

Research Article

Petrogenesis and Tectonomagmatic pattern of Shahvali Leucogranite (North of Azna-Sanandaj-Sirjan zone)

Esmail Darvishi¹, Seyed Vahid Shahrokhi^{2*}

1- Department of Geology, Aligudarz Branch, Islamic Azad University, Aligudarz, Iran

2- Department of Geology, Khorramabad Branch, Islamic Azad University, Khorramabad, Iran

Keywords: *Petrography, Geochemistry, Petrogenesis, Leucogranite, Shahvali.*

1-Introduction

Granites form a major part of the upper continental crust, and their genesis is related to tectonic and metamorphic processes. Granite masses are found in the thickened continental crust, which results from orogenic activities, continental arc, and continental collision. Peraluminous leucogranites are indicators of orogenic zones (Guo et al., 2017). Peraluminous leucogranites are generally formed from small contemporaneous to post-collisional intrusive masses within metamorphic rocks of moderate to high degree orogeny belts and associated with thickened crust. This group shows the characteristics of highly peraluminous granites and is characterized by minerals such as garnet, tourmaline, muscovite, and the absence of cordierite (Nabelek and Liu, 2004; Poujol et al., 2021).

The study area is located north of Azna in the range between longitude 24°49' to 32°49' east and latitude 31°33' to 38°33' north and is located in the Sanandaj-Sirjan deformation zone (Fig. 1), which is It mainly includes Paleozoic-Mesozoic metamorphosed rocks (Sheikholeslami et al., 2015). The mass granitoids of Oligoderz, located east of Shavali massif, have been identified as Upper Jurassic (about 165 million years) and type I based on U-Pb dating (Esna-Ashari et al., 2016).

2-Material and methods

To carry out petrographic studies and based on field studies, 80 rock samples were selected, and after preparation of thin sections, they were studied using a Nikon-E200 microscope available in Islamic Azad University, Khorramabad branch. After that, to carry out geochemical analysis by XRF and ICP-MS methods, 12 samples of the rocks of the area with the least signs of weathering, alteration, and metamorphism in the laboratory of the Department of Geology of Southern Methodist University (Dallas-USA) using the (XRF) device. The main element was that it was subjected to chemical analysis in Laboste Mineral Analysis Laboratory (Pty Lty) (Western Australia) using the ICP-MS method to determine the amounts of REE (Table 1).

3-Results and discussions

Geologically, the Shavali intrusive mass mainly consists of leucogranite, granite, and a small amount of granodiorite; in the southern part, garnet and tourmaline leucogranites have penetrated andalusite-garnet-biotite schists and phyllites known as Hamedan phyllites. As in most areas, schists have been transformed into hornfels due to the intrusion of leucogranites (Fig. s 2-A and 2-B). Granites are usually medium to coarse-grained with pinkish, light gray, and white outcrops, and in some hand samples, coarse alkali feldspar crystals, quartz, muscovite flakes, and mafic minerals such as tourmaline and biotite can be identified well (Fig. 2-C). The lack of dark minerals, one of these leucogranites' characteristic features, has reduced their color coefficient. In many marginal parts, especially in the southeast, Shavali granites have foliation and crushing, which at first glance looks like gneisses, but detailed field studies and microscopic

* Corresponding author: vahid.shahrokhi@gmail.com

DOI: 10.22055/aag.2024.46602.2450

Received: 2024-04-13

Accepted: 2024-10-13

sections indicate that the granites are mylonitized (mylonite granite). In these rocks, S-C fabrics can be identified (Fig. 2-D).

Table 1. Analysis results of main oxides, minor (rare), and rare earth elements (REE) of Shavali leucogranite by XRF and ICP-MS methods

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11	S12
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	71.05	71.36	70.75	69.85	72.92	73.42	77.50	73.41	74.50	71.78	72.81	70.40
TiO ₂	0.02	0.02	0.2	0.02	0.1	0.07	0.06	0.08	0.04	0.08	0.14	0.04
Al ₂ O ₃	16.03	17.52	15.46	18.50	15.08	15.17	14.64	15.05	14.05	17.12	15.12	18.40
CaO	1.05	0.90	1.40	0.75	0.51	0.40	0.30	0.38	0.40	0.35	0.60	0.83
K ₂ O	5.98	2.90	4.60	4.38	5.30	5.80	3.83	4.54	5.12	3.10	5.02	3.60
Na ₂ O	2.96	5.00	3.90	4.20	4.10	3.10	2.74	4.30	3.95	3.90	3.50	3.90
MgO	0.14	0.26	0.60	0.25	0.25	0.18	0.45	0.30	0.20	1.90	0.45	0.40
Fe ₂ O ₃	0.62	0.7	1.8	0.7	1.01	0.6	1.1	1.02	1	1.01	1.3	1.2
MnO	0.08	0.02	0.02	0.05	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02
P ₂ O ₅	0.06	0.99	0.2	0.76	0.13	0.1	0.07	0.06	0.04	0.05	0.11	0.8
L.O.I.	0.96	1	0.98	1.05	0.8	0.8	0.5	0.75	0.63	0.92	0.93	0.86
Total	99.06	100.7	100.01	100.52	100.22	99.76	100.98	99.87	99.96	99.3	100	100.46
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Ba	245	279	241	219	298	226	252	328	190	356	188	427
Sr	58	90	47	32	63	35	45	58	35	122	47	187
Rb	111	188	105	341	159	216	321	213	108	118	148	198
Co	2.8	2.1	3.9	3.1	2.7	2.3	3.2	2.1	2.1	3.1	2.4	2.9
Cr	41	47	40	39	36	29	37	26	18	28	15	20
Cs	41	24	39	25	27	26	23	26	18	35	45	12
Zr	57	86	98	76	64	71	75	81	28	105	35	40
Y	18	15	26	21	18	14	16	27	19	29	18	25
Th	11	24	12	16	25	18	12	16	14	24	15	23
Ta	1.92	2.5	3.1	5.6	1.99	2.55	4.04	6.3	1.33	3	5.36	0.91
Nb	18	19	28	28	26	26	19	24	10	22	21	15
Cu	9	14	8	7	10	12	8	15	15	9	14.9	9.2
Ni	4	5	7	4	7	4	5	4	4	5	4	4
Pb	27	19	26	23.9	19.7	21	32	29	40	18.5	24	20.5
Mo	2	2.5	2	1.8	9	6	1	8.6	0.2	0.4	0.1	0.2
Zn	35	29	24	23	28	22	44	51	48	73	45	61
Sn	6	4	25	5	4	42	2	3	4.6	1.8	31	2
V	11	5	9	10	6	8	3	6	6	8	3	4
Li	7.8	5.6	9	8.1	5	7	6	6	4	11	3	4
As	1.4	6	10	1.7	2	0.8	1	3	1.8	1	0.6	1.6
Bi	0.1	0.4	0.5	0.4	1	0.8	1	0.1	0.1	0.3	0.8	0.2
Be	4.2	2.4	3.5	4.8	3.6	2.4	3.2	5.9	4	4	2.5	4.2
Cd	0.04	0.04	0.08	0.05	0.05	0.07	0.05	0.03	0.04	0.02	0.07	0.05
Tl	0.4	0.2	0.5	0.6	0.5	0.4	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.6
S	56	61	59	64	85	66	58	54	81	73	55	83
U	1.6	6.2	4.5	8	6	7.4	7	14.2	2.1	8.2	2	3.4
Hf	0.57	0.86	0.88	0.55	0.77	0.97	0.82	0.94	0.44	0.55	0.35	0.87
Sc	6	4	5	3	3	4	3	4	3	4	7	2
Rb/Sr	1.9	2.1	2.2	10.7	2.6	6.2	7.1	3.7	3.3	0.97	3.2	1.1
Rb/Ba	0.3	0.6	0.25	1	0.35	0.64	0.91	0.5	0.35	0.33	0.45	0.38
Rb/Zr	1.95	2.2	0.97	4.5	2.5	3.1	4.3	2.63	3.9	0.99	4.3	4.95
La	12	18	30	12.9	15	22	33	23.3	12.4	41.5	11	23
Ce	20.5	34.6	56.4	21.8	27.3	41.2	62	41.1	22.6	75.6	20	45
Pr	5.4	7.2	4.7	5.3	9.2	8	4.9	4.7	4	7.75	3.2	4.3
Nd	16.3	14.5	22.4	17	16.9	19.4	16.6	16.4	14.2	25	13.2	12.2
Sm	4.9	4.6	3.3	3.42	4.32	4.55	3.1	4.64	3.4	4.2	3.1	2.92
Eu	0.29	0.26	0.56	0.44	0.75	0.66	0.47	0.21	0.17	0.9	0.18	0.76
Gd	3.98	4.4	3.2	5.07	4.2	2.68	3.9	4.2	1.67	5.56	1.9	2.99
Tb	0.69	0.46	0.29	0.36	0.55	0.68	0.59	0.86	0.38	0.79	0.34	0.8
Dy	3.21	2.9	4.6	3.55	2.86	4.4	3.24	5.8	2.1	4.9	1.9	5.28
Ho	0.64	0.49	0.61	0.56	0.76	0.54	0.68	1.2	0.47	0.98	0.44	1.3
Er	1.66	0.89	1.62	1.2	0.92	2.4	1.99	2.9	2.43	3.1	2.2	3.9
Tm	0.5	0.26	0.35	0.28	0.44	0.32	0.34	0.6	0.39	0.55	0.27	0.9
Yb	2.42	2.4	1.98	2.56	2.8	1.87	1.9	5.2	1.8	3.2	1.5	5.1
Lu	0.93	0.46	0.19	0.55	0.58	0.29	0.33	0.86	0.27	0.56	0.24	1.2
Eu/Eu*	0.23	0.20	0.64	0.41	0.34	0.36	0.54	0.16	0.22	0.71	0.23	0.79

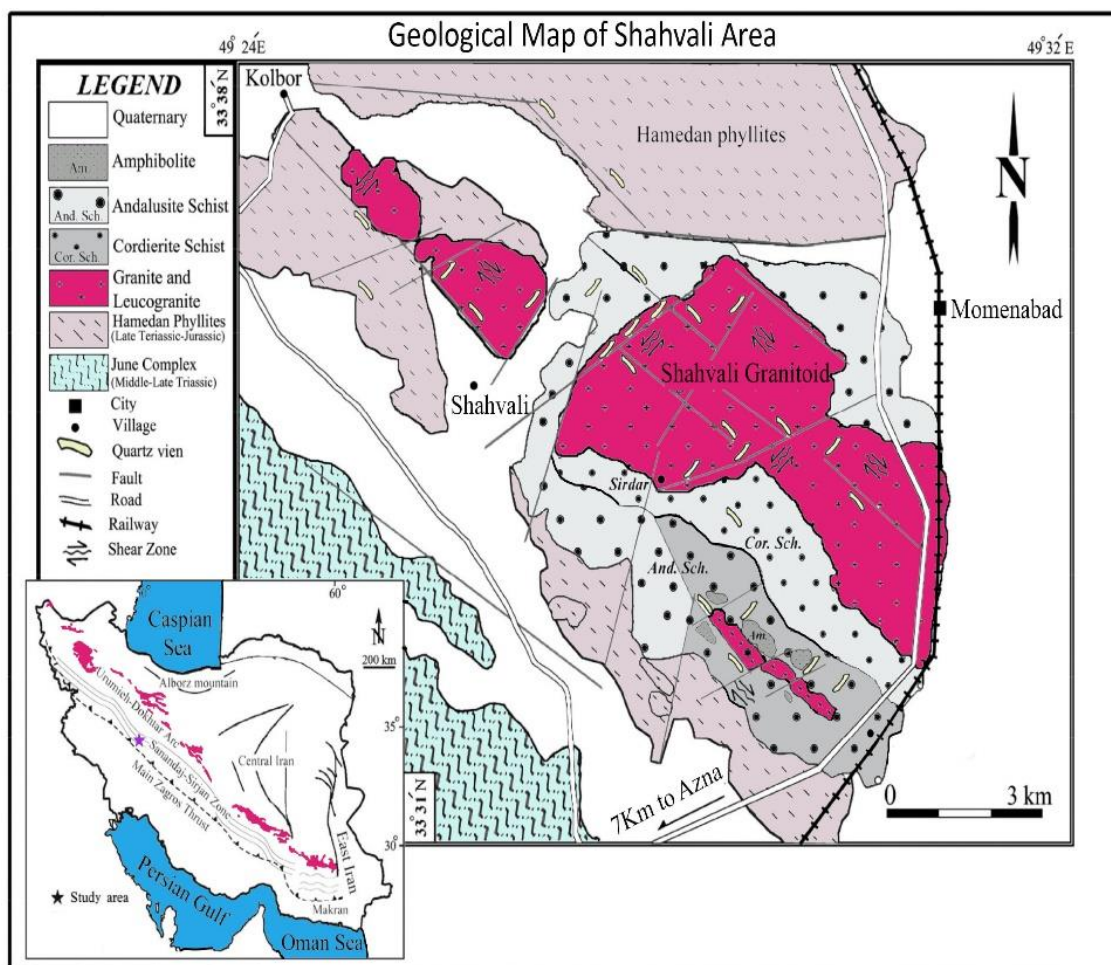


Fig. 1. Geological map of Shavali area.

According to the A-B multi-cation classification chart, which is drawn based on two parameters $B=Fe+Mg+Ti$ and $A=Al-(K+Na+2Ca)$, granite is placed in the range of leucogranites. In these conditions, muscovite, tourmaline, cordierite, aluminosilicates, and even garnet will be visible as key minerals in the stone. In this diagram, the rocks of the studied area are in the range of leucogranite (muscovite-bearing granites), which fully agrees with the field and petrographic evidence. Also, the presence of normative corundum emphasizes the high alumina content of the rocks in the area.

In the Shavali area, Ce and La, which have smaller atomic numbers and larger ionic radius than other elements of the REE group, show enrichment, while Y, with a smaller ionic radius, has a lower abundance. The similar pattern of rare earth elements in the leucogranite samples of the Shavali area indicates that their generating magma is congeneric and the depletion of Sr element due to its substitution instead of Ca and K in feldspars and plagioclase remaining in the origin.

Melts formed at a temperature lower than $750^{\circ}C$ travel a short distance from the origin, and their replacement is in the form of small and large floods (such as Himalayan leucogranites and the studied area). The presence of shear zones plays a very important role in the ascent and placement of these small masses, especially in collision zones (Nabelek and Liu, 2004). Therefore, the Shavali granite mass was most likely formed in connection with the collision of the Afro-Arabian continental crust with the central Iranian crust during the laramyde orogenic phase (Late Cretaceous-Eocene). Shear zones played a very prominent role in the formation and rise of this mass (Fig. 3).

