

Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage https://gnf.khu.ac.ir

Azizabad-Hazarkhani granitoid, NE of Songhor: Evidence of a subduction event in the N- Sanandaj-Sirjan continental arc

Ashraf Torkian ¹*, Sara Damchin Mashak², Mohsen Mohammadi ³

Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran
 Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran
 MSc student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Article info Article history Received: 8 April 2024 Accepted: 1 August 2024 Keywords: arc volcanic, granitoid, calcalkaline, amphibolite, Songhor, Kermanshah.



Abstract

The study area is located in the SaSZ, NE of Songhor city, Kermanshah Province. Based on field observations and mineralogical data, the Azizabad-Hazarkhani I-type calc-alkaline granitoid consists of granites, monzonites and diorites with small volumes of gabbroic rocks. Co-variations in major and trace elemental abundances do not indicate a continuous compositional suite and therefore do not suggest a co-magmatic origin. According to geochemical evidence, the samples are enriched in incompatible elements such as Th, Rb, La, Ce and Nd and depleted in Nb, Ti and Eu, with metaluminous affinity. These characteristics reflect the role of continental crust and crust-derived melts. Tectonic setting discrimination diagrams suggest that this complex belongs to the volcanic arc and is related to an active continental margin setting. According to the geological history of this area, it can be attributed to the subduction of Neo-Tethyan oceanic crust below the Central Iran microplate. We suggest that the Parishan and Darvazeh mantle-derived basaltic magmas may have provided the heat required for the partial melting of various source rocks, including amphibolites, meta-basites, and meta-andesites, through diffusive heating.

Introduction

Petrologists consider three possible origins to explain the genesis of global granitoids: crustal melting, a mantle-derived origin, and a more complex origin that involves both crustal and mantle-derived components. Studies of granitoids are complicated because they (1) carry signatures of their tectonic environment, (2) record variable source compositions and melting conditions, and (3) undergo complex post-melting processes and reactions including mixing/mingling between pulses of mafic and felsic magmas, crustal contamination and assimilation, and magma chamber events such as crystal fractionation (e.g. Eby, 1990; Pitcher 1997; Bonin, 2007; Altherr et al., 2000; Azizi et al., 2020; Moyen et al., 2021).

The Sanandaj-Sirjan Zone (SaSZ) is an Andean type magmatic-metamorphic belt with a NW-SE trend, which

initiated by the oblique subduction of the Neotethys oceanic plate under the Central Iranian microplate (e.g. Berberian and Berberian, 1981; Agard et al., 2011). One of the remarkable features of the SaSZ is the heterogeneous emplacement of compositionally granitoid batholiths that include I-type, S-type and Atype felsic rock units (e.g. Torkian et al., 2008; Mahmoudi et al., 2011; Molaiee-Yeghaneh et al., 2018; Jamshidibadr et al., 2018; Shirmohamadi et al., 2023). This paper describes the field relationships, petrography and whole-rock geochemistry of different lithotypes within the Azizabad-Hazarkhani granitoid; we use these data to examine the geology, geochemistry and the genetic relationships of the diverse rocks within the complex.



*Corresponding author: Ashraf Torkian; E-mail: a-torkian@basu.ac.ir

How to cite this article: Torkian, A., Damchin Mashak, S., Mohammadi, M., 2024. Azizabad-Hazarkhani granitoid in NE-Songhor: Evidence of a subduction event in the N- Sanandaj-Sirjan continental arc. Kharazmi Journal of Earth Sciences 10(1), 123-151. https://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.101373

Regional geology

The study area is located near Songhor city, between 47° 30' and 48° 00' E longitude and 34°30' and 35° 00' N latitude and in the villages of Gulali, Azizabad, Malavali, Qomshane, Qormedare and Hazarkhani. Structurally, the studied granitoid complex is located in the Sanandaj-Sirjan Andean metamorphic-magmatic zone and is mainly composed of acidic to mafic-intermediate rocks. The complex includes diorites, monzonites, granites and minor amounts of mafic microgranular enclaves (MMEs) with microgranular fabric. Field relationships in this complex indicate that the contacts between individual units are not very clear and sharp, and are often indistinguishable and/or gradational. According to Eshraghi et al. (1996), the upper Eocene -lower Oligocene body (Sinavand) intruded Jurassic-Cretaceous metamorphic rocks, but the calculated age for the granticmonzonitic of Sinavand pluton is zircon U-Pb and titanite (U-Th-Pb) age of ~151 Ma reported by Wang et al. (2023).

Materials and Methods

Ninety samples from different units of the granitoid complex were selected for petrographic studies, and 20 suitable samples were analyzed. Whole-rock chemical analysis was performed at the MSLABS (Canada). Major oxides and trace elements were determined using Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectroscopy (ICP-AES) and rare earth elements (REEs) by ICP-MS methods.

Results

Based on field observations and mineralogical characteristics, this granitoid complex consists of felsic granitoids, monzonites (intermediate granitoid) and diorites, and small outcrops of gabbroic rocks. The complex is also locally intruded by dykes of largly dioritic composition that have intruded mostly granodioritic rocks (less than 5% of the total mass body). Sparse mafic microgranular enclaves with cuspate contacts show coeval intrusion of mafic and felsic magmas. Field relationships in this complex suggest that

many of the compositionally distinct bodies were at least partially molten simultaneously.

Petrographic studies show that granitic and monzonitic rocks have similar mineral assemblages. This assemblage includes quartz, K-feldspar and plagioclase, amphibole and biotite. Accessory minerals (apatite, titanite, zircon, and Fe–Ti oxides) are also common in these rocks. The felsic granitoid rocks are alkali feldspar granite, granite (syenogranite and monzogranite) and granodiorite. Plagioclase occurs as euhedral to subhedral crystals and anhedral K-feldspar crystals are observed in large crystalline and microcrystalline forms. These rocks are medium to fine-grained and mostly granular, with local porphyritic, zoning and perthitic textures.

The monzonitic rocks contain plagioclase feldspar (30-45 vol.%), orthoclase (30-15 vol.%), quartz (7-12 vol.%) and biotite and amphibole (combined 5-20 vol.%). They have subhedral granular and perthitic textures. Perthitic texture is developed in K-feldspar crystals and some euhedral to subhedral plagioclases are zoned. The Fe-Ti oxides include magnetite and ilmenite.

The dioritic-gabbroic rocks encompass quartzdiorite, monzodiorite, diorite and hornblende gabbro. They are characteristically mesocratic/melanocratic, medium to fine grained and display intergranular to subhedral granular textures. These rocks are composed of plagioclase, orthoclase and quartz. Plagioclase is euhedral to subhedral with clear lamellar twinning (45-60 vol.%), amphibole, mostly as hornblende (18-35 vol.%), biotite (2-8 vol.%), K-feldspar (10-15 vol.%) and quartz (0-15 vol.%). Titanite, apatite, and Fe-Ti oxides are the main accessory minerals.

Mineralogical and geochemical studies show that the magmas belong to the calc-alkaline series of metaluminous and I-type granitoid rocks. Silica (SiO₂) contents of granitoids, monzonitic rocks and mafic–intermediate units range from 68.47-75.85 wt.%, 62.20-66.99 wt.% and 48.51-61.11 wt.%, respectively. Harker variation diagrams do not display systematic decreases in the abundances of Fe₂O₃^t, MgO, TiO₂, CaO and P₂O₅ with increasing SiO₂ content.

The analyzed samples were plotted on primitive mantle (PM) normalized rare earth element (REE) and multi-element diagrams (Sun and McDonough, 1989). Chondrite-normalized REE patterns (Sun and McDonough, 1989) for the Azizabad–Hazarkhani granitoid complex are characterized by enrichment of light rare earth elements (LREEs) relative to heavy rare earth elements (HREEs) and relatively flat HREE profiles. The evolved Azizabad -Hazarkhani rocks show development of negative Eu anomalies likely associated with fractionation of plagioclase feldspar. All the studied samples have relatively gentle and negative sloping REE patterns, while the dioritic-gabbroic rocks have a relatively low abundance of HREEs compared to the felsic granitoid and monzonitic rocks.

Primitive mantle-normalized trace element diagrams show similar characteristics for all of the samples. The granites and monzonitic rocks display highly to moderately negative Eu anomalies, whereas the maficintermediate samples have slightly negative anomalies. Furthermore, they show K, Th, Rb, and Cs positive anomalies relative to their neighboring elements, but Ba, Ta, Nb, Ti, and Sr have negative anomalies. This behavior of elements is similar in both monzonitic and granitic rocks.

Discussion

Regional and geochemical features of the Azizabad-Hazarkhani granitoid complex indicate that it was emplaced in a volcanic arc and an active continental margin setting. The enrichment of incompatible elements such as K, Th, Rb and La, as well as pronounced negative Ti, Nb, Sr and Ba anomalies in the granitoids, are indicative of subduction-related magmatism. In continental arc environments, granitoid magmas are formed in two ways: fractional crystallization of basaltic magma with crustal contamination (AFC) and partial melting of crustal rocks. The lack of correlations on Harker diagrams indicates that the felsic magmas do not originate primarily from fractional crystallization of the associated mafic-intermediate magmas and that they originated from different sources. The large volume of

granitoid magma compared to the total volume of gabbro+ diorite magmas also supports this inference. We suggest therefore that progressive crystallization of a basaltic magma is not the dominant process that caused the formation of the Azizabad-Hazarkhani granitoid complex.

Rocks derived from crustal melting have large amounts of Rb, Th, U, K, LREEs and Pb. They are typically poor in Ta, Ti and Nb, but are enriched in mobile trace elements and show slight fractionation effects for HREEs. The geochemical characteristics of the studied granitoids (both granites and monzonites) share these characteristics and melting of the crust is consistent with geochemical data of the studied granitoid.

Meta-pelites, meta-greywackes, amphibolites (including meta-andesites and meta-basalts) and tonalitic gneisses are common rocks in the crust that have the potential to form granitoid magmas. (e.g. Patiño Douce and Beard, 1995; Patiño Douce, 1999; Wang et al, 2023).

metabasites/amphibolites Partial melting of (including andesite and basaltic andesites of calc-alkaline magma series) can produce a melt with the geochemical characteristics of our study samples: metaluminous granitic magmas, which are rich in CaO and poor in K₂O (Patiño Douce, 1999; Beard and Lofgern, 1991). Additionally, Sylvester (1998) suggested that formation of crustally-derived melts is controlled by plagioclase in the source rock. We note that in a Rb/Sr-Rb/Ba diagram (Sylvester, 1998), the studied granitoid samples are plotted in the high CaO/Na2O field suggesting abundant plagioclase in the primary melt source. Such sources may amphibolite, have meta-andesite or meta-basalt compositions. Ilmenite- amphibolites can form melts in which HFSE are significantly depleted compared to LILE, which is in accord with the geochemical data of the studied granitoid.

