of rocks in the region.

Conclusion

- The Alam-Kuh granitoid, in the western part of Kelardasht, is belongs to a magmatic and tensile arc environment after collision.
- Presence of mafic enclaves in the Alam-Kuh granitoid which indicates the process of magmatic mixing.
- The Alam-Kuh granitoid are fall in the alkaline and shoshonitic series in terms of magmatic series.
- In the chondrite-normalized diagram, samples are more enrichment of LREE and elements of La, Rb, Th, Nb and relative depletion of elements Ba and Zr.

References

1. Stöcklin, J., "Structural history and tectonics of Iran": A Review: AAPG Bulletin 52, (1968) 1229–1258.
2. Berberian, M., King, G.C.P., "Towards: A paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal Earth Sciences 18 (1981) 210–265.
3. Axen, G., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., Hassanzadeh, J., "Exhumation of the west-central Alborz mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics", Geology 29 (2001) 559–562.
4. Guest, B., Horton, B.K., Axen, G.J., Hassanzadeh, J., McIntosh, W.C., "Middle to Late Cenozoic basin evolution in the western Alborz mountains: Implications for the onset of collisional deformation in Northern Iran", Tectonics, 26 (2007) 235–353.
5. Gansser, A., Huber, H., "Geologic Observations in the Central Alborz, Iran", Schweizerische Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen, 42 (1962) 583–630.

6. Moayyed M., Investigation of Tertiary volcano-plutonic bodies in west Alborz-Azarbayejan (Hashtjin area). PhD Thesis, Shahid Beheshti University, Iran, (2001) (in Persian).
7. LeBas MJ., LeMaitre RW., Streckeisen A., Zanettin B., A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27 (1986) 745–750.
8. Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. Frost, C.D.A., Geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, 42(11) (2001) 2033–2048.
9. Sun, S.S., McDonough, W.F., Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42 (1989) 313–345.
10. Morimoto, N., "Nomenclature of pyroxenes". *Mineralogy and Petrology*, 39 (1988) 55–76.
11. Maniar, P.D., Piccoli, P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Bullutin of Geological Society of America*, 101 (1989) 635–643.

Keywords: Petrology, Geochemistry, Mineral chemistry, Alam-Kuh granitoid, Central Alborz.

*Corresponding Author: rashid@modares.ac.ir