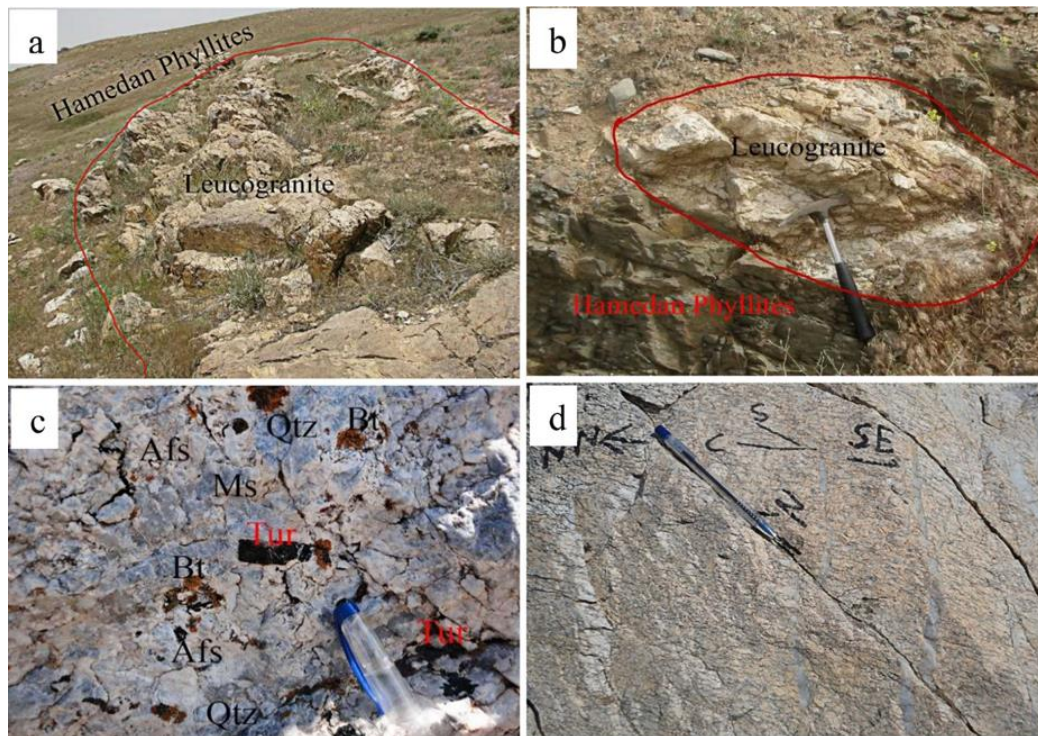


Fig. 2. (a) Infiltration of Shavali leucogranite next to Hamadan phyllites, (b) A view of the leucogranites outcrop, (c) Presence of quartz, alkali feldspar, biotite, muscovite and tourmaline, and (d) Presence of mylonite-granite.

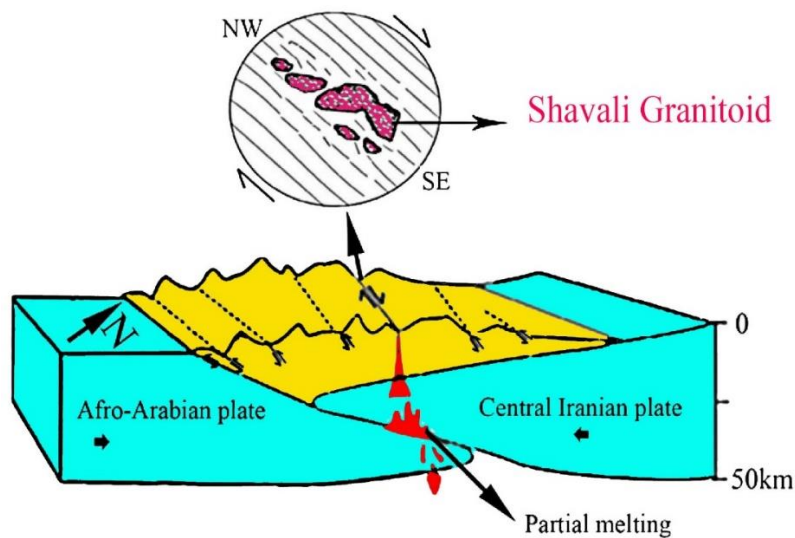


Fig. 3. The pattern of the tectonic-magmatic model for forming the Shavali granite mass.

4-Conclusion

Based on field, petrography, and geochemical studies, the rocks of the studied area range from leucogranite and granite to granodiorite. Regarding the degree of alumina saturation, the granite mass of the area is located in the high-alumina series. By observing the distribution pattern of incompatible elements, it can be concluded that the similar pattern of the samples indicates that they are the same magma, and the abundance of the three elements Rb, Th, and K and the depletion of Ti, Sr and the low anomaly of Nb and the enrichment of Ce indicate the crustal origin of the rocks. It has an area. The geochemical data and petrogenesis of the Shavali granite mass indicate that it is a high-alumina type and is an S-type granite,

similar to the impact environment granites such as the Himalayas, which were formed from the partial melting of metapelites and dehydration of muscovite in the absence of fluids.

5-References

- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Hassanzadeh, J., 2016. On the occurrence and implications of Jurassic primary continental boninite-like melts in the Zagros orogeny. *Lithos* 258-259, 37-57. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.017>
- Guo, L.E., Zeng, L.S., Asimow, P.D., 2017. Contrasting geochemical signatures of fluid-absent versus fluid-fluxed melting of muscovite in metasedimentary sources, The Himalayan leucogranites: *Geology* 45, 39–42. <https://doi.org/10.1130/G38336.1>
- Nabelek, P.I., Liu, M., 2004. Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens. *Transactions Royal Society Edinburgh Earth Sciences* 95, 73-85. <https://doi.org/10.1017/S026359330000936>
- Patiño-Douce, A.E., Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology* 39, 689-710. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.4.689>
- Poujol, P., Jaguin, J., Moyen, J.F., Boulvais, P., Paquette, J.L., 2021. Archean S-Type granites: petrology, geochemistry and geochronology of the Lekkersmaak and Willie plutons, Kaapvaal Craton, South Africa. *South African Journal of Geology* 124 (1), 87-110. <https://doi.org/10.25131/sajg.124.0004>
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Liu, X., Dong, Y., Mohajjel, M., Monfaredi, B., Friedl, G., 2015. Panafrican basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud–Azna region (NW Iran): Laser-ablation ICP–MS zircon ages and geochemistry. *Tectonophysics* 647, 146-171. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.020>

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Darvishi, E., Shahrokhi, V., 2025. Petrogenesis and Tectonomagmatic pattern of Shahvali Leucogranite (North of Azna-Sanandaj-Sirjan zone). *Adv. Appl. Geol.* 14(4), 989-1013.

DOI: 10.22055/aag.2024.46602.2450

URL: https://aag.scu.ac.ir/article_19606.html

©2025 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

پتروژنز و الگوی تکتونوماگمایی لوکوگرانیت شاولی (شمال ازنا-پهنه سنندج-سیرجان)

اسماعیل درویشی

گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد الیگودرز

سید وحید شاهروخی*

گروه زمین شناسی، واحد خرم آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم آباد، ایران

* vahid.shahrokh@gmail.com

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۱/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۷/۲۲

چکیده

توده گرانیتی شاولی، یکی از توده‌های نفوذی پهنه ساختاری سنندج-سیرجان است که در شمال ازنا واقع شده است. این توده دارای ترکیب عمده لوکوگرانیت و حجم کمی گرانیت و گرانودیوریت است. کانی‌های عمده آنها شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم دار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، موسکویت، تورمالین، گارنت و به ندرت سیلیمانیت می‌باشد. مقدار متوسط تا بالای پتاسیم، کالک‌آلکانل و سرشت پرآلومینه نوع S این سنگ‌ها با مقدار بالای کروندم نرماتیو (میانگین ۲/۱) و نسبت بالای $A/CNK > 1/1$ مشخص می‌باشد. مقدار پایین CaO، نسبت CaO/Na_2O (0.10-0.36)، آنومالی منفی Eu (میانگین: $Eu/Eu^* = 0.44$) نشان می‌دهد که مذاب تحت شرایط غیاب سیال و از منشاء متاپلیت به وجود آمده است. تهی‌شدگی از Ba، Sr، HFSE و غنی‌شدگی LILE از ویژگی‌های بارز سنگ‌های گرانیتی منطقه می‌باشد. داده‌های ژئوشیمیایی و پتروژنز توده گرانیتی شاولی بیانگر سرشت مشابه گرانیت‌های محیط برخوردی مانند هیمالیا می‌باشد که از ذوب بخشی متاپلیت‌ها و دئیدراسیون موسکویت در شرایط غیاب سیال به وجود آمده است. بنابراین توده مزبور، به احتمال زیاد در ارتباط با برخورد پوسته قاره‌ای آفرو-عربی با ایران مرکزی در طی فاز کوهزایی لارامید و در زمان کرتاسه پایانی-ائوسن تشکیل شده است که وجود پهنه‌های برشی منطقه در شکل‌گیری و صعود آن نقش بسیار مهمی داشته است. به این ترتیب، بررسی‌های ژئوشیمی این سنگ‌ها به طور کلی با ذوب بخشی سنگ‌های متاسدیمنت پوسته بالایی در حاشیه فعال قاره‌ای مرتبط با برخورد صفحه قاره‌ای آفرو-عربی و میکروپلیت ایران مرکزی، سازگار است.

واژه‌های کلیدی: پتروگرافی، ژئوشیمی، پتروژنز، لوکوگرانیت، شاولی.

۱- مقدمه

دارند که توسط محققان مختلف مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (Berberian et al., 1982; Mohajjel et al., 2003; Shahabpour, 2005; Masoudi et al., 2009; Esna-Ashari, 2012; Azizi and Asahara, 2013; Sepahi et al., 2014; Shahbazi et al., 2015). این محققین تشکیل گرانیتوئیدهای نوع I در پهنه سنندج-سیرجان را به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در زمان مزوزوئیک (ژوراسیک پایانی-کرتاسه زیرین) و شکل‌گیری گرانیت‌های نوع S را به برخورد دو صفحه آفرو-عربی با ایران مرکزی طی زمان سنوزوئیک (کرتاسه پایانی-میوسن) نسبت می‌دهند. هدف از ارائه این مقاله تعیین شرایط تشکیل، پتروژنز و محیط تکتونوماگمایی لوکوگرانیت‌های شاولی به کمک ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی است.

۲- زمین‌شناسی

۲-۱- زمین‌شناسی عمومی

در پهنه سنندج-سیرجان توده‌های نفوذی متعددی در نقاط

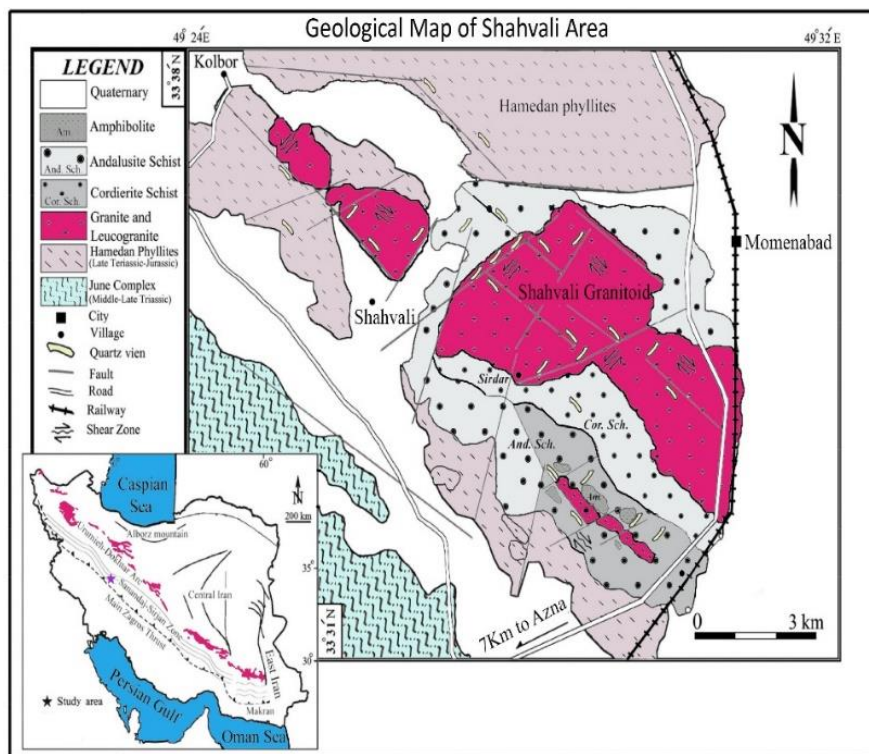
گرانیت‌ها بخش عمده‌ای از پوسته قاره‌ای بالایی را تشکیل می‌دهند و ژنز آنها با فرآیندهای زمین‌ساختی و دگرگونی ارتباط دارد. توده‌های گرانیتی در محل پوسته قاره‌ای ضخیم شده حاصل از فعالیت‌های کوهزایی، قوس قاره‌ای و برخورد قاره‌ای یافت می‌شود. لوکوگرانیت‌های پرآلومین شاخص پهنه‌های کوهزایی می‌باشند (Clemens and Wall, 1981; Guo et al., 2017). لوکوگرانیت‌های این گروه ویژگی‌های گرانیت‌های شدیداً پرآلومینه را نشان داده و با کانی‌های شاخصی همانند گارنت، تورمالین، موسکویت و نبود کردیریت شناسایی می‌شوند (Inger and Harris, 1993; Nabelek and Liu, 2004; Xie et al., 2019; Pujol et al., 2021). شیست‌ها و گنیس‌های آلومینیوم‌دار عموماً به عنوان خاستگاه ماگمای مولد این نوع گرانیت شناخته می‌شوند (White et al., 2007). توده‌های نفوذی متعددی در پهنه سنندج-سیرجان رخنمون

شهر ازنا- استان لرستان و در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان قرار دارد (شکل ۱) که به طور عمده شامل سنگ‌های دگرگون شده‌ی پالئوزوئیک-مزوزوئیک است (Sheikholeslami, 2015). براساس مطالعات پترولوژی و ژئوشیمی، گرانیب میلونیتی قلعه دز ازنا واقع در جنوب توده گرانیب‌شالی (Moradi et al., 2017). توده گرانیب‌شالی واقع در شرق توده شالی بر اساس سن‌سنجی U-Pb متعلق به ژوراسیک فوقانی (حدود ۱۶۵ میلیون سال) و از نوع I معرفی شده است (Esna-Ashari et al., 2016). در منطقه شمال ازنا توده‌ی لوکوگرانیب‌شالی تقریباً به موازات برگرگی سنگ میزبان (آندالوزیت-میکاشیست) نفوذ کرده که این ویژگی می‌تواند یکی از دلایل سین‌تکتونیک بودن توده‌ی گرانیب‌شالی باشد (شکل ۲). با توجه به اینکه این توده درون فیلیت‌های همدان-گلپایگان (ژوراسیک میانی) نفوذ کرده و نظر به اینکه فازهای مختلف تکتونیکی را تحمل نموده است میتوان سن تشکیل آنرا به اواخر دوره ژوراسیک و کرتاسه نسبت داد (Sahandi et al., 1985).

مختلف و در میان سنگ‌های دگرگون شده نفوذ کرده‌اند که غالباً گرانیب‌شالی هستند (Ghorbani, 2007). از توده‌های نفوذی موجود در این پهنه به باتولیت الوند، بروجرد، ازنا و الیگودرز و نفوذی‌های مناطق جنوبی سنندج-سیرجان می‌توان اشاره کرد که تشکیل آن‌ها به قبل از کرتاسه (Thiele et al., 1968). بعد از کرتاسه (Braud and Bellon, 1974) و یا کرتاسه بالایی-پالئوسن (Aghanabati, 2006; Mohajjel and Rasoli., 2014) نسبت داده شده است هرچند براساس سن‌سنجی بعدی، عمدتاً سن ژوراسیک میانی برای این توده‌ها ارائه شده است (Shakerardakani et al., 2015). همچنین توده نفوذی جوانی نیز برای اولین بار با سن ۵۲/۳ Ma در منطقه تواندشت واقع در شمال درود و در حاشیه توده نفوذی بروجرد شناسایی شد (Masoudi et al., 2002).