Variations between $Al_2O_3/FeOt+MgO+TiO_2$ vs. $Al_2O_3+FeOt+MgO+TiO_2$ and molar CaO/(MgO+FeO^t) vs. molar $Al_2O_3/(MgO+FeO^t)$ (Altherr and Siebel, 2002; Patiño Douce, 1999) show that the studied samples of felsic rocks plot mainly in the field of metabasite- derived melts. We therefore conclude that the origin of Torkian et al.

monzonites and diorites in the studied area of NE-Songhor is consistent with the composition of melts produced by partial melting of amphibolite crustal sources. We further suggest that these amphibolites represent the accumulated fractionation products of earlier magma chambers in the region and reflect the extensive history of arc magmatism in NW Iran.

Conclusion

The granitoid NE-Songhor is located in the Sanandaj-Sirjan Andean magmatic-metamorphic zone, which consists of two main units of granitoids (felsic and intermediate) and diorites and a very small amount of gabbroic rocks. Mineralogical and geochemical studies show that magma type of studied area is I-type, and all of the magmatic units belong to the calc-alkaline affinities. In Harker binary diagrams and patterns of spider diagrams and rare earth elements (REEs), the distribution trend of the samples does not show that they are of comagmatic source, and therefore, their formation under the influence of the fractional crystallization process from a mafic source is ruled out. So, based on geochemical data, the felsic and mafic rocks were not cogenetic and were not formed through progressive fractionation crystallization processes. Specifically, the fractionation of mafic minerals (pyroxene/ amphibole) greatly lowers the HREE content of derivative felsic rocks compared to mafic rocks resulting in high LREE/HREE that are not observed in our samples. Geochemical characteristics show that they are enriched in LILE and LREE and depleted in HFSE. The enrichment of LILE and LREE compared to HFSE elements indicates their similarity to the subduction zone environments. The tectonic environment discrimination diagrams confirm the formation of magma in a volcanic arc environment in an active continental margin related to subduction. In accordance with the geological history of this area, the arc itself can be attributed to subduction of Neo-Tethyan oceanic crust below the Central Iranian microplate.

The geochemical properties of the studied granitoid rocks show that their composition is comparable to the continental crust. Partial melting of metapelites, metagreywackes, amphibolites, metaandesites, metabasalts, or tonalitic gneisses can generate the parental melt. Experimental and laboratory diagrams suggest that diorites and monzonites originate from varying degrees of partial melting of metabasitemetaandesites and amphibolites, while granites (including monzogranite, syenogranite, and granodiorite) are more dispersed.

Reference

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine 148(5-6),692-725.

https://doi.org/10.1017/S001675681100046X.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. International journal of earth sciences 94, 401-419. https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., Kreuzer, H., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). Lithos 50(1-3), 51-73. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00052-3.
- Altherr, R., Siebel, W., 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology 143(4), 397-415. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0352-y.
- Azizi, H., Asahara, Y., Minami, M., Anma, R., 2020. Sequential magma injection with a wide range of mixing and mingling in Late Jurassic plutons, southern Ghorveh, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 200, 104469. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104469.
- Beard, J.S., Lofgren, G.E., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6. 9 kb. Journal of Petrology 32(2), 365-401. https://doi.org/10.1093/petrology/32.2.365.
- Berberian, F., Berberian, M.J., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution 3, 5-32. https://doi.org/10.1029/GD003p0005.

- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. Lithos 97(1-2), 1-29. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.007.
- Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. Lithos 26(1-2), 115-134. https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z.
- Eshraghi, S.A., Jafarian, M.B., Eghlimi, B., 1996. Geological Map of Sonqor 1:100,000. Geological Survey, Iran. (in Persian).
- Jamshidibadr, M., Collins, A.S., Salomao, G.N., Costa, M., 2018. U-Pb zircon ages, geochemistry and tectonic setting of felsic and mafic intrusive rocks of Almogholagh complex, NW Iran Periodico di Mineralogia, 87(1), 21-53.
- 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(3), 238-249. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.006.
- Molaiee Yeganeh, T. M., Torkian, A., Christiansen, E. H., Sepahi, A. A., 2018. Petrogenesis of the Darvazeh maficintermediate intrusive bodies, Qorveh, Sanandaj-Sirjanzone, Iran. Arabian Journal of Geosciences 11, 1-20.doi: 10.1007/s12517-018-3554-y.
- Moyen, J.F., Janoušek, V., Laurent, O., Bachmann, O., Jacob, J.B., Farina, F., Fiannacca, P., Villaros, A., 2021. Crustal melting vs. fractionation of basaltic magmas: Part 1, granites and paradigms. Lithos 402, 106291. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106291.
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?. Geological Society, London, Special

Publications 168(1), 55-75. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05.

- Patiño Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. Journal of Petrology 36(3), 707-738. https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.707.
- Shirmohammadi, M., Sepahi, A.A., Santos, J.F., Maanijou, M., Torkian, A., Vahidpour, H., 2023. Geochemistry and Sr–Nd isotopic characteristics of ferroan-magnesian metaluminous granites of the NW Sanandaj–Sirjan zone, Iran: granite formation in a compressional–extensional setting during Late Jurassic time. Geological Magazine 160(6), 1065-1089.

https://doi.org/10.1017/S0016756823000146.

- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. lithos 45(1-4), 29-44. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Special Publications 42(1), 313-345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.1.
- Torkian, A., Khalili, M., Sepahi, A.A., 2008. Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh Granitoid Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen 185(2), 131. https://doi.org/10.1127/0077-7757/2008/0114.
- Wang, Z.M., Han, C.M., Xiao, W.J., Zhang, Z.Y., 2023. Zircon U–Pb and titanite U–Th–Pb ages of the Ghorveh mixed granitoid pluton: Implications for the Late Jurassic suprasubduction extension of the Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. Geological Journal 58(1), 51-84. https://doi.org/10.1002/gj.4580.





Research Article



مجموعه گرانیتوئیدی عزیزآباد - هزارخانی در شمال شرق سنقر: نشانهای از رخداد فرورانش و تنوع ماگمایی در قوس قارهای سنندج- سیرجان شمالی

اشرف ترکیان^۱*، سارا دامچین مشاک^۲، محسن محمدی^۳ ۱. دانشیار، گروه زمینشناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلیسینا، همدان، ایران ۲. دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلیسینا، همدان، ایران ۳. کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلیسینا، همدان، ایران

اطلاعات مقاله	چکیدہ
تاريخچه مقاله	منطقه مورد مطالعه در شمال زون سنندج- سیرجان، در شمال شرقی سنقر (استان کرمانشاه) واقع شده است. بر اساس مشاهدات صحرایی و
دریافت: ۱۴۰۳/۰۱/۲۰	دادههای کانیشناسی، گرانیتوئید کالک آلکالن نوع I عزیزآباد-هزارخانی از گرانیتها، مونزونیتها و دیوریتها و حجم کمتری از سنگهای گابرویی
پذیرش: ۱۴۰۳/۰۵/۱۱	تشکیل شده است. تغییرات فراوانی عناصر اصلی و کمیاب نشاندهنده طیف ترکیبی پیوسته نیست و بنابراین منشأ هم ماگمایی را پیشنهاد نمیکند.
واژەھاي كليدى	بر اساس شواهد ژئوشیمیایی، نمونهها از عناصر ناسازگار مانند Ce ،La ،Rb ،Th و N غنیشدگی و از Nb ، Ti و Eu تهیشدگی داشته و همچنین
قوس آتشفشانی،	دارای سرشت متاآلومینوس هستند. این ویژگیها نقش پوسته قارهای و مذابهای حاصل از پوسته را منعکس میکنند. نمودارهای متمایزکننده
كالكآلكالن، پوسته،	جایگاههای زمینساختی نشان میدهد این مجموعه سنگها متعلق به قوس آتشفشانی و محیط حاشیه فعال قارمای هستند. با توجه به تاریخچه
متابازيت، آمفيبوليت،	زمینشناسی این ناحیه، میتوان آن را به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر میکروپلیت ایران مرکزی نسبت داد. پیشنهاد ما این است که
كرمانشاه.	ماگماهای گوشته بازالتی پریشان و دروازه ممکن است گرمای مورد نیاز برای ذوب بخشی سنگهای منشأ مختلف مانند آمفیبولیتها، متابازیتها و
具類認思	متاآندزیتها را از طریق انتشار گرما فراهم کرده باشند.

مقدمه

عزیزی و همکاران (Azizi et al., 2020) تزریق توده های نفوذی در پهنه دگرگونی و ماگمایی آندی سنندج-سیرجان را به چهار دوره نسبت دادهاند: ۱) اولین دوره در ۴۵۰-۶۵۰ میلیون سال پیش در بخش شمالی و مرکز؛ ۲) دومین دوره به سن ۳۳۰- ۳۵۰ میلیون سال و بیشتر گرانیتهای نوع A که غالباً در بخشهای شمالی فعال بوده و فعالیت کمتری در بخشهای مرکزی داشته است؛ ۳) سومین دوره به سن ژوراسیک میباشد و

DOI https://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.101373

اغلب بخش مرکزی را متأثر نموده و ۴) چهارمین دوره گرانیتهای همزمان

و پس از برخورد به سن ۵۵ میلیون سال هستند که در بخش شمالی متمرکز

هستند. توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه و نیز مناطق قروه، مشیر آباد، شیروانه

و قلایلان همگی در گروه سوم قرار داشته و شامل ماگماهای فلسیک با سن

rorkian et al., 2008; Mahmoudi et al.,) ژوراسیک پسین هستند

2011; Toulabi Nejad et al., 2021; Azizi et al., 2015; Ghasemi

Siani and Bayat, 2021; Yajam et al., 2015; Jamshidibadr et

al., 2018; MolaieeYeghaneh et al., 2018; Arabzadeh bani

«نویسنده مسئول: اشرف ترکیانa-torkian@basu.ac.ir

استناد به این مقاله: ترکیان، ۱، دامچین مشاک، س.، محمدی، م. (۱۴۰۳) مجموعه گرانیتوئیدی عزیزآباد – هزارخانی در شمال شرق سنقر: نشانهای از رخداد فرورانش و تنوع https://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.101373 تا ۱۵۱. دا مین خوارزمی. جلد ۱۰، شماره ۱، صفحه ۱۲۳ تا ۱۵۱.