۲-۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

ناحیه‌ی مورد مطالعه در شمال ازنا در محدوده‌ی بین طول جغرافیایی ۴۹° ۲۴' تا ۴۹° ۳۲' شرقی و عرض جغرافیایی ۳۱' ۳۳° تا ۳۳° ۳۸' شمالی در جنوب محدوده نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شازند (Sahandi et al., 1985) و حدود ۷ کیلومتری شمال



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ناحیه شاولی و موقعیت آن در نقشه زمین‌شناسی ایران (Darvishi et al., 2015).
Fig. 1. Geological map of Shavali area and its position in geological map of Iran (Darvishi et al., 2015).

۳- روش پژوهش

۳. فقدان کانی‌های تیره که در شمار ویژگی‌های شاخص این لوکوگرانیت‌ها است باعث کاهش ضریب رنگی آنها شده است. در بسیاری از قسمت‌های حاشیه‌ای به‌ویژه در جنوب شرقی، گرانیت‌های شاولی دارای برگوارگی و خرد شدگی است که در نگاه اول شبیه به گنایس‌های چشمی می‌باشد، اما بررسی‌های دقیق صحرایی و مقاطع میکروسکوپی حاکی از میلونیتی شدن گرانیت‌هاست (میلونیت گرانیت). در این سنگ‌ها فابریک‌های S-C به خوبی قابل تشخیص است (شکل ۲d). بر اساس مطالعات میکروسکوپی، کانی‌های اصلی شامل کوارتز، آلکالی فلدسپار (ارتوکلاز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز (آلبیت و الیگوکلاز) و کانی‌های فرعی نیز شامل بیوتیت، مسکویت، تورمالین، گارنت، سیلیمانیت (نادر)، کلریت، آپاتیت، زیرکن، روتیل و کانی کدر قابل مشاهده می‌باشند.

کوارتزها اغلب بی‌شکل با خاموشی موجی و معمولاً بین کانی‌ها رشد کرده و به‌عنوان متشکله اصلی سنگ‌های گرانیتی با اندازه‌های متغیر، به صورت باندهای دگرشکلی و بین دانه حدود ۳۵ تا ۴۷ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. وجود خاموشی موجی در کوارتز می‌تواند بعثت تخریب شبکه بلورین (Barker, 1990) بوده و یا بیانگر مرحله اولیه تشکیل ریزدانه و ادامه دگرشکلی بعد از تشکیل و استرس وارده به سنگ‌ها باشد (Bozkort and Park, 1997) (شکل ۳a و ۳b). تاثیر استرس بر روی سنگ‌ها پدیده خردشدن کوارتزها را به همراه داشته است که به‌دنبال آن سیلیس آزاد شده و تشکیل کوارتزهای ثانویه ریزدانه و تا حدی خود شکل را موجب شده و بافت مورتار را به‌وجود آورده است. برخی از بلورهای کوارتز در اثر تنش وارده بصورت پورفیروکلاست‌های کوارتزی درآمده و تشکیل ساب‌گرین‌هایی با مرز مضرس را داده است (شکل ۳a). در بعضی از مقاطع دانه‌های کوارتز در کنار هم و با یک مرز شارپ قابل مشاهده است و بافت کانسترال را که ناشی از افزایش ناگهانی دمای توده و ذوب موضعی کوارتزها که دارای دمای ذوب پایین‌تری نسبت به سایر کانی‌هاست را ایجاد نموده است.

آلکالی فلدسپار با میانگین حدود ۲۵-۳۵ درصد مودال شامل ارتوکلاز، ارتوکلاز پرتیتی و میکروکلین می‌باشد که در بیشتر موارد به کانی‌های رسی تجزیه شده است. ارتوکلازها بصورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل فضای بین بلورها را پر می‌کند. تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین که در پاره‌ای از مقاطع قابل مشاهده است بیانگر استرس وارده و تشکیل میکروکلین

به منظور انجام مطالعات پتروگرافی و بر اساس بررسی‌های صحرایی، تعداد ۸۰ نمونه سنگی انتخاب و پس از تهیه مقاطع نازک توسط میکروسکوپ Nikon-E200 موجود در دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد مورد مطالعه قرار گرفت. پس از آن و جهت انجام آنالیز ژئوشیمی به روش XRF و ICP-MS به منظور ارائه تفسیر پترولوژیکی و ژئوشیمیایی مناسب و تعیین محیط تکتونیکی، تعداد ۱۲ نمونه از سنگ‌های منطقه با کمترین آثار هوازدگی، دگرسانی و دگرشکلی، در آزمایشگاه دپارتمان زمین‌شناسی دانشگاه متودیست جنوبی (دالاس- آمریکا) با استفاده از دستگاه اسپکترومتر فلورسانس اشعه ایکس (XRF) برای عناصر اصلی و دستگاه طیف سنج مدل SCIEX ELAN 250 در آزمایشگاه آنالیز کانی لایوس (Pty Lty) (غرب استرالیا) به روش تجزیه طیف سنجی جرمی گسیل پلاسمای جفتیده القایی (ICP-MS) برای تعیین مقادیر عناصر کمیاب و نادر حاکی (REE) مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (جدول ۱). تمامی نمونه‌ها توسط هاون آگات پودر شده و از هر نمونه به مقدار ۳/۵ گرم به منظور آنالیز انتخاب گردید. آماده‌سازی به‌روش ذوب لیتیم متابورات و انحلال در چهار اسید صورت گرفته است. حد تشخیص روش آنالیز شده برای اکسیدهای عناصر اصلی ۰/۰۱ درصد و برای عناصر کمیاب ppm ۰/۵ بوده است. با استفاده از داده‌های به دست آمده و نرم افزارهای رایانه‌ای، نمودارهای زمین‌شیمیایی مختلف رسم و تحلیل شد.

۴- پتروگرافی

بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، توده نفوذی شاولی به طور عمده شامل لوکوگرانیت، گرانیت و به مقدار ناچیز گرانودیوریت است که در قسمت جنوبی، لوکوگرانیت‌های گارنت و تورمالین‌دار به درون آندالوزیت-گارنت-بیوتیت شیست‌ها و فیلیت‌ها موسوم به فیلیت‌های همدان نفوذ نموده‌اند به طوری که در بیشتر مناطق شیست‌ها در اثر نفوذ لوکوگرانیت‌ها به هورنفلس تبدیل شده‌اند (شکل ۲a و ۲b). گرانیت‌ها اغلب متوسط تا درشت بلور به رنگ سفید متمایل به صورتی، خاکستری روشن و سفید رخنمون دارد که در برخی نمونه‌های دستی درشت بلورهای آلکالی فلدسپار، کوارتز، پولک‌های مسکویت و کانی‌های مافیکی همانند تورمالین و بیوتیت به خوبی قابل تشخیص می‌باشند (شکل ۲-۲)

گارت بدون ادخال و بی شکل در گرانیتهای پرآلومینه نشانگر تبلور گارت در شرایط حرارت و فشار بالا و اکتیویته کم آب می باشد (Clemens and Wall, 1981). وجود گارت و سیلیمانیت و فقدان کردیریت با فشار جایگزینی نسبتاً بالای سنگهای منطقه مورد مطالعه سازگار می باشد (Guillot and Le Fort et al, 1995).

بلورهای تورمالین در نمونه دستی با رنگ کاملاً سیاه و به صورت های لکه ای، لخته ای و یا اجتماعی از دانه های ریز و غالباً همراه با کوارتز، فلدسپار، موسکویت، و گاهی نیز گارت و بیوتیت دیده می شود. برخی از تورمالین ها حالتی جهت یافته از خود به نمایش می گذارد که به نظر می رسد در این نوع تورمالین ها بعد از تبلور و انجماد ماگما در اثر تحمل استرس حاصل از نیروهای تکتونیکی جهت دار فابریک های میلونیتی مانند بافت دومینو ایجاد شده است (شکل ۳f). همچنین، شکل دار بودن برخی از تورمالین ها بیانگر تشکیل آنها در مراحل اولیه و قبل از تبلور کوارتز است که می تواند حاکی از خاستگاه ماگمایی آنها باشد (Vernon and Paterson, 2008). همراهی تورمالین با فلدسپارها نشان از رابطه تنگاتنگ این کانی با فلدسپارها دارد. این کانی در نور طبیعی دارای پلئوکروئیسم سبز متمایل به سیاه (سبز لجنی) تا قهوه ای بوده و به صورت رگه ای و یا همراه با کانی های حاصل از دگرسانی دیده نمی شود. این کانی مقاوم در اثر دگرشکلی خرد شده است. کانی تورمالین در کنار مسکویت و کوارتز در گرانیتهای دیده می شود که در حال تبدیل به کانی سیرسیت می باشد (شکل ۳f).

موسکویت به دو صورت اولیه و ثانویه در سنگ های گرانیتهای قابل مشاهده است. موسکویت های اولیه اکثراً شکل دار (شکل ۴a) و انواع ثانویه اغلب بی شکل، متوسط تا ریزدانه و درون پلاژیوکلازها و فلدسپارها و یا در امتداد رخ های بیوتیت دیده شده و از بیوتیت یا فلدسپار به وجود آمده اند (شکل ۴b). موسکویت های اولیه به طور مستقیم از ماگمای گرانیتهای متبلور می شود و اغلب در اثر فازهای تکتونیکی بعدی دچار خمیدگی و ایجاد فابریک ماهی گون شده است، در حالی که انواع ثانویه در جریان فرآیندهای هیدروترمالی از تجزیه و تغییر شکل سایر کانی ها در شرایط ساب سولیدوس شکل می گیرد (Miller and Stoddard, 1981).

بلورهای نادر سیلیمانیت رشته ای، دسته علفی اغلب به صورت اگرگات جهت دار در لوکوگرانیتهای یافت می شود

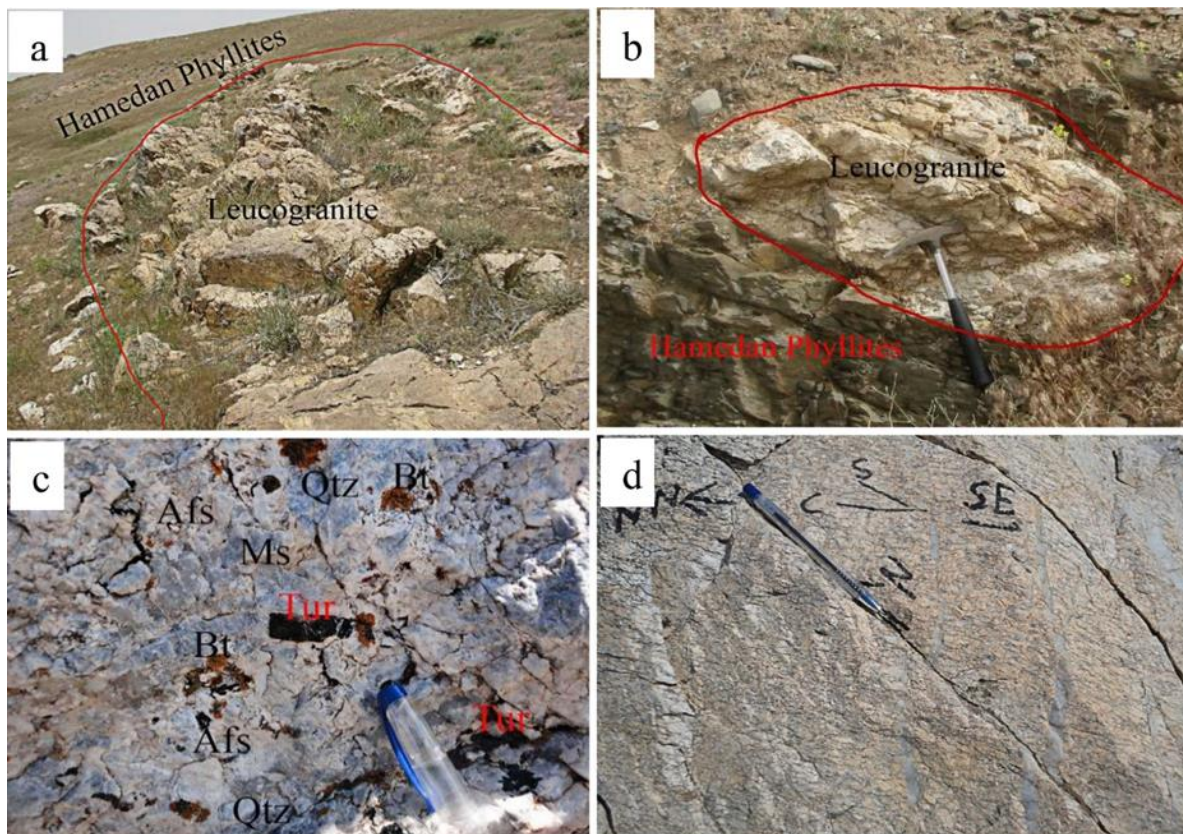
تکتونیکی و نیز دگرشکلی دینامیکی در شرایط جامد است (Vernon and Paterson, 2008). مگاکریست های میکروکلین از دیگر آلکالی فلدسپارهای موجود در سنگ های منطقه است که دارای ماکل تارتن می باشد که به صورت ماگمایی می باشد (شکل ۳b). بسیاری از تیغه های موجود در آلبیت به شکل پرتیت شعله ای رخ می دهد، وجود پرتیت در آلکالی فلدسپارها نشان دهنده تغییر شکل و بیانگر حضور فشار تکتونیکی و یا دگرسانی گرمایی است که باعث تشکیل الگوی تارتن گردیده که به آنها میکروکلین گفته می شود (Bell and Johnson, 1989). بلورهای آلکالی فلدسپار با اندازه متجاوز از یک سانتی متر در نمونه دستی بافتی شبه پورفیری به سنگ های گرانیتهای بخشیده است. در زیر میکروسکوپ، بلورهای این کانی بصورت پورفیروکلاست با اندازه های متغیر که همگی بصورت پرتیت می باشد، قابل رویت است. پرتیت ها از نوع لخته ای، میله ای و شعله ای می باشد. پرتیت لخته ای از شواهد دگرشکلی ماگمایی است (Vernon and Paterson, 2008).

پلاژیوکلازها با میانگین حدود ۱۵-۲۵ درصد حجمی شکل دار تا نیمه شکل دار بوده و اکثراً سیرسیتی و کائولینیتی شده است. دگرسانی پلاژیوکلازها و جانشینی آنها توسط سایر کانی ها به دما، فشار، اسیدیته، سرعت انحلال، زمان، ترکیب محلول، ترکیب کانی های تشکیل شده، سطوح کانی و روابط تعادلی بستگی دارد (Drake et al., 2009). ماکل های پلاژیوکلازها اکثراً از نوع آلبیتی و پلی سینتتیک است و وجود پلاژیوکلازهای درشت در این سنگ ها بافت شبه پورفیری به وجود آورده است (شکل ۳a). جدایش فلدسپارهای آلکالن بصورت دو کانی مستقل آلبیت و ارتوکلاز حاکی از ساب سولوووس بودن ماگمای گرانیتهای است (Shelley, 1993). گارت از جمله کانی های فرعی موجود در لوکوگرانیتهای منطقه می باشد که در نمونه دستی به رنگ قهوه ای روشن مایل به کرم (حنایی) و به صورت متوسط تا درشت دانه دیده می شود (شکل ۳c و ۳d). در زیر میکروسکوپ و در نور عادی به صورت قهوه ای کم رنگ با برجستگی بالا، بی شکل تا شکل دار (به صورت چند ضلعی با مرزهای واضح و صاف) و نیز به شکل اتول (دارای فرورفتگی های خلیج مانند)، خرد شده با اندازه های کوچک و بزرگ (حدود ۲ میلی متر تا یک سانتی متر) بدون واکنش با کانی های مجاور دیده می شود که گاه به کلریت و بیوتیت تبدیل شده است (شکل ۳e). بر اساس بررسی های پتروگرافی، وجود

فرآیندهای حمل و آناکسی باقی بماند. بنابراین زیرکن‌های نسبتاً گرد شده خاستگاه رسوبی داشته و می‌تواند در اثر سیکل فرسایش تشکیل شده باشد (Belousova et al., 2010). هرچند زیرکن‌های خودشکل ممکن است طی تبلور ماگمایی به‌وجود آمده باشند (Pupin, 1980) (شکل e۴)، در حالی که زیرکن‌های بی‌شکل در اثر ذوب بخشی بلورهای رستیتی شکل گرفته است (شکل f۴). زیرکن را می‌توان به دو صورت مختلف در سنگ‌های مورد بحث مشاهده نمود: نوع اول که اکثراً دارای هاله پلئوکروئیک بوده و قدیمی‌تر است و نوع دوم که فاقد هاله پلئوکروئیک است و احتمالاً در طی تبلور ماگما به‌وجود آمده است.