مجموعه گرانیتوئیدی عزیزآباد - هزارخانی در شمال شرق سنقر ...

asadi et al., 2024). برای حضور گسترده سنگهای ژوراسیک در پهنه سنندج – سیرجان، برخی از محققین بر اساس شواهد ژئوشیمیایی مدل ریفت قارهای در حال انتشار در حاشیه جنوب غرب اورازیا را ارائه کردهاند و به اعتقاد آنها ماگماتیسم ژوراسیک میانی و کرتاسه پایانی با یک حوضه کششی با فعالیت پلوم گوشتهای و ریفت قارهای در حاشیه غیرفعال قارهای، به دلیل ویژگی OIB-Type و آلکالن سنگها، بیشتر سازگار است (Azizi) به دلیل ویژگی et al., 2018; Azizi and Stern, 2019;

منطقه مورد مطالعه در شمال شرق سنقر (استان کرمانشاه) در محدوده ۴۸٬۰۰ – ۳۰°۴۷ طول شرقی و ۳۰۰٬۳۵۰ – ۳۴°۳۴ عرض شمالی واقع شده و روستاهای گلالی، عزیزآباد، ملاولی، قمشانه، قورمه دره و هزارخانی را در برگرفته است. توده گرانیتوئیدی مورد پژوهش، از نظر ساختاری در پهنه دگرگونی و ماگمایی آندی سنندج - سیرجان (شکل ۱- a) و بیشتر از سنگهای اسیدی تا حدواسط تشکیل شده است. در پیشینه مطالعات زمین شناسی منطقه، نخستین بار عمیدی (Amidi, 1966) در پایان نامه ی کارشناسی ارشد خود، به معرفی گرانیت عزیز آباد و مشیر آباد (مشیر آباد خارج از محدوده مورد مطالعه) پرداخته است. برود (Broud, 1989)، در گزارشی در خصوص لیتولوژی منطقه زاگرس به سنگهای نفوذی کرمانشاه، که منطقه مورد مطالعه بخشی از آن چهار گوش محسوب می شود، پر داخته است و تودههای نفوذی این پژوهش را به سن ژوراسیک و از جنس مونزودیوریت تشخيص داده است. اشراقي و همكاران (Eshraghi et al., 1996) در شرح ورقه ۱۰۰۰۰۰ ۱ سنقر نیز این توده را گرانیت-گرانودیوریت- سینیت-مونزوسينيت - گابرو ديوريت متعلق به ائوسن بالايي - اوليگوسن زيرين معرفی نمودهاند. این توده در بین سنگهای ریولیتی – ریوداسیتی و نیز سنگهای دگرگونی ژوراسیک – کرتاسه (شامل انواع شیست، متاولکانیکها و متابازیتها) نفوذ کرده است (Eshraghi et al., 1996) (شکل (b - ۱).

علاوه بر موارد یادشده، تحقیقات جدیدتر شامل موارد زیر میباشد: ایرانی (Irani, 2013) بررسی فرایند متاسوماتیسم تودههای نفوذی شمال شرق سنقر را به انجام رسانیده است. یاجم و همکاران (Yajam et al., 2015) زیرکنهای توده گرانیتی کالک الکالن در جنوب گلالی (بعنوان بخشی از توده مورد بررسی این مقاله) را به روش U-Pb تعیین سن نموده و سن ۲± ۱۴۹

میلیون سال را اعلام کردهاند. همچنین ژئوشیمی و محیط تکتونیکی گرانیتوئید سیناوند (Mohammadi, 2017) و نیز شیمی کانی های آمفیبول و پلاژیوکلاز این گرانیتوئید اختصاصاً در مناطق ملاولی و قمشانه (Azimbegirad, 2017) مورد بررسی قرار گرفته است. در شمال منطقه مورد مطالعه، گرانیتوئیدها و سنگهای مافیک منطقه میهم توسط عزیزی و همکاران (Azizi et al., 2020) سن سنجی شده و سن جایگزینی آنها را ۱۵۴–۱۴۶ میلیون سال پیش قلمداد کردهاند. نتایج این بررسی بیانگر متفاوت بودن منشأ ماگماهای فلسیک و مافیک آن میباشد. وانگ و همکاران (Wang et al., 2023) نیز با بررسی واحدهای مونزونیتی و گرانیتوئیدی کوه سیناوند، با سنسنجی زیرکن به روش U-Pb و نیز تیتانیت به روش U-Th-Pb، سن حدود ۱۵۱ میلیون سال را اعلام نمودند. نامبرده و همکاران نشان دادند واحدهای یادشده متاثر از کششهای فرارانشی حاکم بر منطقه جایگزین شدهاند و تشکیل گرانیتوئید مورد بررسی را از نوعA و محصول ذوب پوسته هموژن و متاثر از نفود ماگماهای دیوریتی دانسته است. آخرین دادهها مربوط به ترکیان و شمس (Torkian and Shams, 2024) است که صرفاً در کوه سیناوند بوده و شامل شیمی کانی ها و دما – فشارسنجی سنگ گرانیتوئیدی میزبان و انکلاوهای ریز دانه مافیک آن است.

ترکیان و همکاران



شکل۱- a) نقشه زمینشناسی ایران و پهنههای ساختاری آن (Stocklin, 1968) که در آن موقعیت منطقه مورد مطالعه مشخص شده است. b) نقشهی زمینشناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه بر پایه نقشهی زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰ سنقر (Eshraghi et al., 1996).

Fig. 1. a) Geological map of Iran and its structural zones (Stocklin, 1968) and location of the studied area. b) The simplified geological map adapted and modified from the 1:100,000 geological map of Songhor (Eshraghi et al., 1996).

روابط صحرايي

دسترسی به بخشهای مختلف مجموعه گرانیتوئیدی مورد مطالعه (شکل۲-h-۵) به ترتیب در شمال و شمال شرق از طریق روستاهای عزیز آباد، ملاولی و گلالی (شکل۲- ۵) امکان پذیر است. در بخشهای جنوبی و جنوب غربی نمونه برداری با پیمایش مسیرهای قمشانه، هزارخانی و قورمه دره میسر است (شکل ۱). این توده متشکل از طیفی از سنگهای اسیدی تا حدواسط است (شکل های۲- d و c). مشاهدات صحرایی طیفی از انواع سنگهای فلسیک گرانیتوئیدی (شکل۲- e و f) و مونزونیتها (گرانیتوئید حدواسط) را نشان میدهد که با نفوذیهای کم حجم دیوریت (شکل۲- ۵) و مجموعه توسط دایکهایی با ترکیب بیشتر دیوریتی (کمتر از ۵ درصد حجم کل توده مورد بررسی) نیز قطع شده است. این دایکها بیشتر سنگهای فلسیک را مورد هجوم قرار دادهاند (شکل۲- ای). نمونهها رنگ خاکستری فلسیک را مورد هجوم قرار دادهاند (شکل۲- ای). نمونهها رنگ خاکستری ظاهری انکلاوهای دیوریتی از چندده میلیمتر تا چندین سانتیمتر با اشکال

پیمایشهای جامع و دقیق صحرایی نشان میدهد که عموماً بین واحدهای سنگی اشاره شده در بالا نمیتوان تفکیک قائل شد و مرز مشخصی بین آنها ترسیم نمود. البته در برخی موارد مرزها تدریجی (به ویژه بین آلکالیفلدسپار گرانیتها – گرانیت و گرانودیوریتها) است اما در نقشه حدود و گسترش آنها غیرقابل ترسیم است. به لحاظ حجمی واحدهای گرانیتوئیدی (شکل ۲ – e و f) اعم از اسیدیها و حدواسطها منظره صخرهای و بیشترین گسترش (بیش از ۲۵درصد) را دارند. در این واحدها، ساخت تودهای و از نظر ضریب رنگینی هولولوکوکرات تا مزوکرات، با دانهبندی ریز تا متوسط (۵/۰ تا ۵ میلی متر) است. در نمونهی دستی رنگ سفید و گاهی متوسط (۵/۰ تا ۵ میلی متر) است. در نمونهی دستی رنگ سفید و گاهی متوسط (۵/۰ تا ۵ میلی متر) است. در نمونهی دستی رنگ سفید و گاهی متورتی تا خاکستری روشن و سبز رنگ میباشد. دیوریتها (با احتساب مورتی تا خاکستری روشن و سبز میک میباشد. دیوریتها (با احتساب مایکها) (شکل ۲ – g و h) در رده بعدی فراوانی (حدود ۲۰ درصد حجمی)

کالک شیست) و نیز ولکانیکهای ریولیتی – ریوداسیتی ژوراسیک – کرتاسه را قطع کرده است (شکل ۱– b).



شکل ۲- تصاویر صحرایی واحدهای سنگی مطالعه شده. a) نمای کلی از رخنمون واحد سنگی دیوریتی حوالی روستای قمشانه. b و c) نمای عمومی توده گرانیتوئیدی کوه سیناوند. d) دایک مافیک در حوالی روستای گلالی. e و f) نماهایی از توده گرانیتوئیدی حوالی روستای عزیزآباد. g و h) انکلاوهای دیوریتی در واحد سنگی گرانودیوریت.

Fig. 2. Field photographs of the studied rock units. a) Outcrop view of dioritic rocks around the Qomshane village. b, c) General view of the granitoid pluton of the Sinavand mountain. d) Mafic dyke around Galali village. e, f) Views of the granitoid pluton near Azizabad village. g, h) Dioritic enclaves in granodiorite rocks.

سنگنگاری

مشاهدات میکروسکپی نمونه های واحدهای مختلف سنگی منطقه نشاندهنده حضور انواع سنگهای فلسیک گرانیتوئیدی شامل آلکالی فلدسپارگرانیت، گرانیت (سینوگرانیت و مونزوگرانیت)، گرانودیوریت، مونزونیتها (گرانیتوئید حدواسط) شامل مونزونیت – کوارتزمونزونیت، دیوریت (با دامنهی متغیری از کوارتزدیوریت، مونزودیوریت و دیوریت) و هورنبلندگابرو است. واحدهای سنگی به دلیل تنوع ترکیبی، در گروههای گابرو – دیوریتها، گرانیتوئیدهای حدواسط (مونزونیتها) و گرانیتها (گرانیتوئیدهای فلسیک) طبقهبندی و توضیح داده می شوند.

گابرو – ديوريتها

این سنگها دارای ساخت تودهای و از نظر ضریب رنگینی مزو کرات تا ملانو کرات هستند. بافت غالب ساب هدرال گرانولار و اینتر گرانولار و گاهی افتیک است. واحد گابرویی (با نسبت حجمی حدود ۳۰ درصد) دارای بلورهای پلاژیو کلاز و پیروکسن و مقدار قابل توجهی هورنبلند و فاقد اولیوین است. بافت آنها کمابیش دانهریز است و بافتهای کومولایی در آنها دیده نمی شود. دیوریتها به سبب نوسان درصد فراوانی مودال کانیهای اصلی سازنده، دارای طیف ترکیبی متغیری از دیوریت، کوارتزدیوریت و پلاژیو کلاز (۴۵–۶۰ درصد)، ارتو کلاز (۱۰–۱۵درصد) و کوارتز (۵۱–۰ درصد) است. بلورهای پلاژیو کلاز شکل دار تا نیمه شکل دار است که گاهی در امتداد رخ به سریسیت و اپیدوت تبدیل شدهاند. کانیهای فرومنیزین شامل آمفیبول (۵۵–۱۸درصد) و بیوتیت (۲–۸ درصد) (شکل ۳–۵) و نیز کانیهای فرعی اسفن، آپاتیت و کانیهای فلزی (احتمالاً ایلمینت و مگنتیت) است (شکل ۳–۵).