(شکل c۴ و d۴). این کانی در اثر تخریب موسکوئیت در حضور کوارتز (Eveus and Gutdotti, 1966)، در اثر تخریب گارنت (Gerya and Perchuk, 1994) و یا در اثر تخریب موسکوئیت و کوارتز در حضور پلاژیوکلاز (Neogi et al, 2014) متبلور می‌شود. حضور سیلیمانیت در کنار آلکالی فلدسپار و کوارتز (شکل c۴) بیانگر تشکیل سیلیمانیت از طریق واکنش تخریب موسکوئیت در حضور کوارتز در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

زیرکن به حالت خودشکل و بی‌شکل با برجستگی بالا و هاله پلئوکروئیک اغلب به‌صورت ادخال‌های تقریباً مدور در بیوتیت دیده می‌شود. این کانی مقاوم و دیرگداز می‌تواند طی



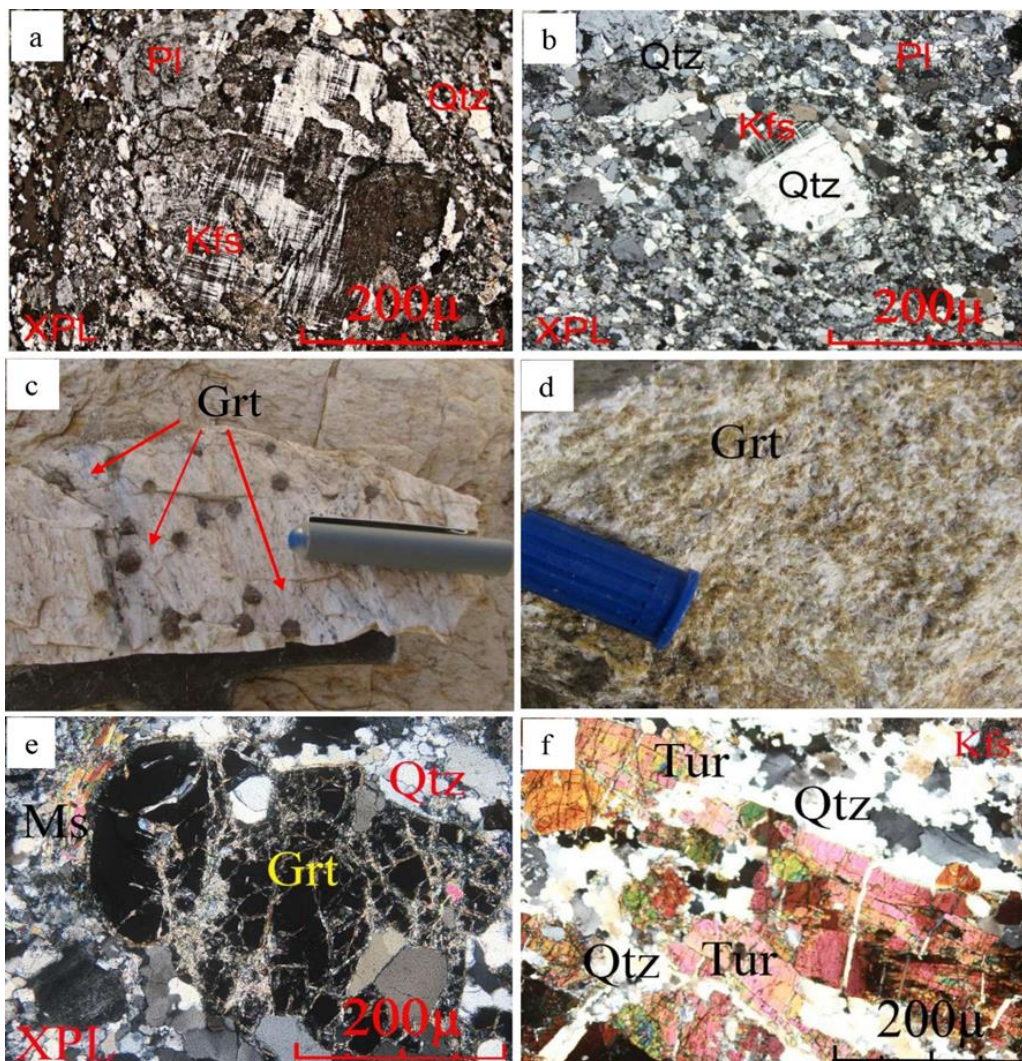
شکل ۲- (a) نفوذ لوکوگرانیت شاولی در کنار فیلیت‌های همدان، (b) نمایی از رخنمون لوکوگرانیت‌ها و نفوذ آنها به درون شیست و فیلیت‌های منطقه شاولی (فیلیت‌های همدان)، (c) حضور کوارتز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت، موسکوئیت و تورمالین در لوکوگرانیت شاولی، و (d) حضور میلونیت گرانیت با فابریک‌های S-C. علائم اختصاری (Siivola and Schmid, 2017).

Fig. 2. (a) Infiltration of Shavali leucogranite next to Hamadan phyllites, (b) A view of the leucogranites outcrop and their intrusion into the schist and phyllites of Shavali region (Hamadan phyllites), (c) Presence of quartz, alkali feldspar, biotite, muscovite and tourmaline in Shavali leucogranite, and (d) Presence of mylonite-granite with S-C fabrics. (Abbreviations based on Siivola and Schmidt, 2017).

جدول ۱- نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی (کمیاب) و نادر خاکی (REE) لوکوگرانیت شاولی به روش XRF و ICP-MS

Table 1. Analysis results of main oxides, minor (rare), and rare earth elements (REE) of Shavali leucogranite by XRF and ICP-MS methods

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11	S12
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	71.05	71.36	70.75	69.85	72.92	73.42	77.50	73.41	74.50	71.78	72.81	70.40
TiO ₂	0.02	0.02	0.2	0.02	0.1	0.07	0.06	0.08	0.04	0.08	0.14	0.04
Al ₂ O ₃	16.03	17.52	15.46	18.50	15.08	15.17	14.64	15.05	14.05	17.12	15.12	18.40
CaO	1.05	0.90	1.40	0.75	0.51	0.40	0.30	0.38	0.40	0.35	0.60	0.83
K ₂ O	5.98	2.90	4.60	4.38	5.30	5.80	3.83	4.54	5.12	3.10	5.02	3.60
Na ₂ O	2.96	5.00	3.90	4.20	4.10	3.10	2.74	4.30	3.95	3.90	3.50	3.90
MgO	0.14	0.26	0.60	0.25	0.25	0.18	0.45	0.30	0.20	1.90	0.45	0.40
Fe ₂ O ₃	0.62	0.7	1.8	0.7	1.01	0.6	1.1	1.02	1	1.01	1.3	1.2
MnO	0.08	0.02	0.02	0.05	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02
P ₂ O ₅	0.06	0.99	0.2	0.76	0.13	0.1	0.07	0.06	0.04	0.05	0.11	0.8
L.O.I.	0.96	1	0.98	1.05	0.8	0.8	0.5	0.75	0.63	0.92	0.93	0.86
Total	99.06	100.7	100.01	100.52	100.22	99.76	100.98	99.87	99.96	99.3	100	100.46
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Ba	245	279	241	219	298	226	252	328	190	356	188	427
Sr	58	90	47	32	63	35	45	58	35	122	47	187
Rb	111	188	105	341	159	216	321	213	108	118	148	198
Co	2.8	2.1	3.9	3.1	2.7	2.3	3.2	2.1	2.1	3.1	2.4	2.9
Cr	41	47	40	39	36	29	37	26	18	28	15	20
Cs	41	24	39	25	27	26	23	26	18	35	45	12
Zr	57	86	98	76	64	71	75	81	28	105	35	40
Y	18	15	26	21	18	14	16	27	19	29	18	25
Th	11	24	12	16	25	18	12	16	14	24	15	23
Ta	1.92	2.5	3.1	5.6	1.99	2.55	4.04	6.3	1.33	3	5.36	0.91
Nb	18	19	28	28	26	26	19	24	10	22	21	15
Cu	9	14	8	7	10	12	8	15	15	9	14.9	9.2
Ni	4	5	7	4	7	4	5	4	4	5	4	4
Pb	27	19	26	23.9	19.7	21	32	29	40	18.5	24	20.5
Mo	2	2.5	2	1.8	9	6	1	8.6	0.2	0.4	0.1	0.2
Zn	35	29	24	23	28	22	44	51	48	73	45	61
Sn	6	4	25	5	4	42	2	3	4.6	1.8	31	2
V	11	5	9	10	6	8	3	6	6	8	3	4
Li	7.8	5.6	9	8.1	5	7	6	6	4	11	3	4
As	1.4	6	10	1.7	2	0.8	1	3	1.8	1	0.6	1.6
Bi	0.1	0.4	0.5	0.4	1	0.8	1	0.1	0.1	0.3	0.8	0.2
Be	4.2	2.4	3.5	4.8	3.6	2.4	3.2	5.9	4	4	2.5	4.2
Cd	0.04	0.04	0.08	0.05	0.05	0.07	0.05	0.03	0.04	0.02	0.07	0.05
Tl	0.4	0.2	0.5	0.6	0.5	0.4	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.6
S	56	61	59	64	85	66	58	54	81	73	55	83
U	1.6	6.2	4.5	8	6	7.4	7	14.2	2.1	8.2	2	3.4
Hf	0.57	0.86	0.88	0.55	0.77	0.97	0.82	0.94	0.44	0.55	0.35	0.87
Sc	6	4	5	3	3	4	3	4	3	4	7	2
Rb/Sr	1.9	2.1	2.2	10.7	2.6	6.2	7.1	3.7	3.3	0.97	3.2	1.1
Rb/Ba	0.3	0.6	0.25	1	0.35	0.64	0.91	0.5	0.35	0.33	0.45	0.38
Rb/Zr	1.95	2.2	0.97	4.5	2.5	3.1	4.3	2.63	3.9	0.99	4.3	4.95
La	12	18	30	12.9	15	22	33	23.3	12.4	41.5	11	23
Ce	20.5	34.6	56.4	21.8	27.3	41.2	62	41.1	22.6	75.6	20	45
Pr	5.4	7.2	4.7	5.3	9.2	8	4.9	4.7	4	7.75	3.2	4.3
Nd	16.3	14.5	22.4	17	16.9	19.4	16.6	16.4	14.2	25	13.2	12.2
Sm	4.9	4.6	3.3	3.42	4.32	4.55	3.1	4.64	3.4	4.2	3.1	2.92
Eu	0.29	0.26	0.56	0.44	0.75	0.66	0.47	0.21	0.17	0.9	0.18	0.76
Gd	3.98	4.4	3.2	5.07	4.2	2.68	3.9	4.2	1.67	5.56	1.9	2.99
Tb	0.69	0.46	0.29	0.36	0.55	0.68	0.59	0.86	0.38	0.79	0.34	0.8
Dy	3.21	2.9	4.6	3.55	2.86	4.4	3.24	5.8	2.1	4.9	1.9	5.28
Ho	0.64	0.49	0.61	0.56	0.76	0.54	0.68	1.2	0.47	0.98	0.44	1.3
Er	1.66	0.89	1.62	1.2	0.92	2.4	1.99	2.9	2.43	3.1	2.2	3.9
Tm	0.5	0.26	0.35	0.28	0.44	0.32	0.34	0.6	0.39	0.55	0.27	0.9
Yb	2.42	2.4	1.98	2.56	2.8	1.87	1.9	5.2	1.8	3.2	1.5	5.1
Lu	0.93	0.46	0.19	0.55	0.58	0.29	0.33	0.86	0.27	0.56	0.24	1.2
Eu/Eu*	0.23	0.20	0.64	0.41	0.34	0.36	0.54	0.16	0.22	0.71	0.23	0.79



شکل ۳- (a) تشکیل ساب‌گرین‌هایی با مرز مضرس در پورفیروکلاست‌های کوارتزی و ماکل تارتن در مگاگرست‌های میکروکلین، (b) تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین حاصل استرس وارده به سنگ‌ها در لوکوگرانیت‌ها، (c) رشد بلورهای گارنت بصورت پراکنده در لوکوگرانیت‌ها، (d) رشد بلورهای گارنت به صورت تجمعی درون لوکوگرانیت‌ها، (e) بلورهای درشت گارنت همراه تشکیل بافت اتول در لوکوگرانیت‌ها، و (f) فابریک دومینو در تورمالین لوکوگرانیت‌های میلونیتی شده ناحیه شاولی. (علائم اختصاری بر اساس Siivola and Schmidt, 2017).

Fig. 3. (a) The formation of subgrains with fine boundaries in quartz porphyroclasts and Macel-Tartan in microcline megacrysts, (b) The transformation of orthoclase into microcline as a result of the stress applied to the rocks in leucogranites, (c) The growth of garnet crystals scattered in leucogranites, (d) the growth of garnet crystals in aggregate within leucogranites, (e) Coarse garnet crystals with the formation of atoll texture in leucogranites, and f) Domino fabric in mylonitic leucogranites tourmaline of Shavali area. (Abbreviations based on Siivola and Schmidt, 2017).