گرانیتوئیدهای حدواسط (مونزونیتها)

این واحد متشکل از سنگهای کوار تزمونزونیت و مونزونیت است. بافت آنها بیشتر ساب هدرال گرانولار است و در بعضی از پلاژیوکلازها بافت منطقهای (زونینگ) مشهود است. کانی های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۴۰–۳۵ درصد)، ارتوکلاز (۳۰–۱۵ درصد)، کوارتز (۱۲–۷ درصد) و مقداری آمفیبول

و بیوتیت (روی هم حدود ۵-۲۰ درصد) است (شکل ۳-۵). وجود کانی آبداری نظیر آمفیبول و بیوتیت از آبدار بودن مذاب سازنده این گروه از سنگها حکایت دارد (شکل ۳-۵).

گرانیتها (گرانیتوئیدهای فلسیک)

این گروه شامل آلکالی فلدسپار گرانیت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت و گرانودیوریت (شکل ۲۳–۲۵–۲۰) است. کانیهای اصلی شامل کوارتز (۲۰–۲۵ درصد)، ارتوکلاز (۲۰–۳۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۵–۱۵درصد) می باشد (شکل ۳–۵). گاهی اثرات دگرشکلی مانند تبلور مجدد و خاموشی موجی در کوارتزها دیده میشود. برخی از پلاژیوکلازها دارای منطقه بندی واضحی هستند (شکل ۳– h) که ممکن است نشانه ای از تغییر فوگاسیته آب در طی مراحل سرد شدن و یا سرد شدن چند مرحله ای باشد (۷۰۹–۷۰). ارتوکلاز به ویژه در آلکالی فلدسپار گرانیتها با بافت خاص پرتیتی تا میکروپرتیتی به وضوح مشهود است که ممکن است وجود شرایط تبلور در عمق کم را نشان دهد. بیوتیت (حداقل ۱۵درصد)، زیرکن، اسفن، اپیدوت و اکسیدهای آهن به عنوان کانی فرعی در نمونه ها مشاهده می شوند (شکل ۳– یو).

انکلاوهای دیوریتی

١٣٣

انکلاوها بیشتر از بافت گرانولار تا اینترگرانولار برخوردارند و نسبت به سنگهای واحد دیوریتی، دانه ریزتر و دارای کانیهای فرومنیزین بیشتری هستند. کانی اصلی روشن آنها پلاژیوکلاز (حدود ۴۰درصد) با مقدارکمی ارتوکلاز (حداکثر ۵ درصد) است . گاهی پلاژیوکلازها بهشدت تجزیه شدهاند. کانی فرومنیزین آمفیبول (۳۵–۴۵ درصد) است که تا حدی کلریتی شده است. کانیهای ثانویه شامل کلریت و زوئیزیت میشوند که حاصل دگرسانی دیگر کانیها میباشند.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی نمونه سنگهای موردمطالعه. a) پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگهای واحد گابرویی. b) دیوریت متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند. c) کوارتز مونزودیوریت. b) مونزونیت. e) گرانودیوریت با حضور پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز. g و f) آلکالی فلدسپار گرانیت متشکل از کانیهای ارتوکلاز پرتیتی، کوارتز مونزودیوریت. b) مونزونیت. e) گرانودیوریت با حضور پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز. g و f) آلکالی فلدسپار گرانیت متشکل از کانیهای ارتوکلاز پرتیتی، کوارتز و پلاژیوکلاز. h) بافت اینترگرانولار در انکلاوهای دیوریتی. علایم اختصاری کانیها از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010).

مجموعه گرانیتوئیدی عزیزآباد - هزارخانی در شمال شرق سنقر ...

روش انجام پژوهش

پس از بررسی پتروگرافی ۹۰ نمونه سنگ برداشت شده، تعداد ۲۰ نمونه انتخاب و به منظور تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به MSALABS (MS Analytical laboratories) (کانادا) ارسال گردید. غلظت عناصر اصلی و عناصر فرعی از طریق روش ذوب لیتیم متابورات و طیفسنجی نشر Inductively Coupled (ICP-AES نشر ICP-AES اسمی پلاسمای جفتیدهی القایی ICP-AES (Plasma – Atomic Emission Spectroscopy) روش ICP-MS تعیین گردید. محتوای عناصر اصلی و فرعی نمونههای آنالیز شده منطقهی موردمطالعه در جدول ۱ ارائه گردیده است. دادههای حاصل با نرم افزارهای GCDKIT، Excel (Minpet ، CorelDraw پردازش شدهاند.

ژئوشيمى

SiO₂ به منظور نام گذاری ژئوشیمیایی توده نفوذی مورد بررسی از نمودار SiO₂ در مقابل Middlemost, 1994) Na₂O + K₂O استفاده شد که نمونه ها در محدوده های گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت، دیوریت و گابرو دیوریت و گابرو محدوده های گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت، دیوریت و گابرو دیوریت و گابرو محدوده های گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت، دیوریت و گابرو مری های ماگمایی (Irvine and Baragar, 1971)، همه ی نمونه ها در محدوده ی ماگمایی (Irvine and Baragar, 1971)، همه ی نمونه ها در محدوده ی ساب آلکالن قرار گرفته اند. در عین حال نمودار آهن کل در مقابل آلومینیوم (شکل ۴-۵)، نشان می دهد که سنگهای مورد مطالعه در محدوده ی ماآلومین جای می گیرند (Irvine and Baragar, 1971). نمودار آمن کل در مقابل محدوده ی ماآلومین جای می گیرند (Irvine and Frost, 2008). نمودار بیشتر مونه های گرانیتوئیدی در قلمرو سری کالک آلکالن و دو نمونه (Irvine and Baragar, 1971) موید مخور بیشتر نمونه های گرانیتوئیدی در قلمرو سری کالک آلکالن و دو نمونه (Irvine and Baragar, 1971). در مرز بین توله ایتی ها و کالک آلکالن است.

نمودارهای هارکر (شکلهای ۵ و ۶)، جهت بررسی وجود یا عدم وجود ارتباط ژنتیکی بین گروههای مختلف این مجموعه گرانیتوئیدی استفاده شده است. نمودارهای مذکور نشاندهنده آن است که با افزایش محتوای SiO2 ارتباط معنادار و قابل ملاحظهای بین سنگهای فلسیک و مافیک – حدواسط مشاهده نمی شود. سنگهای گابرویی و دیوریتی نسبت به روند گرانیتها و SiO2 مونزونیتها پراکندگی دارند. در نمونههای دیوریتی، با افزایش محتوای SiO2

مقادیر MgO ،CaO و Fe₂O₃ (شکل ۵- ۵ / d ،b ،a) کاهش نشان داده و K₂O و Na₂O (شکل ۵- ۵ k, وندی افزایشی دارند. در این واحد سنگی كاهشMnO، TiO2، MgO، CaO و Fe₂O3 مى تواند حاصل جايگزينى اين عناصر در كانىهاى فرومنيزين و پلاژيوكلازها، طي فرآيند تبلور تفريقي باشد. در همین حال ملاحظه می گردد که در گابروها، روند عناصر کاملاً پراکنده است. روندها در نمودارهای هار کر برای انواع گرانیتوئیدها (شامل انواع گرانیت و مونزونیتها) از نوع خطی است و احتمالاً تحت تأثیر فرایند تفریق بلورین حاصل شده باشد. مقدار SiO₂ از حدود ۶۳ تا تقریبا ۷۸ درصد وزنی تغییر مي كند كه با افزايش آن، عناصر منيزيم، آهن، كلسيم و تيتانيوم كاهش نشان میدهند. گفتنی است که محتوای Al₂O₃ (شکل h-۵) کمابیش ثابت است ولی در عین حال در سنگهای فلسیک از مونزونیتها به سمت گرانیتها با افزایش SiO₂ اندکی روند کاهشی را نشان میدهند. این تغییرات سازگار با تبلور تفريقي و جدايش كانىهايي مانند پلاژيوكلاز و برخي كانىهاي فرومنیزین مانند آمفیبول و بیوتیت و گاهی فازهای فرعی آپاتیت و اکسیدهای فلزی (آهن- تیتان) قابل توجیه است. لذا چنین استنباط می گردد که بین مونزونیتها، گرانودیوریتها و انواع گرانیتها، فرایند تبلور تفریقی حاکم بوده و مسبب تنوع طیف سنگها است.

ترکیان و همکاران

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه های مورد مطالعه.