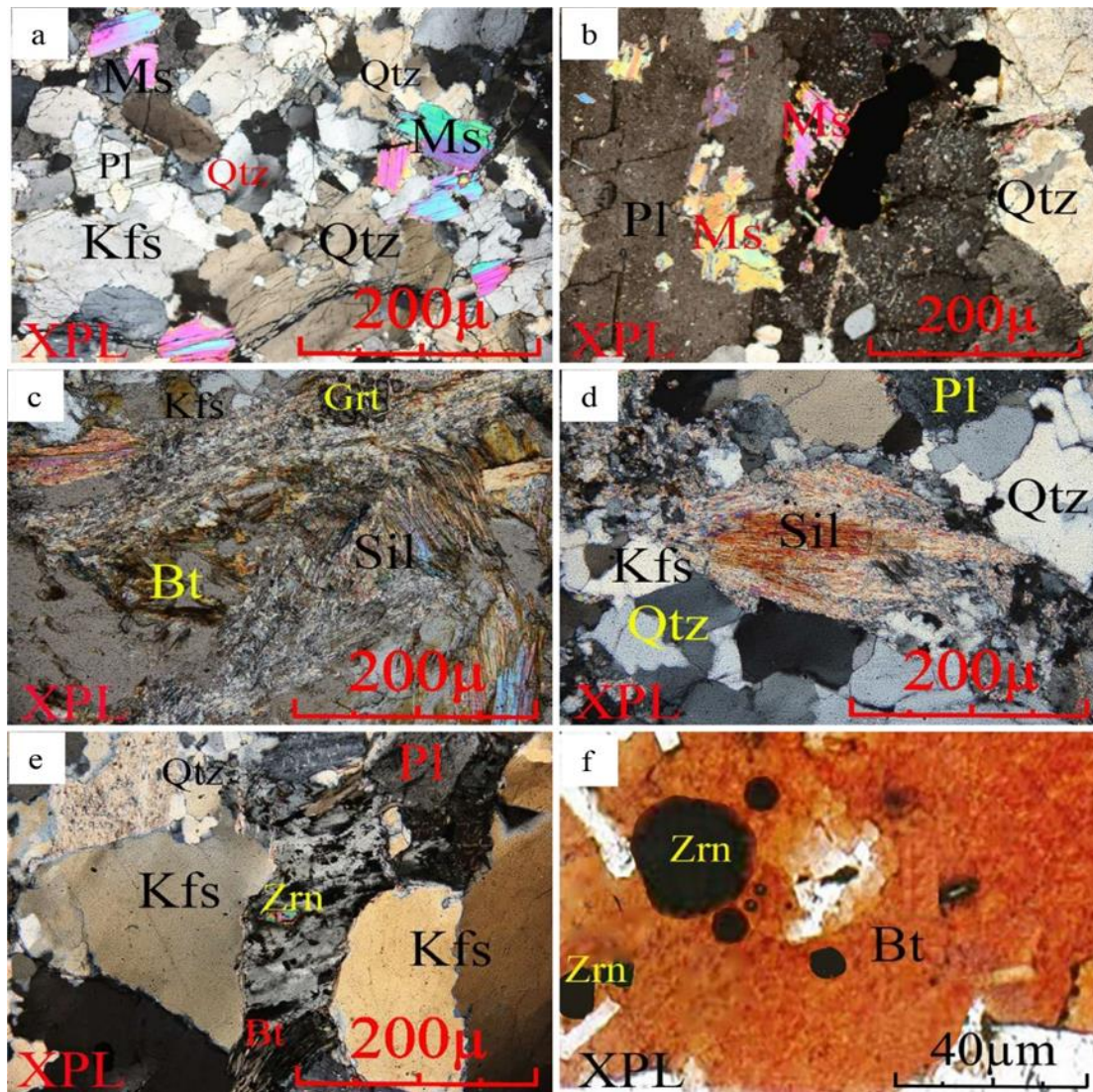
گردد. اگر میزان B بیش از ۳۸/۸ باشد، گرانیت‌ها به گرانیت دومیکایی، بیوتیت گرانیت، آمفیبول گرانیت و تونالیت تقسیم شده و اگر این نسبت کمتر از ۳۸/۸ و یا مجموعه کانی‌های مافیک گرانیت‌ها، کمتر از ۰/۷ باشد، در این صورت گرانیت در محدوده لوکوگرانیت‌ها قرار می‌گیرد. در این شرایط موسکویت، تورمالین، کوردیریت و آلومینوسیلیکات‌ها و حتی گارنت به عنوان کانی‌های شاخص در سنگ قابل مشاهده خواهد بود. در این نمودار سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده

۵- ژئوشیمی

۵-۱- تعیین نوع گرانیت‌ها

بر اساس نمودار رده‌بندی چند کاتیونی A-B که بر اساس دو پارامتر $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ و $B = Fe + Mg + Ti$ ترسیم شده است، می‌توان موقعیت لوکوگرانیت‌ها (موسکویت گرانیت)، گرانیت‌های دو میکایی و بیوتیت گرانیت مشخص نمود (Debone and Le Fort, 1983). جهت محاسبه پارامترهای A-B بایستی نسبت‌های کاتیونی این عناصر در سنگ محاسبه

لوکوگرانیت (گرانیت‌های موسکویت‌دار) قرار می‌گیرد (شکل a) که با شواهد صحرایی و پتروگرافی تطابق کامل دارد.



شکل ۴- (a) بلورهای موسکویت شکل‌دار اولیه (ماگمایی)، (b) بلورهای موسکویت ثانویه در لوکوگرانیت‌ها، (c) بلورهای سیلیمانیت رشته‌ای در لوکوگرانیت‌های منطقه، (d) بلورهای سیلیمانیت دسته علفی در لوکوگرانیت‌های منطقه، (e) بلور زیرکن ماگمایی در بیوتیت‌ها، و (f) بلور زیرکن به ارث رسیده با هاله پلئوکروئیک در بیوتیت‌ها. علائم اختصاری (Siivola and Schmid, 2017).

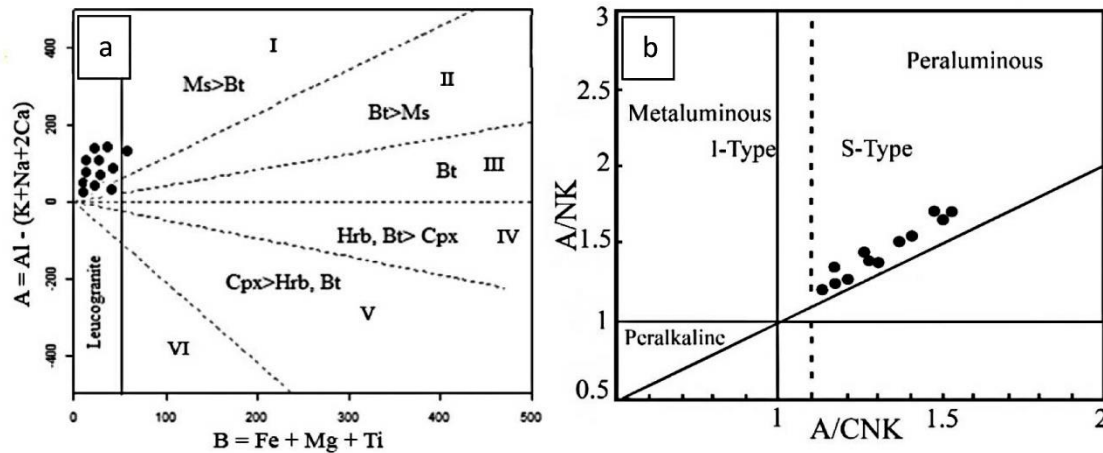
Fig. 4. (a) Primary shaped muscovite crystals (magmatic), (b) Secondary muscovite crystals in leucogranites, (c) filamentous sillimanite crystals in the leucogranites of the region, (d) Sillimanite crystals of the grass group in the leucogranites of the region, (e) magmatic zircon crystal in biotites, and (f) Inherited zircon crystal with a pleochroic halo in biotites. Abbreviations (Siivola and Schmid, 2017).

گرانیت‌ها را به چهار گروه پرآلومین، متا آلومین و پرآلکانل (Shand, 1947) و ساب آلومین (Hyndman, 1985) تقسیم نمود (Shand, 1974; Hyndman, 1985; Maniar and Piccoli, 1989; Pitcher, 1993). براساس این نمودار

درجه اشباع مذاب از آلومینیوم در تعیین خاستگاه ماگمای گرانیتی به عنوان یک فاکتور مهم پذیرفته شده و از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. به کمک نمودار A/NK در مقابل A/CNK و با تعیین ضریب یا درجه اشباع آلومین می‌توان

بر پرآلومین بودن سنگ‌های منطقه است.

نمونه‌های توده گرانیتی شاولی در سری پرآلومین قرار می‌گیرد (شکل ۵-ب). از طرف دیگر وجود کرندوم نورماتیو نیز تأکیدی



شکل ۵- (a) موقعیت سنگ‌های گرانیتی منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تعیین درصد اشباع از آلومینیوم (Deben and Lefour, 1983) (I گرانیت‌های موسکوئیت‌دار (لوکوگرانیت‌ها)، II گرانیت‌های دو میکایی، III گرانیت‌های بیوتیت‌دار، IV گرانیت‌ها آمفیبول‌دار، V و VI تونالیت و گابرو) و (b) موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار تعیین درجه اشباع از آلومین (Maniar and Piccoli, 1989).

Fig. 5. (a) The location of the granite rocks of the studied area in Aluminum saturation index diagrams (Deben and Lefour, 1983) diagram (I muscovite granites (leucogranites), II mica granites, III biotite granites, IV amphibole granites, V and VI tonalite and gabbro), and (b) The position of the samples of the studied area in the diagram of determining the degree of saturation with aluminum (Maniar and Piccoli, 1989).

آنومالی منفی Nb و Ti (شکل ۶-ا) با حضور و باقیماندن پلاژیوکلاز، فلدسپارپتاسیم و بیوتیت در ناحیه منشاء نیز سازگار است (Wilson, 1989; Guo et al., 2006). آنومالی عناصری چون Ta, Ti, P و Sr را می‌توان مرتبط با تبلور بیوتیت، ایلمنیت، آپاتیت و پلاژیوکلازها و فرآیند ذوب بخشی در محیط‌های فرورانشی دانست (Wilson, 1989).

با مشاهده الگوی پراکندگی عناصر ناسازگار ناحیه شاولی می‌توان گفت سنگ‌های گرانیتی منطقه شاولی دارای مقدار نسبتاً کم Nb می‌باشد (شکل ۶-ب) که از ویژگی سنگ‌های باخاستگاه پوسته‌ای است (Wilson, 1989). افزون بر این، تهی‌شدگی نسبی Nb و آنومالی منفی Ti ویژگی بارز سنگ‌های پوسته قاره‌ای است (Swain et Rudnick and Guo, 2003; al, 2008). عناصر LILE (Cs, Rb, K, Th) و LREE (La, Ce, Nd) نسبت به عناصر HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل ۶-ا) و می‌تواند نشانگر محیط‌های مرتبط با فرورانش باشد (Sajona et al, Rogers and Hawkesworth, 1989). بهنجارسازی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه به ترکیب میانگین پوسته بالایی (شکل ۶-ب)، و مقایسه آنها با یکدیگر، حاکی از آنست که ترکیب نمونه‌های لوکوگرانیتی منطقه شاولی

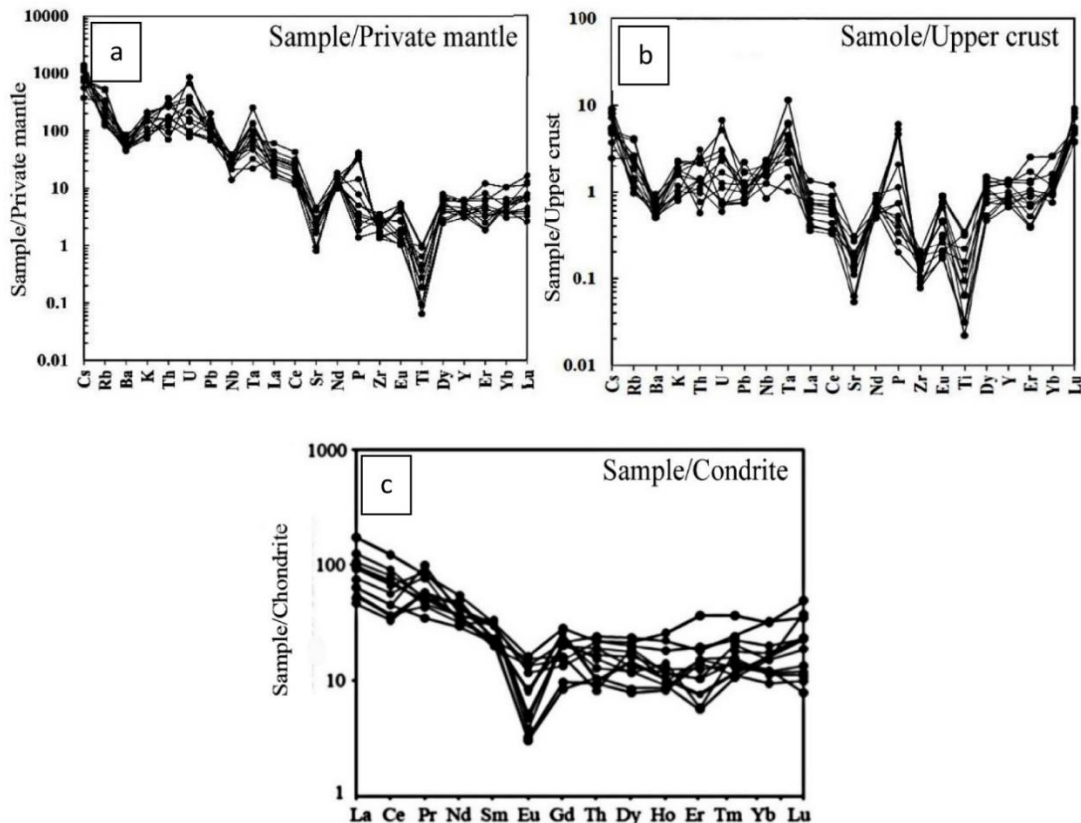
۵-۲- ژئوشیمی عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی (REE)

به منظور بدست آوردن الگوی مناسب فراوانی عناصر سنگ‌های نفوذی شاولی و تعیین رفتار ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادرخاکی، مقادیر آنها نسبت به گوشته اولیه و میانگین پوسته بالایی بهنجار شده است. فراوانی و غنی‌شدگی پتاسیم می‌تواند بیانگر دخالت پوسته قاره‌ای در تکوین ماگمای مولد سنگ‌های لوکوگرانیتی منطقه بوده و نشان‌دهنده ورود این عنصر در مراحل اولیه ذوب بخشی در کانی‌هایی همانند آلکالی فلدسپارمی باشد (Chappell and White, 1992). در ناحیه شاولی، از آنجا که Ce و La که نسبت به بقیه عناصر گروه REE دارای عدد اتمی کوچکتر و شعاع یونی بزرگتر می‌باشند غنی‌شدگی نشان می‌دهند در صورتیکه Y با شعاع یونی کوچکتر فراوانی کمتری دارد. در الگوی بهنجار سازی داده‌ها نسبت به گوشته اولیه، آنومالی منفی Nb, Sr و Ti و آنومالی مثبت و بالای U, Th, Rb و K (شکل ۶-ا) بیانگر ذوب بخشی سنگ‌های پوسته بوده و همچنین آنومالی منفی Sr و Ba نشانگر جدایش پلاژیوکلاز و یا باقی‌ماندن پلاژیوکلاز در خاستگاه در جریان فرآیند ذوب بخشی بوده و پایین بودن این عناصر همراه با

(c). فراوانی LREE در نمونه‌های مورد سخن نسبت به محتوای این عناصر در کندریت‌ها ۱۲۰-۳۵ برابر و میزان HREE به دلیل حضورشان در گارنت حدود ۴۰-۶ برابر در نمونه‌های گارنت‌دار (Az-24, Sh-4, M-4, S-20) افزایش نشان می‌دهد. این غنی‌شدگی معمولاً به عواملی، همچون نرخ پایین ذوب بخشی و عدم شرکت گارنت در فاز مذاب نسبت داده می‌شود. غنی‌شدگی از LREE و بالا بودن نسبت LREE/HREE دلالت بر خاستگاه متاپلیتی سنگ‌ها دارد که این نتایج با داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد تحقیق منطبق است (Harris and Inger, 1992). نمونه‌های لوکوگرانیتی منطقه شاولی دارای LaN حدود ۷۰ و YbN نزدیک به ۹/۸ و آنومالی منفی Eu حدود 0.17-0.78 (Eu/Eu* =) است. بر اساس مطالعات انجام شده مقدار LaN < 100، YbN < 10 و آنومالی شدیداً منفی Eu/Eu* < 0.5 از جمله ویژگی‌های بارز لوکوگرانیت‌های پرآلومینه نوع S می‌باشد (Williamson et al., 1996).