	Туре	SiO ₂	Al ₂ C) ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	T N	InO	MgO	CaO	K	0 1	Na ₂ O	P_2O_5	LOI	TOTAL
Sample		wt%	wt%	,	wt%	wt%	wt%	wt%	W	/t%	wt%	wt%	wt	%	wt%	wt%	wt%	
Sm4ag10	granite	69.53	14.8	0 (0.49	0.52	2.63	3.40	0.	.06	1.96	2.21	3.'	73 3	3.29	0.14	1.23	100.84
Sm3ag11	granite	68.47	15.4	6 (0.68	0.57	2.92	3.87	0.	.06	1.22	3.87	4.	18 2	2.82	0.19	1.37	102.19
Sm4a19	granite	75.85	13.4	3 (0.14	0.16	0.83	1.04	0.	.50	0.21	0.18	5.	10	1.18	0.05	0.73	98.41
Sm2a23	granite	69.84	13.8	6 (0.43	0.46	2.36	3.01	0.	.04	0.35	1.90	5.3	31 3	3.97	0.08	0.32	99.11
Sm4a13	granite	74.44	14.2	0 0	0.22	0.33	1.67	2.22	0.	.04	0.25	0.87	5.0)2 3	3.62	0.06	0.55	101.49
Sm4a8	gabbro	48.51	15.1	3	1.99	1.92	9.79	11.88	0.	.20	6.26	8.43	2.4	19	1.42	0.32	1.50	98.13
Sm4a10	gabbro	49.05	16.6	2	1.06	1.47	7.48	9.23	0.	.17	7.78	9.17	2.2	29	1.90	0.13	1.29	98.69
Sm3a11	gabbro	52.30	15.5	2 2	2.04	1.71	8.74	10.98	0.	.20	4.92	7.62	3.2	24	1.21	0.36	1.02	99.41
Sm5a3	diorite	54.19	17.1	0	1.26	1.23	6.29	8.27	0.	.13	5.62	9.22	3.0	50	1.00	0.22	1.02	101.63
Sm4a9	diorite	56.77	16.6	7	1.50	1.26	6.41	8.14	0.	.13	2.81	5.47	4.	15	1.63	0.43	1.30	99.00
Sm3a10	diorite	55.08	16.6	3	1.42	0.55	2.82	3.65	0.	.06	4.94	10.09	3.8	35 (0.43	0.32	1.07	97.54
Sm4a15	diorite	58.08	15.3	4	1.55	1.22	6.24	8.23	0.	.15	2.20	4.52	3.9	0 0	2.82	0.58	0.76	98.13
Sm1a5	diorite	61.11	15.9	9	1.37	1.19	6.08	7.55	0.	.14	2.07	4.50	3.8	34 2	2.80	0.37	1.10	100.84
Sm5a2	monzonite	65.53	15.6	8	1.01	0.87	4.46	5.91	0.	.11	1.34	3.33	5.	16 2	2.83	0.26	0.74	101.90
Sm3a5	monzonite	66.99	15.3	0 (0.77	0.93	4.76	5.79	0.	.14	0.75	1.93	5.	50 2	2.84	0.17	0.42	100.60
Sm3a1	monzonite	65.80	16.1	1 (0.75	0.54	2.75	3.40	0.	.08	0.89	5.87	4.	10 4	4.14	0.21	0.51	101.86
Sm1a9	monzonite	62.20	15.3	2	1.27	0.77	3.91	4.94	0.	.09	1.82	4.64	3.8	30 3	3.57	0.34	0.78	98.77
Sm2a20	monzonite	63.31	14.7	0	1.08	0.89	4.53	5.96	0.	.10	1.24	3.38	5.4	46 3	3.25	0.30	0.46	99.24
Sm1a1	monzonite	66.75	16.7	9 (0.76	0.36	1.82	2.36	0.	.03	0.94	3.70	6.4	46 ž	2.72	0.17	0.39	101.07
	•																	
				1			1	1			1	1		T		-		
	Sample	Cs	Rb	Ва	Sr	Th	U	Zr	Hf	Та	Y	Nb	Sc	Cr	Ni	Co	V	
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
	Sm4ag10	6.57	144.20	334.60	172.60	16.42	10.96	275.00	7.20	4.20	35.00	31.10	8.30	85.00	2.60	11.30	62.00	
	Sm3ag11	4.57	76.40	345.00	162.10	17.40	10.34	349.00	8.00	3.90	27.50	40.60	5.80	71.00	9.40	6.30	65.00	
	Sm4a19	0.73	62.60	60.50	62.00	21.64	4.15	166.00	5.20	2.90	27.60	21.90	2.70	19.00	2.20	1.10	10.00	

Table1. Result of Major and trace element contents of rocks in the studied samples

Sample	Cs	Rb	Ba	Sr	Th	U	Zr	Hf	Та	Y	Nb	Sc	Cr	Ni	Со	V
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Sm4ag10	6.57	144.20	334.60	172.60	16.42	10.96	275.00	7.20	4.20	35.00	31.10	8.30	85.00	2.60	11.30	62.00
Sm3ag11	4.57	76.40	345.00	162.10	17.40	10.34	349.00	8.00	3.90	27.50	40.60	5.80	71.00	9.40	6.30	65.00
Sm4a19	0.73	62.60	60.50	62.00	21.64	4.15	166.00	5.20	2.90	27.60	21.90	2.70	19.00	2.20	1.10	10.00
Sm2a23	0.76	76.70	398.70	163.30	10.35	4.51	486.00	12.90	1.90	48.40	22.50	4.70	90.00	1.80	2.90	21.00
Sm4a13	3.87	218.40	478.40	59.40	14.36	7.99	242.00	7.20	3.10	42.50	28.80	3.80	32.00	2.30	1.70	16.00
Sm4a8	4.21	96.40	225.50	271.50	3.81	0.61	173.00	3.70	1.10	30.70	14.20	36.60	190.00	39.90	37.40	291.00
Sm4a10	9.64	135.90	176.60	203.00	3.92	0.96	134.00	2.90	0.50	27.40	5.80	35.80	220.00	109.20	38.60	183.00
Sm3a11	6.26	65.40	230.80	189.50	5.75	2.53	239.00	5.60	3.30	60.70	49.00	33.60	182.00	35.80	28.70	249.00
Sm5a3	2.21	63.50	155.70	273.90	8.12	1.33	245.00	3.80	0.08	2.67	10.00	30.20	294.00	39.90	27.30	210.00

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-12-21]

مجموعه گرانیتوئیدی عزیزآباد - هزارخانی در شمال شرق سنقر ...

ترکیان و همکاران

]	Sm5a11	1.69	33.50	203.3	30 247.	30 5.6	5 1.5	0 246	5.00 5	5.50	1.30	39.90	17.00	32.10	40.00	16.6	50 2	9.00	296.00
Ì	Sm3a10	1.35	22.60	185.7	70 463.	50 4.6) 2.4	8 175	5.00 4	4.10	1.40	28.80	15.00	24.90	121.00	54.5	50 8	.40	203.00
Ì	Sm4a15	3.67	105.20) 687.8	30 284.	60 11.	52 3.1	8 497	7.00	10.40	3.80	56.90	56.60	19.50	28.00	2.80) 1	3.80	134.00
ĺ	Sm1a5	3.84	58.88	419.0	50 230.	30 9.5	3 3.5	4 289	9.00 6	5.90	2.10	44.00	27.10	20.60	48.00	10.5	50 1	2.60	164.00
ĺ	Sm4a9	4.80	80.30	420.8	30 289.	40 10.	92 2.7	9 393	8.00 8	8.80	2.70	46.70	37.00	23.70	7.00	15.9	0 1	7.80	197.00
ĺ	Sm5a2	2.15	75.10	428.0	00 159.	60 12.	11 3.4	6 596	5.00	13.60	2.20	48.50	28.90	12.70	20.00	6.10) 7	.90	82.00
	Sm3a5	2.01	72.90	475.0	50 95.7	0 9.5	3 2.7	1 630	0.00	13.40	2.25	60.20	39.10	9.20	27.00	3.60) 4	.10	25.00
	Sm3a1	1.14	110.20	603.	10 167.	20 10.	08 6.1	3 416	5.00	10.50	2.70	42.10	31.80	7.50	37.00	6.10) 4	.80	3.00
	Sm1a9	0.93	112.20) 455.5	50 223.	30 3.9	3 4.9	8 394	4.00 9	9.20	2.00	50.30	28.70	19.30	54.00	10.3	30 7	.40	132.00
	Sm2a20	1.56	91.80	456.0	50 190.	70 6.7	9 2.8	4 522	2.00	11.50	0.50	57.60	30.10	12.80	99.00	1.90) 5	.40	55.00
	Sm1a1	0.37	59.40	361.8	80 177.	50 18.	85 4.6	9 654	4.00	14.70	2.00	43.10	26.50	7.80	61.00	2.50) 2	.50	61.00
		Sar	nple	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu		
				ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppn	n ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm		
		Sm	4ag10	52.20	90.70	8.95	30.20	5.65	0.88	5.53	0.96	5 5.43	1.18	3.76	0.64	3.97	0.68		
		Sm	3ag11	30.30	52.10	5.26	18.60	3.86	1.25	4.04	0.67	4.21	0.90	2.97	0.52	3.02	0.48		
		Sm	4a19	35.00	60.90	6.77	23.70	4.92	0.40	4.67	0.76	6 4.47	0.86	2.97	0.49	3.22	0.48		
		Sm	2a23	40.20	69.90	10.43	35.70	7.52	1.00	7.53	1.29	7.79	1.61	5.12	0.79	5.52	0.89		
		Sm	4a13	47.80	86.00	9.06	30.20	6.21	0.75	6.00	1.08	6.64	1.38	4.52	0.79	4.78	0.74		
		Sm	4a8	17.20	37.90	4.84	20.90	5.18	1.84	5.81	0.93	3 5.80	1.13	3.47	0.52	3.18	0.46		
		Sm	4a10	9.70	21.90	2.86	12.50	3.41	1.01	4.00	0.73	4.96	1.02	3.15	0.49	3.06	0.46		
		Sm	3a11	38.10	76.80	8.84	34.20	8.24	1.50	9.08	1.64	10.32	2 2.13	6.68	1.05	6.70	0.95	-	
		Sm	5a3	17.50	36.00	4.40	18.90	4.45	1.35	5.02	0.87	4.97	1.02	3.07	0.45	1.72	0.43	-	
		Sm	5a11	20.10	42.60	5.45	23.20	4.02	1.86	7.67	1.15	6.89	1.43	4.28	0.66	3.98	0.59		
		Sm	3a10	20.10	40.40	4.94	20.30	4.67	1.30	4.84	0.84	4.95	0.99	3.03	0.46	2.74	0.42		
		Sm	4a15	83.20	150.10	15.79	58.00	11.10	1.42	11.49	1.70) 10.13	3 2.07	6.22	0.91	5.89	0.88		
		Sm	1a5	29.90	63.50	7.61	31.30	7.01	1.80	7.31	1.22	2 7.35	1.49	6.70	0.72	4.20	0.67		
		Sm	4a9	54.00	104.30	11.70	45.30	9.29	2.19	9.56	1.51	8.56	1.77	5.26	0.77	4.79	0.73		
		Sm	5a2	37.60	75.50	8.98	35.10	7.62	1.65	7.78	1.25	5 7.87	1.67	5.25	0.82	5.27	0.82	-	
		Sm	3a5	45.90	92.60	10.60	41.80	9.39	2.26	9.92	1.63	3 10.3	1 2.14	6.67	1.07	6.47	1.00	-	
		Sm	3a1	53.10	104.30	10.77	35.80	7.00	1.91	7.28	1.18	3 7.15	1.49	4.77	0.72	4.91	0.70		
		Sm	1a9	20.80	45.20	5.73	25.00	6.18	1.36	6.88	1.19	7.28	1.59	5.20	0.79	5.14	0.82	-	
		Sm	2a20	38.00	79.40	9.70	37.10	9.06	1.62	9.48	1.60) 4.94	2.04	5.93	0.88	5.60	0.88	-	
		Sm	1a1	29.80	66.00	8.00	31.40	7.05	1.02	6.96	1.00	696	1 50	4 73	0.00	4.92	0.74	-	
		SII		27.00	00.00	0.00	51.40	1.05	1.7/	0.70	1.20	, 0.70	1.50	4.73	0.70	7.74	0.74	1	

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-12-21]