به میانگین پوسته بالایی (Rudnick and Guo, 2003) نزدیک می‌باشد. آنومالی‌های عناصر Rb, Cs و Ba می‌تواند نتیجه فرآیندهای ذوب بخشی و یا به ارث رسیده از سنگ منشا باشد (Thompson et al., 1984). از طرف دیگر، الگوی مشابه نمونه‌های لوکوگرانیت ناحیه شاولی، بیانگر همزاد بودن ماگمای مولد آنها و تهی‌شدگی عنصر Sr به دلیل جانشینی آن به جای Ca و K در فلدسپارها و باقی ماندن پلاژیوکلازها در منشاء می‌باشد. همچنین فراوانی سه عنصر Rb, Th و K و تهی‌شدگی از Sr و Ti از ویژگی ماگما‌های با خاستگاه پوسته‌ای بوده و دلالت بر دخالت پوسته قاره‌ای در تکوین ماگمای مولد سنگ‌های منطقه دارد (Chappell and White, 1992) (شکل ۶b).

الگوی بهنجارسازی شده عناصر نادر حاکی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نسبت به فراوانی در کندریت، حاکی از غنی‌شدگی عناصر نادر حاکی سبک نسبت به انواع سنگین است (شکل ۶-).



شکل ۶- (a) نمودار عنکبوتی سنگ‌های لوکوگرانیتی شاولی بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، (b) نمودار عنکبوتی سنگ‌های لوکوگرانیتی شاولی بهنجار شده نسبت به ترکیب پوسته بالایی (Sun and McDonough, 1989)، و (c) نمودار بهنجار شده عناصر REE سنگ‌های لوکوگرانیتی شاولی به کندریت (Sun and McDonough, 1989).

Fig.6. (a) Spider diagram of Shavali leucogranitic rocks normalized to the composition of the primary mantle (Sun and McDonough, 1989), (b) Spider diagram of Shavali leucogranitic rocks normalized to the composition of the upper crust (Sun and McDonough, 1989), and (c) Normalized diagram of REE elements of Shavali leucogranitic rocks to chondrite (Sun and McDonough, 1989).

در گرانیتهای پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار در مجموع حدود ۹۰ درصد وزنی آنومالی های Eu را کنترل می نماید زیرا Eu در حالت دو ظرفیتی در این دو کانی سازگار است. در گرانیتهای پرآلومینه و پرآلکان تفریق عناصر U، Y، LREE، HREE و Th در کانیهای اصلی، کمتر از ۵ تا ۱۰ درصد وزنی و در گرانیتهای متآلومین غنی از آمفیبول به ۲۰ تا ۳۰ درصد وزنی افزایش می یابد (Bea, 1996). به منظور بررسی الگوهای REE معمولاً از نمودارهای نرمالیزه شده استفاده می شود.

مقدار میانگین توریم در گرانیتهای شاولی حدود ۱۷/۵ ppm است که بسیار مشابه مقدار این عنصر در لوکوگرانیتهای هیمالیا (حدود ۱۶ ppm) (Harris et al., 1995). مقدار نسبتاً متوسط تا بالای سدیم، الگوی REE، آنومالی منفی Eu، و مقدار پایین استرانسیم نشانگر حذف اولیه پلاژیوکلاز می باشد (Thompson and Tracy, 1979).

۵-۳- خاستگاه ماگمای سازنده

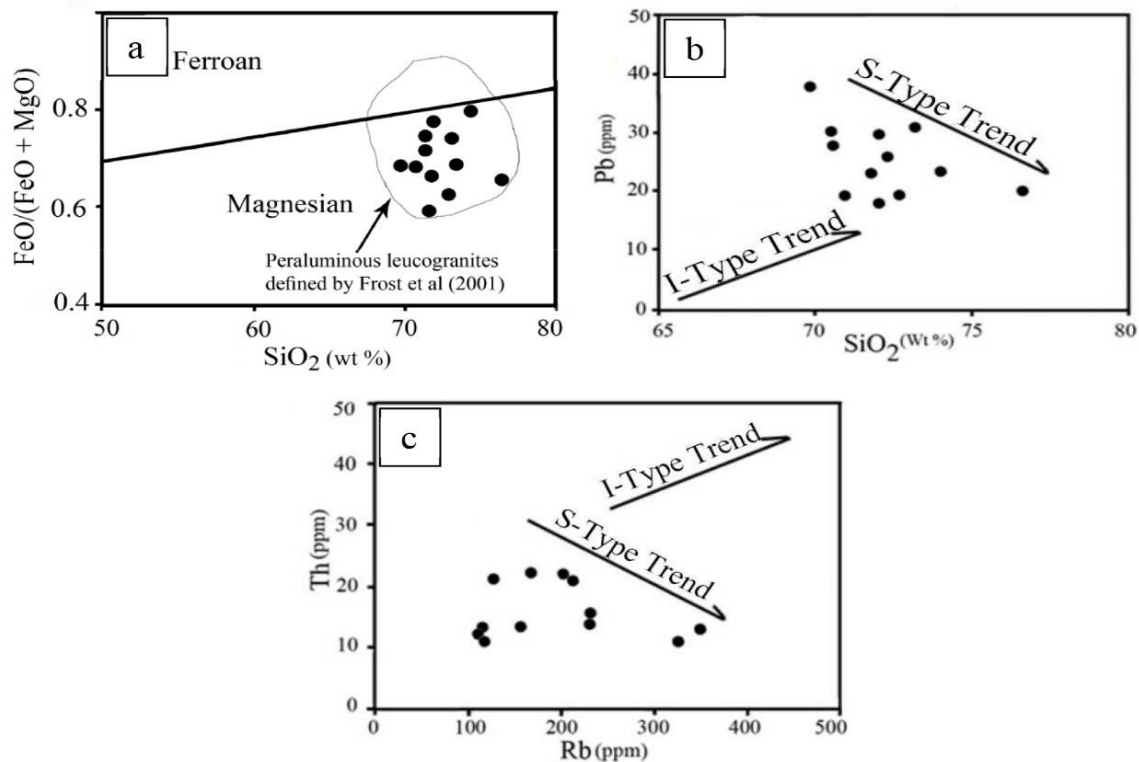
تغییرات ترکیب ماگماهای حاصل از ذوب پوسته به ترکیب خاستگاههای متفاوت پوسته ای بستگی تام دارد، اما شرایط متغیر ذوب نظیر مقدار آب، فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن در این تغییرات نقش مهمی را ایفا می کند (Thompson et al., 1984; Patiño-Douce and Harris, 1998). سنگهای کالک آلکان تیپ S حاصل محیط همگرا بوده و بر اساس آن تشکیل ماگمای گرانیتهی به فرآیند ذوب بخشی سنگهای پوسته ای نسبت داده می شود که در رژیم های تکتونیکی قوس آتشفشانی و همزمان با برخورد قاره ای ایجاد شوند. به عنوان مثال مذاب های حاصل از ذوب سنگ های متاپلیتهی نسبت به مذاب های مشتق شده از ذوب متابازالت ها و آندزیت ها دارای مقدار بیشتری $Al_2O_3/(MgO + FeO_{tot})$ است. بنابراین دما، فشار، مقدار آب در منشأ، شرایط ذوب و فوگاسیته اکسیژن افزون بر کنترل درجه ذوب بخشی، موجب تعیین قلمرو پایداری فازهای باقیمانده مانند پلاژیوکلاز، بیوتیت، ارتوپیروکسن و گارنت نیز می شود.

در نمودار دوتایی $FeO/FeO+MgO$ در مقابل SiO_2 (Frost and Frost, 2008) جهت تفکیک سری آهن از منیزیم، سنگ های لوکوگرانیتهی منطقه شاولی در محدوده منیزیم و

لوکوگرانیتهای پرآلومینه واقع می شود (شکل a۷). توده گرانیتهی شاولی بر اساس شواهد صحرایی، ژئوشیمی و پتروگرافی همانند گارنت و مقادیر کم سیلیمانیت و مسکویت) در شمار لوکوگرانیتهای نوع S قرار می گیرد. در نمودارهای Pb در مقابل SiO_2 و Th در مقابل Rb (Chappell and White, 1992)، نمونه های گرانیتهی منطقه شاولی دارای روند S می باشد (شکل b۷ و c۷).

گرانیتهای پرآلومینه نوع S از ذوب بخشی سنگ های پلیتهی در جریان فرآیند ذوب متناقض بیوتیت و موسکویت معروف به مذاب دهیدراسیون یا شکستن هیدراته به وجود می آیند (Taylor and Stevens, 2010). مقدار بالای پتاسیم در لوکوگرانیتهای شاولی می تواند نتیجه تشکیل ماگما در شرایط غیاب سیال و عدم وجود آلکالی فلدسپار در خاستگاه آنها باشد. بدیهی است مذاب های حاصل از ذوب بخشی آمفیبولیت نسبت به مذاب های حاصل از آزدائی میکا شدیداً از پتاسیم فقیر و ترکیب آنها عموماً ترونجمیتی است (Rapp et al., 1999). گرانیتهای منطقه مورد تحقیق در نمودار Rb/Ba در مقابل Rb/Sr (Sylvester, 1998)، با توجه به دارا بودن محتوای بالای این نسبت ها در لوکوگرانیتهای منطقه مورد مطالعه، در قلمرو گرانیتهای هیمالیا و مذاب های حاصل از ذوب بخشی سنگ های رسوبی غنی از رس با مقدار پایین پلاژیوکلاز و نسبت CaO/Na_2O پایین (شیل) قرار می گیرند (شکل a۸).

در مذاب های گرانیتهی عناصری همانند Rb، Sr و Ba نقش بارزی در جریان فرآیند ذوب بخشی ایفا می کنند. مطالعه مذاب های حاصل از ذوب متناقض موسکویت در پلیتهای نشان می دهد که مذاب در حضور فاز بخار آب دارای حجم زیادی مذاب تفریقی بوده و رستیت از فلدسپار تهی است. از این رو مذاب حاصله حاوی نسبت های کم Rb/Sr و بالای Sr/Ba می باشد. در مقابل، مذاب حاصل در غیاب بخار آب به صورت توده های کوچک تفریقی است و با توجه به افزایش مقدار فلدسپار در رستیت نسبت Rb/Sr بالا و مقدار Sr/Ba پایین می باشد. همچنین مذاب دارای آنومالی منفی بالای Eu است (Harris and Inger, 1992). در گرانیتهای شاولی مقدار Rb با $(105-341 \text{ ppm})$ و مقدار Sr (کمتر از $187 \text{ ppm})$ و Ba (کمتر از $427 \text{ ppm})$ پایین می باشد.



شکل ۷- موقعیت نمونه‌های لوکوگرانیت شاولی در (a) نمودار تفکیک سری فروئن و منیزین (Frost and Frost, 2008)، (b) نمودار Pb در مقابل SiO₂ و (c) نمودار Th در مقابل Rb (Chappell and White, 1992).

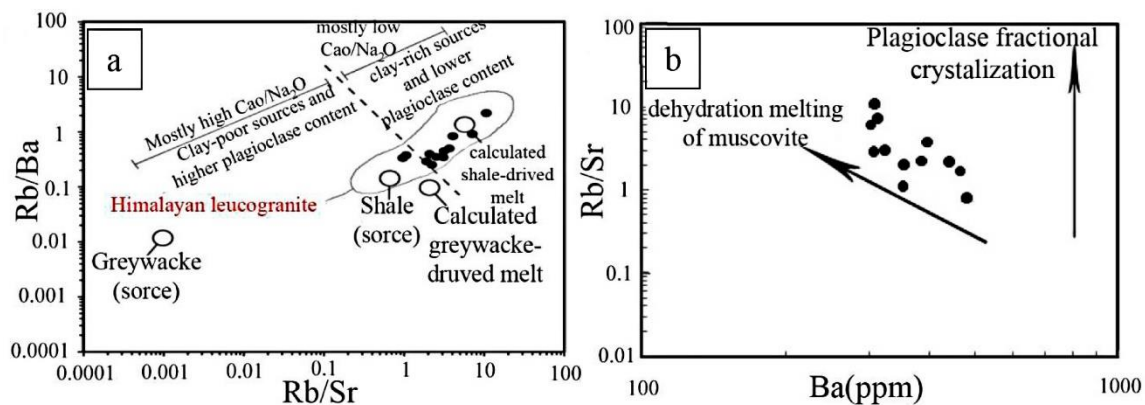
Fig. 7. The location of Shavali leucogranite samples in (a) Ferro and Magnesium series separation diagram (Frost and Frost, 2008), (b) Diagram Pb to SiO₂, and (c) Diagram of Th to Rb (Chappell and White, 1992).

عناصر اصلی برای شناسایی رژیم تکتونیکی گرانیت‌ها استفاده نمود (Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986; Sylvester, 1998; Rogers & Greenberg, 1990). به کمک مطالعات انجام شده بر روی عناصر اصلی و کمیاب، گرانیت‌ها به انواع پشته اقیانوسی، قوس آتشفشانی، درون صفحه‌ای و برخوردی رده‌بندی شده و هرکدام نیز به گروه‌های کوچکتر تقسیم می‌شوند (Harris et al., 1986; Pearce et al., 1984). بر این اساس بسیاری از نمونه‌های توده لوکوگرانیتی شاولی در نمودارهای Ta-Yb (شکل ۹a) و Rb-Zr (شکل ۹b) (Pearce et al., 1984) و نمودار Y+Nb (شکل ۹c) (Harris et al., 1986) در قلمرو گرانیت‌های همزمان با برخورد قرار می‌گیرد.

استفاده از نمودار Rb/Sr در مقابل Ba (Zeng et al., 2005) برای سنگ‌های منطقه، بیانگر ذوب بخشی در شرایط غیاب سیال از دهیدراسیون موسکویت می‌باشد (شکل 8-B). ذوب بخشی در شرایط غیاب سیال از دهیدراسیون موسکویت در دمای حدود ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۵ کیلوبار حادث می‌شود، در صورتی که دهیدراسیون بیوتیت در دمای بیشتر از ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بالای ۵ کیلوبار رخ می‌دهد (Vielzeuf; Patiño-Douce and Harris, 1998; and Schmidt, 2001).