عناصر کمیاب این نمودارها (شکل ۶ و جدول ۱) نیز بیانگر آن است ف که روندهای موجود بین گروههای مختلف سنگهای مافیک –دیوریتی و م فلسیک بدون ارتباط ژنتیکی بوده و روند مشخصی از کاهش یا افزایش عناصر وجود ندارد و لذا هم منشأ بودن آنها را ثابت نمی کند. نمودارهای هار کر یادشده برای سنگهای دیوریتی (و تا حدی گابروها) نشان می دهند یادشده برای سنگهای دیوریتی (و تا حدی گابروها) نشان می دهند که با افزایش درصد اکسید سیلیسیوم عناصر OC و IN (شکل ۶-۵، ۵) که با افزایش درصد اکسید سیلیسیوم عناصر OC و iN (شکل ۶-۵، ۵) تغییر کرده است. V و IN و Ba (شکل ۶- ۵، ۵) به طور فزاینده تغییر کرده است. V و IN جز عناصر سازگار و نامتحرک هستند و دلیل ساختمان کانیهای فرومنیزین در مراحل ابتدایی تبلور نظیر پیروکسن و آمفیبول باشد. از طرفی دیگر عنصر Th با افزایش روند تفریق در بین

فلدسپارها و نیز کانیهای بیوتیت، هورنبلند و آلکالی فلدسپار در مراحل پایانی تبلور افزایش مییابند (Rollinson, 1994) و لیکن Co. Sr ،Ni و Tr با افزایش مقدار SiO₂ روند کاهشی دارند. این روند با پیشروی فرایند تبلور تفریقی مطابقت دارد. در مجموع به نظر میرسد نتایج حاصل نمودارهای دوتایی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب نمی تواند ارتباط ژنتیکی بین سنگهای دیوریتی – گابرویی را با دو گروه دیگر تایید کنند و وجود ژنز مشترک از طریق تبلور تفریقی یک ماگمای والد واحد مافیک را منتفی میسازد. نمودارهای عنکبوتی شواهد بیشتری را به نمایش می گذارند که در ادامه به آنها پرداخته خواهد شد.



شکل ۴- a) نمودار ردهبندی SiO₂ در مقابل Irvine and Baragar, 1971) (b. (Middlemost, 1994) (TAS) Na₂O + K₂O) و جایگیری نمونههای مورد مطالعه در قلمرو سنگهای ساب الکالن. c) نمودار آهن کل ((wt.%) در مقابل آلومینیوم ((wt.%) جهت تعیین درجه اشباع از آلومینیوم (Forst and Frost,) (2008). b) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) که در آن نمونه سنگهای مورد بررسی بیشتر در قلمرو سری کالک آلکالن توزیع شدهاند.

Fig. 4. a) SiO_2 versus $Na_2O + K_2O$ (TAS) classification diagram (Middlemost, 1994). b) diagram (Irvine and Baragar, 1971) and placement of the studied samples in the sub-alkaline field. c) Total iron (wt.%) versus aluminum (wt%) to determine the degree of saturation with aluminum (Forst and Frost, 2008). d) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971) showing that the investigated rock samples are mainly plotted in the calc-alkaline series.

نمودارهای عنکبوتی چندعنصری نمونههای مورد مطالعه در گرانیتوئیدی عزیزآباد - هزارخانی در شکل ۸ ارائه شده است. نمونهها همگی نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شدهاند. نمودارها نشان میدهند عناصر Rb ،Th ،K و Cs دارای أنومالی مثبت در مقایسه با عناصر مجاور خود هستند اما عناصر Ti ،Nb ،Ta ،Ba و Sr تهی شدگی مشخصی را نشان میدهند. این رفتار عناصر در هر دو گروه سنگی مونزونیتها و گرانیتها مشابه است و لیکن در خصوص برخی عناصر مانند تیتانیوم، روبیدیم و تا حدودی برای استرانسیوم و باریم، گرانیتها از تهی شدگی بارزتری برخوردارند. در دیوریتها و گابروها عناصر Nb ،Ta ،Ba و Sr آنومالی منفی مشهودی را نشان میدهند. وجود آنومالیهای منفی در گرانیتها (هر دو طیف فلسیک تا حدواسطها) با مشتق شدن آنها از تبلور تفریقی شدید تا متوسط یک ماگمای گابرویی در تضاد است (Turner et al., 1992). برخى محققين (براى مثال ?al., 1995). K) معتقدند غنی شدگی از عناصر ناسازگار K) معتقدند غنی شدگی از عناصر ناسازگار Rb ،Th و La و همچنین آنومالی منفی عناصر Sr ،Nb ،Ti و Ba در ماگماهای فلسیک و حتی مافیک دلالت بر آن دارد که مذاب تحت تأثیر فرایند ذوب و یا هضم موادی با منشأ پوستهای قرار گرفته است با اصطلاح کلی "آلایش یوستهای" توصیف می گردد. . آنومالی منفی یا تھی شدگی -Ta Nb در سنگهای منطقه نشان از تعلق ماگما به مناطق حاشیه فعال قارهای در امتداد زونهای فرورانش است (Pearce, 1982, 1383; Pearce and است (Peate, 1995). در بخش منشأ و تحولات ماگمایی منطقه مورد نظر بیشتر به این موضوع پرداخته خواهد شد.

الگوهای عناصر نادر خاکی (REE) برای نمونههای مورد مطالعه در شکل ۷ آورده شده است که در آن عناصر با استفاده از مقادیر گوشته اولیه بهنجارسازی شده است. درهمه واحدهای سنگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) دارای فراوانی بیشتر و غنی شدگی بارزی هستند. همین طور برای همه واحدهای سنگی (تقریباً به استثناء گابروها) ناهنجاری منفی Eu بطور مشخص در نمودارها مشهود است. مقدار آنومالی منفی Eu نمود بارزتری در نمونههای گرانیتوئیدی (اعم از گرانیتها و مونزونیتها) دارد (شکل ۷). این الگوها بیانگر آن است که همه نمونههای مورد مطالعه از شیب نسبتاً ملایم و منفی برخوردارند، و لیکن فراوانی نسبی عناصر نادر خاکی سنگین در سنگهای حدواسط دیوریتی- گابرویی در مقایسه با سنگهای فلسیک گرانیتوئیدی و مونزونیتی، کمتر است. این واقعیت نیز هم منشأ بودن سنگهای فلسیک و دیوریتها را منتفی می سازد. به عبارت دیگر ماگمای فلسیک محصول فرایند تبلور تفریقی ماگماهای مافیک -حدواسط دیوریتی نیستند و به نظرمیرسد از منشأهای متفاوتی سرچشمه گرفته باشند. قبلاً نیز در نمودارهای هارکر مشخص گردید که وابستگی ژنتیکی بین واحدهای گرانیتوئیدها و دیوریتها (شامل نمونه گابرویی) وجود ندارد. گرانیتوئیدهای حدواسط مونزونیتی از HREEها غنی تر هستند و آنومالی منفی Eu در آنها در مقایسه با گرانیتوئیدهای فلسیک کمتر است. این عنصر در فلدسیارها جذب می گردد و سرشت سازگار دارد. این سنگها از سایر گرانیتوئیدها (گروه گرانیتها)، یلاژیوکلاز بیشتر و آلکالی فلدسیار کمتری دارد.

ترکیان و همکاران



شکل ۵- نمودار هارکر اکسیدهای عناصر اصلی. علائم مانند شکل ۴.

Fig. 5. Major element oxides Harker diagrams. Symbols as in Fig. 4.



شکل ۶- نمودار هارکر عناصر کمیاب. علائم مانند شکل ۴.

Fig. 6. Trace elements Harker diagrams. Symbols as in Fig. 4.



شکل ۷- نمودار عناصر نادر خاکی بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). Fig. 7. Primitive mantle- normalized rare earth elements (REE) patterns (Sun and McDonough, 1989).



شکل ۸- نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). علائم مانند شکل ۷. Fig. 8. Primitive mantle-normalized multi elements diagrams (Sun and McDonough, 1989). Symbols as in Fig. 7.

مطالعات متعدد نشان میدهد که عناصر کمیاب میتوانند برای تمایز بین پس از برخورد نیز تشکیل شوند. با توجه به دادههای ژئوشیمیایی و سن، بعید است گرانیتوئیدهای نوع I مورد مطالعه که سن اواخر ژوراسیک (حدود ۱۵۰ میلیون سال) را دارند به یک محیط تکتونیکی پس از برخورد وابسته باشند. لازم به یادآوری است که گرانیتهایی که شدیداً تفریقیافتگی دارند نیز در محدودهی گرانیتهای درون صفحهای تصویر میشوند. به علاوه گاهی ماگماهایی که در مراحل انتهایی یک ماگماتیسم مرتبط با قوس شکل Förster می به سمت محیط درون صفحهای متمایل میباشند (Förster

با این وجود نمی توان نقش پهنه تکتونیکی که این توده در آن مستقر شده را نادیده گرفت چرا که مجموعه مورد مطالعه در پهنه دگرگونی-ماگمایی آندی سنندج-سیرجان به عنوان یک پهنه فعال تکتونیکی جای Berberian and Berberian, 1981; Torkian et al.,)

رژیم زمینساختی سنگهای مورد مطالعه

خاستگاه تکتونیکی (زمین ساختی) ماگماهای گرانیتوئیدی مورد استفاده قرار گیرند (برای مثال ;Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986) با استفاده از (Pearce, 1996). پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) با استفاده از نسبت بین عناصر کمیاب خاستگاه زمین ساختی گرانیتوئیدها را به چهار گروه شامل گرانیتهای پشتههای اقیانوسی (ORG)، گرانیتهای درون صفحهای شامل گرانیتهای پشتههای اقیانوسی (VAG) و گرانیتهای همزمان با کوهزایی تقسیم کردند. در نمودار Nb-Y+Nb و گرانیتهای همزمان با مطالعه بیشتر در محدودهی VAG تا PPG (شکل ۹-۹)، نمونههای مورد پست تکتونیک قرار می گیرند. نمونهها در نمودار VAG و نیز قلمرو درون صفحهای نیز با محیطهای یاد شده ساز گاری دارد و در آن، نمونههای مورد مطالعه در به اعتقاد پیرس (Pearce کر و کوه) کرانیت قوس آتشفشانی) جایگیری دارند.

2008;Yajam et al., 2015; Azizi et al., 2020; Wang et al., .(2023)

از مجموعه شواهد زیر نیز می توان برای وابستگی واحدهای سنگی مورد مطالعه به رژیمهای تکتونیکی فرورانش در محیطهای قوس آتشفشانی استفاده کرد:

- در محیطهای فرورانش میزان Th افزایش می یابد (Schandl) در محیطهای (and Gorton, 2002).
- سنگهای توده نفوذی مورد مطالعه از عناصر HFSE تهی بوده
 و نسبت عناصر Nb/Y در آن پایین است (۱/۴۸ تا ۱/۴۸) که با

میزان پایین Nb/Y (۱/۷۲ تا ۱/۷۲) در قوس ماگمایی مرتبط با فرورانش مطابقت دارد (Pearce, 1983; Temel et al., 1998).