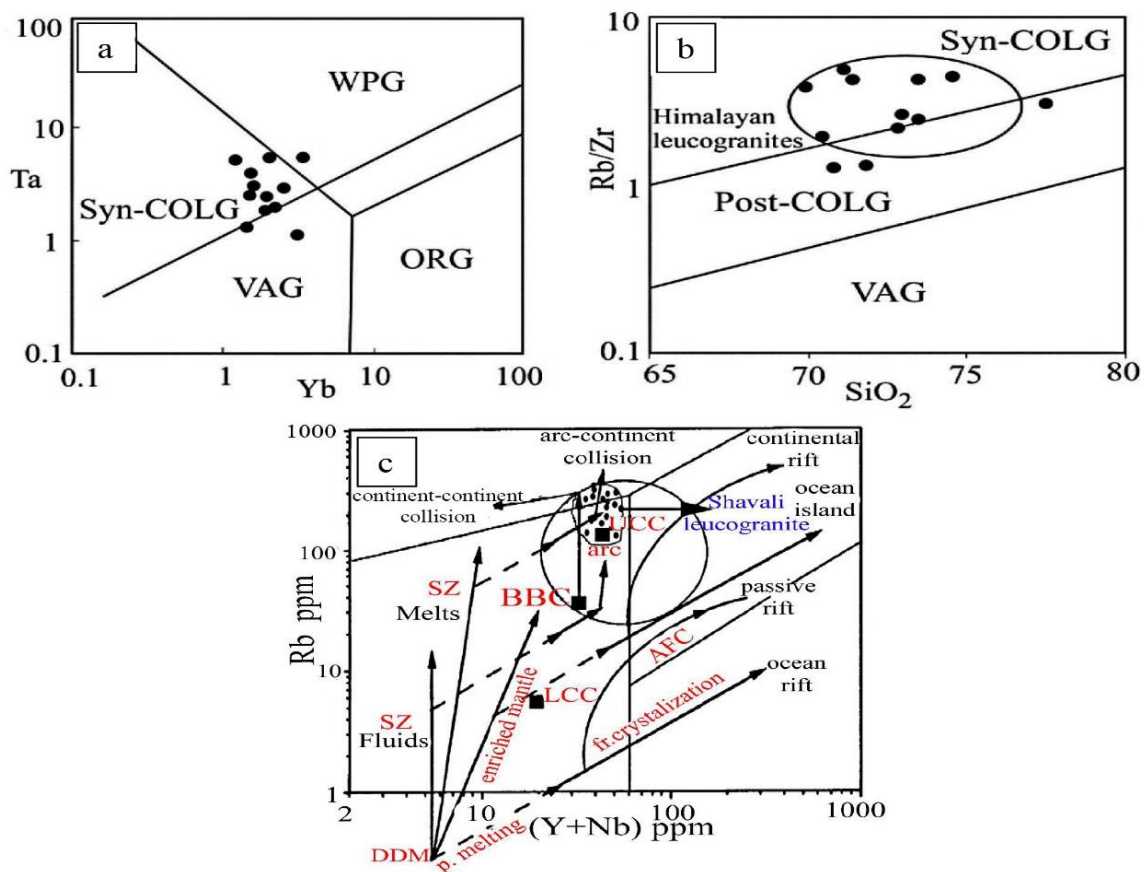
۴-۵- تعیین خاستگاه زمین‌شناسی توده لوکوگرانیتی شاولی

بر اساس مطالعات انجام شده، می‌توان از عناصر کمیاب همانند



شکل ۸- (a) موقعیت نمونه‌های منطقه تحت مطالعه در نمودار Rb/Ba در مقابل Rb/Sr (Sylvester, 1998)، و (b) روند قرارگیری سنگ‌های گرانیتی منطقه مورد مطالعه در نمودار Rb/Sr در مقابل Ba (Zeng et al., 2005).

Fig. 8. (a) Location of samples from the study area in the Rb/Ba versus Rb/Sr diagram (Sylvester, 1998), and (b) The placement trend of granitic rocks of the studied area in the diagram of Rb/Sr to Ba (Zeng et al., 2005).



شکل ۹- (a) نمودار Ta-Yb (Pearce et al., 1984)، (b) نمودار Zr/Rb-SiO₂ (Harris et al., 1986) و قرارگیری نمونه‌های شاولی در قلمرو گرانیت‌های همزمان با برخورد، و (c) موقعیت محدوده نمونه‌های گرانیتی شاولی در نمودار Rb در مقابل Y+Nb (Pearce et al., 1984). (گوشته مورب تهی شده (DMM)، ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (UCC)، کل پوسته قاره‌ای (BBC) و پوسته قاره‌ای زیرین (LCC).

Fig.9. (a) Ta-Yb diagram (Pearce et al., 1984), (b) Zr/Rb-SiO₂ diagram (Harris et al., 1986) and placement of Shavali samples in the area of granites coincident with the impact and (c) The position of Shavali granite samples ranges in Rb versus Y+Nb diagram (Pearce et al., 1984). (Depleted Oblique Mantle (DMM), Upper Continental Crust Composite (UCC), Whole Continental Crust (BBC) and Lower Continental Crust (LCC).

میزبان را تریاس- ژوراسیک و زمان نفوذ و دگرشکل شدن همزمان را کرتاسه قلمداد می‌نماید (Darvishi et al., 2015). مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت میلیونیتی قلعه دز ازنا واقع در جنوب گرانیت شاولی، نشان‌دهنده حضور توده گرانیتی نوع A می‌باشد (Shabanian Boroujeni et al., 2018). مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ازنا در نزدیکی محدوده مورد مطالعه، از نوع I معرفی شده است (Shahrokh, 2023). ارزیابی و مقایسه توده‌های گرانیتوئیدی پهنه سندانج-سیرجان از لحاظ سن، محیط تکتونیکی و پتروژنز، منجر به ارائه چرخه کامل سیکل ویلسون شامل: ایجاد کافت نئوتتیس در پرموتریاس و ماگماتیسیم نوع A، فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و ایجاد ماگماتیسیم نوع I قوس قاره‌ای در اواخر ژوراسیک و اوایل کرتاسه و برخورد صفحه آفر-عربی با ایران مرکزی در کرتاسه پایانی تا ائوسن همراه با تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی تیپ S برخورد قاره‌ای و ماگماتیسیم پس از برخوردی تا میوسن در این پهنه شده است (SepahiGaroo et al., 2014).

شواهد صحرائی، مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که توده لوکوگرانیتی شاولی از نوع S، پرآلومین و مشابه گرانیت‌های محیط برخوردی (مانند هیمالیا) بوده و ارائه مدل همزمان با برخورد برای تشکیل این توده منطقی به نظر می‌رسد. همانگونه که در بخش پتروگرافی اشاره شد حضور میکروکلین، عدم حضور کردیریت و ترکیب شیمیایی گارنت‌ها و نیز نسبت بالای Al_2O_3/TiO_2 از درجه حرارت نسبتاً پایین و فشار متوسط تا بالای تبلور این توده حکایت دارد. شکل‌گیری این گونه گرانیت‌ها معمولاً در پهنه‌های برشی به وقوع می‌پیوندد (Dolores et al., 1999; Nabelek and Liu, 2004). همچنین، درجه حرارت لازم برای آناتکسی و به وجود آمدن سنگ‌های گرانیتی، می‌باید از طریق حرارت برشی همراه با تغییر رژیم غالب فشاری به رژیم غالب انتقالی، تامین شده باشد. نقش برش حرارتی در طول سیستم گسل‌های امتداد لغز، تشکیل و جابجایی ماگمای گرانیتی نیز مورد بررسی قرار گرفته است (Dolores et al., 1999; Nabelek & Liu., 2004; Bhadra & Bhattacharya, 2007).

حرارت برشی در پهنه‌های برش پوسته‌ای اغلب بعنوان فرآیندی تاثیرگذار در ذوب سنگ‌های پوسته بالایی در مناطق کوهزایی برخوردی به ویژه در جایی که معمولاً سنگ‌های پلیتی سنگ خاستگاه را تشکیل می‌دهد، قلمداد می‌شود (Nabelek and Liu, 2004). مدل حرارت برشی با ذوب بخشی، دگرشکلی

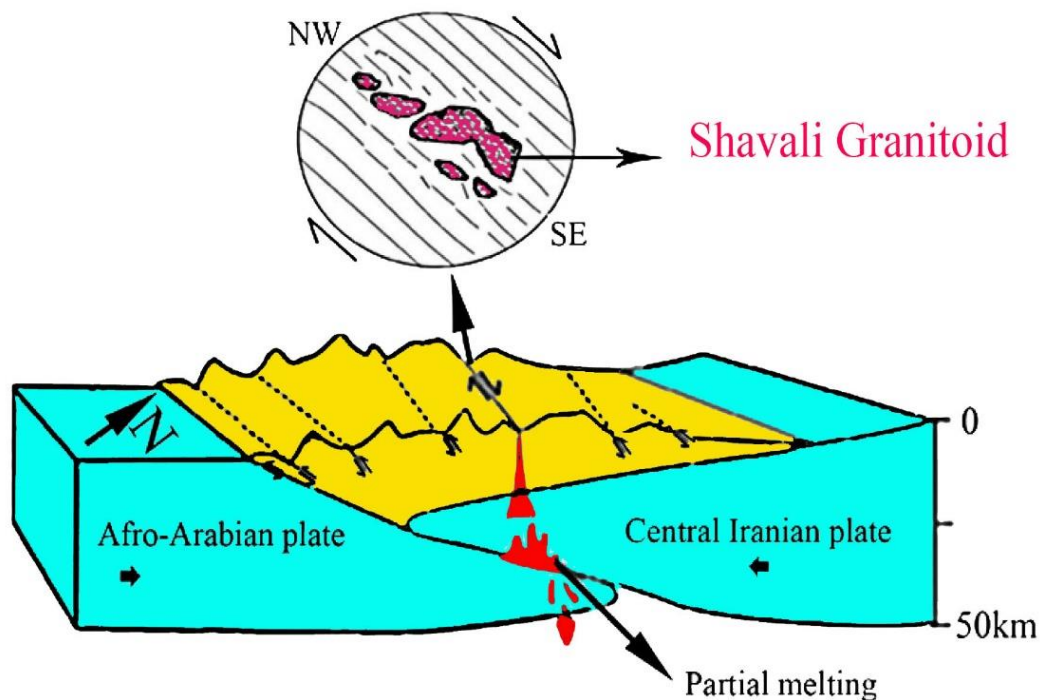
در رخدادهای برخوردی جایی که پوسته قاره‌ای یا رسوبات و سنگ‌های آذرین به درون گوشته فرورانش نموده و ذوب پوسته رخ می‌دهد، فرآیندهای ذوب بخشی و یا تبلور تفریقی در سطوح بالایی پوسته صورت گرفته و موجب افزایش Rb در ناحیه منشأ می‌شود. ذوب رسوبات اغلب افزایش Nb را به همراه دارد و بر این اساس میدان گرانیت‌های همزمان با برخورد را توسعه می‌دهد. تراست‌شدگی پوسته قاره‌ای به روی پوسته قاره‌ای سبب افزایش سیالات پوسته‌ای در اثر ذوب و افزایش مقدار Rb شده و در نتیجه ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی در نمودار Rb در مقابل $Y+Nb$ در محیط قوس آتشفشانی تا همزمان با برخورد قرار می‌گیرد (Pearce et al., 1984). بر مبنای این نمودار توده گرانیتی شاولی از نوع همزمان با برخورد بوده و پتروژنز این توده قابل مقایسه با لوکوگرانیت‌های هیمالیا و گرانیت‌های کالدونین جزایر بریتیش می‌باشد. لوکوگرانیت‌های هیمالیا، به طور عمده‌ای از آناتکسی پوسته قاره‌ای در طی تصادم قاره- قاره به وجود آمده است (Harris et al., 1986).

۵-۵- الگوی تکتونوماگمایی جایگیری لوکوگرانیت شاولی

بارزترین و بهترین مدل تکتونیکی ارائه شده برای تشکیل و جایگیری توده‌های گرانیتی نوع S، شکل‌گیری در موقعیت کمان قاره‌ای همانند کوه‌های آند (Pitcher, 1983) و لاکن استرالیا (Chappell and White, 1992) و موقعیت همزمان تا بعد از برخورد مشابه هیمالیا (Harris et al., 1986) می‌باشد. در محیط‌های برخوردی لوکوگرانیت‌های نوع S، در ارتباط با مراحل اولیه برخورد و ضخیم‌شدگی پوسته‌ای ناشی از صفحات تراست شده می‌باشند (Pitcher, 1983; Clemens, 2003). در پهنه دگرگونه سندانج-سیرجان و به ویژه در نیمه شمالی آن توده‌های متعدد گرانیتی متعلق به زمان‌های مختلف رخنمون دارند. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که کمپلکس گرانیتوئیدی الیگودرز از نوع I، کالک‌آلکان، غنی از پتاسیم و از نظر درجه اشباع از آلومینیوم (ASI) متآلومینه تا پرآلومینه با سن حدود ژوراسیک میانی و برای گرانیت گوشه واقع در غرب گرانیت شاولی ائوسن می‌باشد (Esna-Ashari et al., 2011; Esna-Ashari et al., 2012; Esna-Ashari et al., 2016). بررسی‌ها نشان می‌دهد که منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر سه مرحله دگرشکلی قرار گرفته و ضمن ارائه یک مدل تکتونیکی همگرای راستبر برای نفوذ توده‌های گرانیتی، سن سنگ‌های

را از ناحیه منشأ طی کرده و در رسوبات با درجه پایین جایگزین می‌شود، هاله حرارتی پایینی تشکیل می‌دهد (Le Breton, and Thompson, 1988). برای خروج ۵۰ درصد مذاب در شرایط ذوب خشک متاپلیت‌ها به حرارت بالای ۸۵۰ درجه سانتیگراد ذوب خشک سولیدوس بیوتیت و سیلیمانیت نیاز است. این میزان دما نمی‌تواند فقط از طریق ضخیم شدن پوسته در مناطق برخوردی تامین گردد، لذا انتقال جریان حرارتی از گوشته نیز مورد نیاز می‌باشد (Le Breton and Thompson, 1988; Vielzeuf and Holloway, 1988). مذاب‌هایی که در دمای پایین‌تر از 750°C به وجود می‌آید و از خاستگاه مسافت کمی را طی می‌کند، جایگزینی آنها به صورت سیل‌های کوچک و بزرگ (مانند لوکوگرانیت‌های هیمالیا و منطقه مورد مطالعه) می‌باشد. همانگونه که اشاره شد در بالا آمدن و جایگیری این توده‌های کوچک، به ویژه در مناطق برخوردی، وجود پهنه‌های برشی نقش بسیار مهمی داراست (Nabelek and Liu, 2004). بنابراین توده گرانیته شاولی به احتمال بسیار زیاد در ارتباط با برخورد پوسته قاره‌ای آفرو-عربی با پوسته ایران مرکزی در جریان فاز کوهزایی لارامید (کرتاسه پایانی- ائوسن) حاصل شده است. بدیهی است پهنه‌های برشی در شکل‌گیری و صعود این توده نقش بسیار بارزی داشته است (شکل ۱۰).

و دگرگونی در ارتباط کامل بوده و از فرآیندهای متداول تشکیل لوکوگرانیت است. در غالب کوهزایی‌های برخوردی با فشار بالا (آلپ و هیمالیا)، ستبرای پوسته قاره‌ای بیش از ۵۰ کیلومتر است (Sylvester, 1998). بر پایه مطالعات ژئوفیزیکی، در پهنه سنندج-سیرجان، این ستبرای به بیش از ۵۰ کیلومتر بالغ می‌گردد (Paul et al., 2010). برخورد صفحات آفرو-عربی و ایران مرکزی موجب افزایش گرادیان حرارتی شده که ذوب بخشی رسوبات پوسته میانی و بالایی و تشکیل گرانیته شاولی را به همراه داشته است. بدیهی است چگالی کم مذاب و وجود پهنه‌های برشی و گسل‌ها، بالا آمدگی مذاب را امکان پذیر نموده است (شکل ۱۰). نتایج حاصل از این مطالعه با مدل‌های مختلف ارائه شده تطابق دارد (Berberian et al., 1982; Mohajjel et al., 2003; Mahmoudi et al., 2011; Azizi and Asahara, 2013; SepahiGaroo et al., 2014; Shahbazi et al., 2015). این محققین تشکیل گرانیته‌های نوع I پهنه سنندج-سیرجان را به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در زمان مزوزوئیک (ژوراسیک بالائی- کرتاسه پائینی) و شکل‌گیری گرانیته‌های نوع S به برخورد دو صفحه آفرو-عربی با ایران مرکزی طی زمان سنوزوئیک (کرتاسه بالائی-میوسن) نسبت می‌دهند. بر این اساس و با توجه به ابعاد ۳ در ۱۰ کیلومتری توده گرانیته شاولی، فرضیه دی‌پیری را نمی‌توان برای بالا آمدن این توده تصور نمود. بدیهی است ماگمایه‌ای که مسافت زیادی



شکل ۱۰- الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل توده گرانیته شاولی.

Fig. 10. The pattern of tectonic-magmatic model for the formation of the Shavali granite mass.

۶- نتیجه گیری

میانگین پوسته بالایی دارد. الگوی عناصر نادر خاکی، حاکی از غنی شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین است. غنی شدگی مذکور معمولاً به عواملی، همچون نرخ پایین ذوب بخشی و عدم شرکت گارنت در فاز مذاب نسبت داده می‌شود. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی و پتروژنز، توده گرانیتی شاولی دارای سرشت پرآلومین بوده و از گرانیت‌های نوع S مشابه گرانیت‌های محیط برخوردار است مانند هیمالیا می‌باشد که از ذوب بخشی متاپلیت‌ها و دهیدراسیون موسکویت در شرایط غیاب سیال به وجود آمده است. بنابراین توده مزبور، به احتمال زیاد در ارتباط با برخورد پوسته قاره‌ای آفرو- عربی با ایران مرکزی در طی فاز کوهزایی لارامید و در زمان کرتاسه پایانی- ائوسن تشکیل شده است که وجود پهنه‌های برشی منطقه در شکل‌گیری و صعود آن نقش بسیار مهمی داشته است.

بر پایه مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده لوکوگرانیت قرار می‌گیرند. از نظر درجه اشباع آلومین توده گرانیتی منطقه در سری پرآلومین واقع می‌شود. با مشاهده الگوی پراکندگی عناصر ناسازگار می‌توان استنباط نمود که الگوی مشابه نمونه‌ها، نشان دهنده هم‌ماگما بودن آنها است و فراوانی سه عنصر Rb، Th و K و تپی شدگی از Sr، Ti و آنومالی پایین Nb دلالت بر منشاء پوسته‌ای سنگ‌های منطقه دارد. آنومالی منفی Ba، Nb، Sr، Eu و Ti و آنومالی مثبت و بالای Rb، Th، U و K بیانگر ذوب بخشی سنگ‌های پوسته بوده و فراوانی عناصر موجود در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه تقارب بیشتری با ترکیب

مراجع:

- Aghanabati, A., 2004. The Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, P. 586. (In Persian).
- Azizi, H., Asahara, Y., 2013. Juvenile granite in the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: Late Jurassic-Early Cretaceous arc-continent collision. *International Geology Review* 47, 87-97. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.782959>
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of Geology Society London* 139, 605-614. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>
- Barker, A.J., 1990. *Introduction to metamorphic textures and microstructures*, Blackie and Son Ltd, Glasgow, 170p.
- Bea, F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; Implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology* 37, 521-552. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.3.521>
- Bell, T.H., Johnson, S.E., 1989. The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and k-feldspar in the woodroffe thrust mylonite zone, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 7, 151-168. <http://doi.10.1111/j.1525-1314.1989.tb00582.x>
- Belousova, E.A., Kostitsyn, Y.A., Griffin, W.L., Begg, G.C., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., 2010. The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos* 119(3-4), 457-466. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>
- Bozkort, E., Park, K.G., 1997. Microstructures of deformed grains in the augen gneisses of southern Mederes Massif (Western Turkey) and their tectonic significance. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 86, 103-119. <https://doi.org/10.1007/s005310050125>
- Bhadra, S.D.S., Bhattacharya, A., 2007. Shear zone-hosted migmatites (Eastern India): the role of dynamic melting in the generation of REE-depleted felsic melts, and implications for disequilibrium melting. *Journal of Petrology* 48, 435-457. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl066>
- Braud, J., Bellon, H., 1974. *Donnes nouvelles sur le domaine metamorphique du Zagros (zone de Sanandaj-Sirjan) au niveau de Kermanshah-Hamadan; nature, age et interpretation des series metamorphiques et des intrusions evolution structural*. Faculté des Sciences d'Orsay, Université Paris.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173-174. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions Royal Society Edinburgh Earth Sciences*, 83, 1-26. <http://dx.doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Clemens, J.D., Wall, V.J., 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canadian Mineralogist* 19, 111-131.

- Clemens, J.D., 2003. S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. *Earth Sciences Reviews* 61, 1-18. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00107-1](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00107-1)
- Darvishi, E., Khalili, M., Koksai, S., Koksai, F., Roy, B., 2015. Geochemistry, Sr-Nd isotope data and petrogenesis of the Marziyan granitoid, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen. Journal of Mineralogy and Geochemistry* 192: 195-210. <https://doi.org/10.1127/njma/2015/0281>
- Debone, F., Le Fort, P., 1983. A chemical- mineralogical classification of common plutonic rocks and association. *Journal of Petrology* 42, 2033-2048. <http://dx.doi.org/10.1017/S0263593300010117>
- Dolores Pereira, M., Shaw, D.M., 1999. Relationship between tectonic structures and generation of anatectic melt. *Central Spain* 24, 317-319. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(99\)00035-6](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(99)00035-6)
- Drake, H., Tullborg, E.L., Page, L., 2009. Distinguished multiple events of fracture mineralisation related to far-field orogenic effects in Paleoproterozoic crystalline rocks, Simpevarp area, SE Sweden. *Lithos* 110(1-4), 37-49. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.12.003>
- Esna-Ashari, A., Hassanzadeh, J., Valizadeh, M.V., 2011. Geochemistry of microgranular enclaves in Aligoodarz Jurassic arc pluton, western Iran: implications for enclave generation by rapid crystallization of cogenetic granitoid magma. *Mineralogy and Petrology* 101, 195-216. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00710-011-0149-7>
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M.V., Hassanzadeh, J., Sepahi, A. A., 2012. Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 43, 11-12. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.001>
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Hassanzadeh, J., 2016. On the occurrence and implications of Jurassic primary continental boninite-like melts in the Zagros orogeny. *Lithos* 258-259, 37-57. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.017>
- Eveus, B.W., Guttodoti, C.V., 1966. The sillimanite-potash feldspar isograd in western Maine, USA. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 12, 25-62. <https://doi.org/10.1007/BF02651127>
- Frost, B.R., Frost, C.D., 2008. A geochemical classification of Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology* 49, 1-15. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>
- Gerya, T.V., Perchuk, L.L., 1994. A new thermodynamic database for thermobarometry, International Association, 16th General Meeting, Pisa, Italy, Abstracts, 142p.
- Ghorbani, M., 2007. Economic geology of natural and mineral resources of Iran, Pars Geological Research Center (arianzamin), P. 492.
- Guillot, S., Le Fort, P., 1995. Geochemical constraints on the bimodal origin of High Himalayan leucogranites. *Lithos* 95, 221-234. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(94\)00052-4](https://doi.org/10.1016/0024-4937(94)00052-4)
- Guo, L.X., Zhang, Z.Z., Wu, C.Z., Wang, Y.X., Tang, J.H., Wang, C. S., Xi, A.H., Zheng, Y.C., 2006. Some problems on granites and vertical growth of the continental crust in the eastern Tianshan Mountains, NW China. *Acta Petrology Sinica* 22(5), 1103-1120. http://www.ysxb.ac.cn/en/article/id/aps_200605116
- Guo, L.E., Zeng, L.S., Asimow, P.D., 2017. Contrasting geochemical signatures of fluid-absent versus fluid-fluxed melting of muscovite in metasedimentary sources, The Himalayan leucogranites: *Geology* 45, 39-42. <https://doi.org/10.1130/G38336.1>
- Harris, N.B.W., Inger, S., 1992. Geochemical characteristics of pelite-derived granites. *Contribution Mineralogy and Petrology* 110, 46-56.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*. *Journal Geological Society London* 19, 67-81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- Harris, N., Ayres, M., Massy, J., 1995. Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of Muscovite: implications for the geochemistry and extraction of Himalayan leucogranite magmas. *Journal Geophysical Research* 100, 15777-15787. <https://doi.org/10.1029/94JB02623>
- Inger, S., Harris, N., 1993. Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langthan Valley, Nepal Himalaya. *Journal of Petrology* 34, 345-368. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.2.345>
- Le Breton, N., Thompson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 226-237. <https://doi.org/10.1007/BF00371463>

- Lee, M.R., Parsons, I., 1997. Dislocation formation and albitization in alkali feldspars from the Shap granite. *American Mineralogist* 82, 557-570. <https://doi.org/10.2138/am-1997-5-616>
- Masoudi, F., Yardley, B.W.D., Cliff, R.A., 2002. Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region south-west of Arak, Iran. *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran* 13, 249-254.
- Mazaheri, S.A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J.F., Montero, M.P., Scarrow, J., Williams, I.S., 2009. The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen. *Journal of Geological Society* 166, 53-69. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-022>
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geology Social American Bulletin* 101, 635-643.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., 1981. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Piute Range, California. *Journal of Geology* 89, 233-246. <https://doi.org/10.1086/628582>
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj- Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 397-412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Mohajjel, M., Rasoli, A., 2014. Structural evidence for superposition of transtension on transpression in the Zagros collision zone: Main Recent Fault, Piranshahr area, NW Iran. *Journal of Structural Geology* 62, 65-79. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.01.006>
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Mohajjel, M., 2011. U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41, 238-249. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.006>
- Moradi A., Shabaniyan Boroujeni N., Davodian Dehkordi, A.R., 2017. Geochemistry of granitoid pluton in northeastern of mine Jan (province Lorestan). *Journal of Economic Geology* 1, 191-205. <https://doi.org/10.22067/econg.v9i1.37117>
- Nabelek, P.I., Liu, M., 2004. Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens. *Transactions Royal Society Edinburgh Earth Sciences* 95, 73-85. <https://doi.org/10.1017/S0263593300000936>
- Neogi, S., Bolton, E.W., Chakraborty, S., 2014. Timescales of disequilibrium melting in the crust: constraints from modelling the distribution of multiple trace elements and a case study from the Lesser Himalayan rocks of Sikkim. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 168, 1006-1020.
- Patiño-Douce, A.E., Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology* 39, 689-710. <https://doi.org/10.1093/ptro/39.4.689>
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pitcher, W.S., 1983. Granite Type and Tectonic Environment, In: Hsu, K. (Ed.): *Mountain Building Processes*. Academic Press London, 19-40.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A.T., Atar, M., Pequegnat, C., 2010. Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros Mountain belt (Iran). *Geology Society London* 330, 5-18.
- Poujol, P., Jaguin, J., Moyen, J.F., Boulvais, P., Paquette, J.L., 2021. Archean S-Type granites: petrology, geochemistry and geochronology of the Lekkersmaak and Willie plutons, Kaapvaal Craton, South Africa. *South African Journal of Geology* 124 (1), 87-110. <https://doi.org/10.25131/sajg.124.0004>
- Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 207-220.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology* 160, 335-356.
- Rudnick, R.L., Guo, S., 2003. The Composition of the Continental Crust. In: Rudnick RL (ed) *The Crust, Treatise on Geochemistry* 3, 1-64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- Rogers, G., Hawkesworth, C., 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: Evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth Planet Science Letters* 91, 171-185. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90003-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90003-4)

- Rogers, J.J.W., Greenberg, J.K., 1990. Late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *Journal of Geology* 98(3), 291-309. <https://doi.org/10.1086/629406>
- Sahandi, M., Radfar, J., Mohajjel, M., 1985. Geological map of Shazand Area Scale 1:100000, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Sajona, F.G., Maury, R., Bellin, H., Cotton, J., Defant, M.J., 1996. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology* 37, 693-726. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.3.693>
- SepahiGaroo, A.A., Shahbazi, H., Siebel, W., Ranin, A., 2014. Geochronology of plutonic rocks from the Sanandaj-Sirjan zone, Iran and new zircon and titanite U-Th-Pb ages for granitoids from the Marivan pluton. *Geochronometria* 41, 207-215. <https://doi.org/10.2478/s13386-013-0156-z>
- Siivola J., Schmid R., 2017. List of mineral abbreviation Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. *American Mineralogist*, Web version 01.02.07.
- Shabani Boroujeni, N., Ali Reza Davoudian Dehkordi, A.R., Dong, Y., Liu, X., 2018. U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj-Sirjan zone of western Iran. *Precambrian Research* 306, 41-60. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.037>
- Shahbazi, H., Siebel, W., Ghrbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K., 2015. The Almogholagh pluton, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: geochemistry, U-(Th)-Pb titanite geochronology and implication for its tectonic evolution. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 192 (1), 85-99. <https://doi.org/10.1127/njma/2014/0273>
- Shahrokhi, S.V., 2024. Mineralogy and Geochemistry of Biotite in granodiorites of Dalayon Area (South of Borujerd-Iran). *Scientific Quarterly Journal of Geoscience in Press*. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.419564.2117>
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Liu, X., Dong, Y., Mohajjel, M., Monfaredi, B., Friedl, G., 2015. Panafrican basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud-Azna region (NW Iran): Laser-ablation ICP-MS zircon ages and geochemistry. *Tectonophysics* 647, 146-171. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.020>
- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24, 405-417. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.007>
- Shand, S.J., 1947. *Eruptive Rocks*, Thomas Murby and Co., London, 488p.
- Sheikholeslami, M.R., 2015. Deformations of Palaeozoic and Mesozoic rocks in southern Sirjan, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 106, 130-149. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.03.007>
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope, classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations*. Chapman and Hall, London.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D, Norry, M. J. (Eds.): *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geology Society of London* 42, 313-345.
- Swain, G., Barovich, K., Hand, M., Ferris, G., Schwarz, M., 2008. Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton. *Precambrian Research* 166, 283-296. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.07.028>
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45, 29-44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)000243](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)000243)
- Taylor, J., Stevens, G., 2010. Selective entrainment of peritectic garnet into S-type granitic magmas: Evidence from Archaean mid-crustal anatexites. *Lithos* 120, 277-292. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.08.015>
- Thiele, O., Alavi-Naini, M., Assefi, R., Hushmand-Zadeh, A., Seyed-Emami, K., Zahedi, M., 1968. Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map 1:250000, Geological quadrangle N. E7. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Thompson, A.B., Tracy, R.J., 1979. Model systems for anatexis of pelitic rocks. II. Facies series melting and reactions in the system CaO-KAlO₂-NaAlO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70, 429-438. <https://doi.org/10.1007/BF00371049>

- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L, Parry, S.J., 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 310, 549-590. <https://doi.org/10.1098/rsta.1984.0008>
- Vernon, R.H., Paterson, S.R., 2008. How extensive are subsolidus grain-shape changes in cooling granites. *Lithos* 105, 42-50. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.02.004>
- Vielzeuf, D., Schmidt, M.W., 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 141, 251-267. <https://link.springer.com/article/10.1007/s004100100237>
- Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the politic system-consequences for crustal differentiation. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 98, 257-276.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology* 25, 511-527. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00711.x>
- Williamson, B.J., Shaw, A., Downes, H., Thirl wall, M.F., 1996. Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massif Central, France, *Chemical Geology* 127, 25-42.
- Wilson, B.M., 1989. *Igneous Petrogenesis (A Global Tectonic Approach)*, Unwin Hyman London, 466p.
- Zeng, L., Asimow, P.D., Saleeby, J.B., 2005. Coupling of anatexis reactions and dissolution of accessory phases and the Sr and Nd isotope systematics of anatexis melts from a metasedimentary source. *Geochim Cosmochim Acta* 69, 3671-3682. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.02.035>
- Xie, L., Tao, X., Wang, R., Wu, F., Liu, C., Liu, X., Li, X., Zhang, R., 2019. Highly fractionated leucogranites in the eastern Himalayan Cuonadong dome and related magmatic Be-Nb-Ta and hydrothermal Be-W-Sn mineralization. *Lithos* 354, 354-355, 105286. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105286>