Rudnick) ۶/۲ برابر ۲/۶ (۱۹۵۵ یوسته قارهای برابر ۸/۲ (Rudnick) ۶/۲ بنسبت Nb/U در سنگهای پوسته قارهای برابر ۱۹۶۶ (Infmann et al., 1986) و در بازالتهای قوس اقیانوسی و پشتههای میان اقیانوسی برابر ۴۷ (Nb/U پایین (متوسط است. نمونههای موردمطالعه با نسبت Nb/U پایین (متوسط ۱۹۶۰) با سنگهای پوسته قارهای مشابهت دارند و امکان وجود این سنگها را از محیطی مرتبط با پوسته اقیانوسی منتفی میسازد.



شکل ۹- نمودارهای متمایز کننده محیطهای تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی (Pearce et al.,1984; Pearce, 1996). a) نمودار Yb+Ta-Rb) نمودار (Pearce et al.,1984; Pearce). a) نمودار (Pearce et al.,1984; Pearce). علائم مانند شکل ۷

Fig. 9. Discrimination diagrams of granitoids (Pearce et al., 1984; Pearce, 1996). a) Nb+Y vs. Rb diagram. b) Yb+Ta vs. Rb diagram. Symbols as in Fig. 7.

منشأ و تحول ماگمایی منطقه مورد مطالعه

همانگونه که از بررسی شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی گروههای مختلف سنگی منطقه مورد مطالعه استنتاج میشود به دلایل زیر فازهای مختلف یادشده مجموعه نفوذی عزیزآباد-هزارخانی دارای منشأ مشترکی نیستند و نظریه هم ژنز بودن واحدهای سنگی گرانیتوئیدی و گابرو-دیوریتی منتفی می باشد:

تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب با تغییرات مقدار SiO₂
 همخوانی ندارد و روند خطی پیوستهای بین تمامی واحدهای این مجموعه مشاهده نمی شود.

وسعت و حجم ماگمای گرانیتوئیدی در مقایسه با مجموع حجم
 ماگماهای مافیک – دیوریتی بسیار بیشتر و بیش از سه برابر میباشد.

الگوی عناصر نادر خاکی نمونههای گابرویی و دیوریتی با واحدهای مونزونیتی و گرانیتی موازی یکدیگر نبوده و همدیگر را قطع می کنند. به علاوه، نمونه سنگهای فلسیک منطقه از عناصر نادر خاکی سنگین غنی تر هستند حال آنکه در صورت وجود منشأ مشترک می بایست واحدهای مافیک تر نسبت به انواع فلسیک تر از HREE بیشتری برخوردار باشند. زمین شناسان معمولاً سه منبع را برای توضیح منشأ تودههای گرانیتوئیدی در نظر می گیرند که شامل منشأ پوسته قارهای، منشأ گوشتهای، و منشأ مختلط که ترکیبی از مور که شامل منشأ گوشتهای و پوستهای است. به همین دلیل پیچیدگی هایی در هر دو منشأ گوشتهای است.

تعیین ژنز گرانیتوئیدها وجود دارد که متأثر از موارد زیر میباشد: ۱) ترکیب متفاوت منشأ مذاب، ۲) شرایط متغیر ذوب، ۳) واکنشهای شیمیایی و فیزیکی پیچیده بین ماگماهای مافیک و فلسیک، ۴) محیط تکتونیکی، ۵) آلایش و هضم پوستهای، ۶) فرایندهایی مرتبط با آشیانه ماگمایی شامل Kemp ان و هضم پوستهای، ۶) فرایندهایی مرتبط با آشیانه ماگمایی شامل نفریق بلورین و تغییراتی ناشی از ورود پالسهای جدید ماگمایی (Kemp tal., 2005; Frost and Frost, 2011; Eby, 1990; Bonin, 2007; .(Grebennikov, 2014; Lu et al., 2020

مجموعه سنگهای مورد مطالعه سرشت ماگماهای کالکالکان را دارند. گرانیتویید منطقه مورد مطالعه دارای ویژگیهای بارز گرانیتهای نوع I است. وجود کانیهای فرومنیزین بیوتیت و هورنبلند و نیز آپاتیت و تيتانيت،ASI<1.1، نسبتهاى بالاى CaO، CaO، نسبتهاى بالاى chappell, 1983; Chappell and Stephens, 1988) ، غنی شدگی بارز LILE و LREE و تهیشدگی HFSE از ماهیت I-type آنها پشتیبانی می کند. از طرفی همان طوری که اشاره شد رفتار عناصر کمیاب مانند غنی شدگی LILE و LREE در مقایسه با عناصر HFS بر وابستگی این سنگها به محیطهای مناطق فرورانش دلالت دارد و پیامدی از دخالت صفحه فرورونده و أغشتگی با مواد یوستهای است (;1984) Pearce et al., Rollinson, 1994). با این حال برخی پترولوژیست ها نیز این ویژگی ها را به دلیل تأثیرات ترکیبات پوسته قارهای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی مىدانند (Rilinson, 1994 ; Küster and Harms, 1998). چنين ماگماهایی به سبب ویسکوزیته بالایی که دارند امکان صعود آنها به سطح زمین کمتر است و به همین دلیل تودههای نفوذی را به وجود میآورند. به علاوه ویژگیهایی ژئوشیمیایی گرانیتوئیدها مانند همه ماگماهای این مناطق، تحت تاثیر عوامل متعدد در این محیطهاست. این پارامترها شامل شرایط ذوب، ترکیب یوسته و سهم تأثیر پوسته در مذاب، سیالات آزاد شده از اسلب فرورو و ترکیب گوه گوشتهای می باشد (برای مثال ; Altherr et al., 2000; Azizi et al., 2020; Barbarin, 1999; Bonin, 2007; Dahlquist et al., 2010; Eby, 1990; Frost and Frost, 2011; Grebennikov., 2014; Kemp et al., 2005; Moyen et al., 2021; Morfin et al.,

2013; Lu et al., 2020; Pearce, 1996; Pitcher, 1997; Patiño Douce, 1999; Rapp et al., 1991; Shirmohammadi et al., 2023; (Torkian et al., 2008; Yajam et al., 2015).

پترولوژیستها دو روش برای تولید ماگماهای فلسیک (گرانیتوئیدها) در محیطهای قوس قارمای و پشت قوس پیشنهاد نمودهاند: روش اول تبلور تفریقی یک ماگمای بازیک توام با آلایش پوستهای (AFC: assimilation Grove and است (برای مثال) (and farctional crystallization Donnelly-Nolan, 1986; Bacon and Druitt, 1988; Altherr et al., 1999; Turner et al., 1999; Altherr et al., 2000). به دلايلي که در بالا بدانها اشاره شد این روش برای ایجاد واحدهای آذرین منطقه مورد مطالعه صادق نیست و لذا تبلور تفریقی حاصل از یک ماگمای بازالتی فرایندی نیست که موجب تشکیل طیف سنگهای عزیزآباد - هزارخانی را فراهم آورده باشد. روش دیگر، ذوب بخشی سنگهای پوستهایست (برای مثال ;Bullen and Clynne, 1990; Roberts and Clemens, 1993 Guffanti et al., 1996). سنگهای حاصل از ذوببخشی یوسته حاوی مقادیر زیادی از LREE ،K ،U ،Th ،Rb و Pb هستند. همچنین این سنگها از عناصر Ti ،Ta و Nb فقیرند اما از عناصر کمیاب متحرک غنی شدهاند و تفریق خفیف HREE را نشان می دهند (Clemens and Stevens, 2016; Gao et al., 2016; Taylor and McLennan, 1985,1995; Moyen et al., 2021) . ويژگىھاى ژئوشيميايى گرانیتوئیدهای موردمطالعه (گروههای فلسیک و مونزونیتها) از چنین خصوصیاتی برخوردارند. پیشتر اشاره شد که سنگهای مورد مطالعه به لحاظ Nb/U با ماگماهای پوستهی قارهای مشابهت دارند و مستقل از منابعی با منشأ پوسته اقیانوسی هستند. لذا به منظور شناسایی منشأ ماگمای سازنده، نسبتهای عناصر مختلف نمونههای این پژوهش با میانگین ترکیب پوسته قارهای (Taylor and McLennan, 1985, 1995) مقایسه شده است (جدول۲). در این جدول مشاهده می شود که نسبتهای Ba/Th، Th/La، Zr/Nb ،La/Nb و Ba/La و Zr/Nb ،La/Nb میانگین ترکیب پوسته قارهای (پوسته زیرین) دارد.

_
5
2
÷.
4
8
0
5
. H
<u>ں</u>
1.3
Ę
ž
Ē
50
HC
Ē.
ğ
ğ
oa
ľ
<u>B</u>
2

DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.101373

Sample	Ba/La	La/Nb	Ba/Th	Th/La	Zr/Nb
Sm4ag10	6.41	1.68	20.38	0.31	8.84
Sm3ag11	11.39	0.75	19.83	0.57	8.60
Sm4a19	1.73	1.60	2.80	0.62	7.58
Sm2a23	9.92	1.79	38.52	0.26	21.60
Sm4a13	10.01	1.66	33.31	0.30	8.40
Sm4a8	13.11	1.21	59.19	0.22	12.18
Sm4a10	18.21	1.67	45.05	0.40	23.10
Sm3a11	6.06	0.78	40.14	0.15	4.88
Sm5a3	8.90	1.75	19.17	0.46	24.50
Sm5a11	10.11	1.18	35.92	0.28	14.47
Sm3a10	9.24	1.34	40.37	0.23	11.67
Sm4a15	8.27	1.47	59.70	0.14	8.78
Sm1a5	14.03	1.10	44.03	0.32	10.66
Sm4a9	7.79	1.46	38.53	0.20	10.62
Sm5a2	11.38	1.30	35.34	0.32	20.62
Sm3a5	10.36	1.17	49.91	0.21	16.11
Sm3a1	11.36	1.67	59.83	0.19	13.08
Sm1a9	21.90	0.72	115.90	0.19	13.73
Sm2a20	12.02	1.26	67.25	0.18	17.34
Sm1a1	12.14	1.12	19.19	0.63	24.68
Average	10.72	1.33	42.22	0.31	14.07
Continental crust average	18.33	1.20	51.40	0.35	13.86

جدول ۲- نسبت برخي عناصر در نمونه هاي مورد مطالعه و تركيب ميانگين پوسته قارماي (Taylor and McLennan, 1985, 1995).

Table 2. The ratios of some elements in studied granitoides and the average of continental crust (Taylor and McLennan, 1985, 1995).

از طرفي سيلوستر (1991; Rapp 1995; Rapp and Watson 1995; از طرفي سيلوستر (Sylvester, 1998) از میزان CaO/Na₂O و نیز Rb/Br و Rb/Sr بهره برده و نشان داد که تشکیل برخی مذابهای با منشأ پوستهای تحت کنترل فراوانی کانی پلاژیوکلاز موجود در سنگ منشأ است. همانگونه که در نمودار (Sylvester, 1998) Rb/Sr-Rb/Ba مشاهده می گردد نمونههای گرانیتوئیدی مورد مطالعه در نزدیکی ماگماهایی قرار گرفتهاند که از نسبت CaO/Na₂O بالا و مقدار پلاژیوکلاز فراوان در منبع مذاب اولیه برخوردار هستند (شکل ۱۰-a). ممکن است چنین منابعی ترکیب آمفیبولیت، متاآندزیت یا متابازالت داشته باشند. آمفیبولیتهای ایلمینتدار به سبب وجود آمفيبول به عنوان كانى بجامانده و نيز وجود ايلمينيت مىتوانند مذابهایی را بوجود آورند که در آنها عناصر HFS نسبت به LILE از تهی شدگی قابل توجهی برخوردار باشند که با اختصاصات ژئوشیمیایی

متايليتها، متاگرىوكھا، آمفيبوليتھا (شامل متاآندزيتھا – متابازالتها) و گنیسهای تونالیتی از سنگهای رایج در پوسته هستند که یتانسیل تشکیل ماگماهایی با ترکیب گرانیتوئیدها را دارا هستند (Patiño Douce, 1999; Roberts and Clemens, 1993; Roberts and Finger, 1997; Wang et al, 2023) اساس تجربیات آزمایشگاهی، يتينودوس (Patiño Douce, 1999) و بيرد و لوفگرن (Beard and Lofgern, 1991) اعلام داشتند ذوب بخشی سنگهای والدی نظیر متابازیت ها/ آمفیبولیت ها (اعم از آندزیت، آندزیت های بازالتی سری ماگمایی کالک آلکالن) می تواند مذابی با ویژگیهای ژئوشیمیایی ماگماهای گرانیتوئیدی متاآلومینوس ایجاد کند.این مذاب ها غنی از CaO و فقیر از K₂O هستند و در درجات ذوب بخشی خیلی بالا در دمایی حدود ۱۰۰۰ درجه سانتی گراد از یک منبع متابازیک تشکیل می شوند (Rapp et al.,

گرانیتوئیدهای مورد مطالعه و رژیم تکتونیکی آنها تناسب دارد. اما در راستای تعیین دقیق خاستگاه و ترکیب منشأ واحدهای سنگی منطقه Beard and) ممچنین از نمودارهایی که بطور تجربی کار شدهاند (Beard and Lofgern, 1991; Douce and Macarthy,1998; Patiño Douce and Beard, 1995, 1996; Patiño Douce,1999; Singh and Johannes, 1996; Sylvester,1999) ستفاده می شود.

پوسته مافیک آمفیبولیتی در مقایسه با مجموعههای متاگریواکها و پلیتها، دارای نسبت کمتری از Al₂O₃/FeOt+MgO+TiO₂ و در مقابل از FeOt+MgO+TiO₂+Al₂O₃ بیشتری برخوردارند (Patino Duce, 1999). بر اساس این فراوانیها، دیوریتها و مونزونیتهای منطقه مورد بررسی در شمال شرق سنقر با ترکیب مذابهایی که محصول ذوببخشی منابع پوستهای آمفیبولیتی هستند، همخوانی دارد (شکل ۱۰-b). بر اساس مقادير مولار (MgO+FeOt)- Al₂O₃/(MgO+FeOt) مقادير مولار and Siebel, 2002) (شکل ۲۰–۲۰) نمونه سنگهای غیر مافیک مورد بررسی بیشتر در قلمرو مذابهای مشتق از متابازیتها قرار گرفتهاند و منشأ مونزونیتها و دیوریتهای منطقه مورد بررسی در شمال شرق سنقر با تركيب مذابهايي كه محصول ذوببخشي منابع پوستهاي أمفيبوليتي (اعم از متابازیتها و متاآندزیتها) هستند، همخوانی دارد. واحد گرانیتی (شامل مونزوگرانیت-سینوگرانیت و گرانودیوریت) در چنین نمودارهایی پراکنده هستند و تا حدودی با مذابهای مشتق از متایلیتها مطابقت میکنند. از طرفی همانگونه که از نمودارهای دوتایی هارکر و نیز الگوهای عناصر نادر خاکی استنباط گردید این طیف از سنگها ممکن است محصول تبلور

تفريقي مونزونيتها نيز بوده باشند. اما رخداد ذوب بخشي نيازمند تامين گرمای لازم می باشد و سوال این است که چگونه این حرارت در منطقه مورد مطالعه تامین شده است؟ به ویژه اینکه یک منبع متابازیک برای اینکه ماگمایی با سرشت متاآلومینوس تشکیل دهد لازم است درجات ذوب بخشی خیلی بالا در دمایی حدود ۱۰۰۰ درجه سانتی گراد را متحمل شود (Rapp et al., 1991; Rapp, 1995). گرمای لازم برای ذوب بخشی یوسته ممکن است از دو منبع تامین شود: ۱) برخورد قارهای باعث ضخیم شدن یوسته می شود و می تواند گرمای لازم را برای ذوب پوسته ایجاد کند (Agard et al., 2005)؛ ۲) بالا آمدن تنورههای گوشتهای و انتقال حرارت به پوسته توسط ماگمایی که در اعماق یوسته جایگزین شدهاند. این شرایط بیشتر می تواند در یک سیستم کششی رخ دهد که ممکن است با نازک شدن لیتوسفر اقیانوسی و یا با رخداد دلامیناسیون مربوط باشد (برای مثال Ghasemi and Talbot, 2006). با توجه به سن توده مورد مطالعه (حدود ۱۵۰ میلیون سال) منبع اولی نمی توانسته برای ایجاد مذاب دخالتی داشته باشد و منبع گرمایی از نفوذ ماگماها تامین می شده است. بررسی های پیشین منطقه نشان میدهد دو توده گابرویی کوه پریشان (Torkian, 2011) یا کوه دروازه (Molaiee Yeganeh et al., 2018) که هر دو در شمال منطقه مورد مطالعه با منشأ گوشتهای رخنمون دارند، احتمالاً در تامین گرمای لازم برای ذوب پوسته و شکل گیری آن نقش داشته است. بنابراین، سنگهای گرانیتوئیدی منطقه عزیزآباد - هزارخانی در یک حاشیه فعال قارهای و در سطوح عمیق پوسته از ذوب بخشی مواد پوستهای متابازیت/ متاآندزیت و تحت تأثیر گرمای حاصل از تزریق ماگمای مافیک حاصل شده اند.



شکل ۱۰- نمودارهای تجربی که در آنها قلمرو انواع مذابهای بخشی از ترکیبات مختلف پوستهای نمایش داده شده است. a) نمودار Rb/Sr در مقابل Rb/Ba ((sylvester, 1998) بیانگر آن است که نمونه سنگهای مورد مطالعه دارای نسبت CaO/Na₂O بالا و مقدار زیادی پلاژیوکلاز در منشأ هستند. b) نمودار (gylvester, 1998) بیانگر آن است که نمونه سنگهای مورد مطالعه دارای نسبت CaO/Na₂O بالا و مقدار زیادی پلاژیوکلاز در منشأ هستند. b) نمودار (gylvester, 1998) بیانگر آن است که نمونه سنگهای مورد مطالعه دارای نسبت CaO/Na₂O بالا و مقدار زیادی پلاژیوکلاز در منشأ هستند. b) نمودار (gylvester, 1998) بیانگر آن است که نمونه سنگهای مورد مطالعه دارای نسبت CaO/Na₂O بالا و مقدار زیادی پلاژیوکلاز در منشأ هستند. c) نمودار (hgO+FeO¹) مورد مطالعه دارای در منشأ مورد روانه منشأ آمفیبولیتی قرار گرفتهاند. c) مودار رایود مولار (gylvester, 1998) در ماز گرفتهاند. c) مودار (hgO+FeO¹) مورد مطالعه دارای در منشأ هستند. c) مودار موادر مالعه دارای در معانه مورد مولار (hgO+FeO¹) در منشأ آمفیبولیتی قرار گرفتهاند. c) مودار موادر مولار (hgO+FeO¹) داری (hgO+FeO¹) در موادر (hgO+FeO¹) در مواد مولار مواد مولار (hgO+FeO¹) در مواد مولار از گرفتهاند. c) مودار موادر مولار (hgO+FeO¹) در مواد در مولار (hgO+FeO¹) در مولار (hgO+FeO¹) در مولار (hgO+FeO¹) در مولار در مولار با در جات مولار مولار از مونزوگرانیت – سینوگرانیت و گرانودیوریت) پراکندگی دارند.

Fig. 10. Experimental diagrams showing the domains of various types of partial melts of different crustal compositions. a) Rb/Sr vs. Rb/Ba diagram (Sylvester, 1998) indicates that studied samples have high CaO/Na₂O ratio and abundant plagioclase in the source. b) CaO/(MgO+FeO^t)- Al₂O₃/(MgO+FeOt) diagram (Patino Duce, 1999) showing that the samples are mainly plotted in the field of partial melts of amphibolite sources. c) The molar CaO/(MgO+FeOt)- Al₂O₃/(MgO+FeO^t) diagram (Altherr and Siebel, 2002) showing that diorites and monzonites probably were originated from different partial melting degrees of metabasite, while granites (both monzogranite and synogranite) and granodiorite are scattered.

نتيجهگيرى

توده گرانیتوئیدی شمال شرق سنقر (عزیزآباد- هزارخانی) جزیی از تودههای نفوذی در پهنه ماگمایی- دگرگونی آندی سنندج- سیرجان است که ترکیب سنگشناسی نسبتاً متغیری متشکل از گرانیتوئیدهای فلسیک تا گرانیتوئیدهای حدواسط، دیوریتها و اندکی گابرو دارد. این مجموعه به گرانیتوئیدهای نوع I و در طبقهبندی سریهای ماگمایی دارای سرشت کالکآلکالن و متاآلومینوس میباشد. روند توزیع نمونهها در نمودارهای دوتایی هارکر و الگوهای نمودارهای عنکبوتی و عناصر نادر خاکی (REEs) هم منشأ بودن سنگهای مجموعه پلوتونیک منطقه عزیزآباد-هزارخانی را تاثیر فرایند تبلور تفریقی از یک ماگمای مافیک را منتفی میسازد. مجموعه سنگهای مورد مطالعه برخوردار از کانیهای فرومنیزین بیوتیت و هورنبلند، غنی از علال و LILE و فقیر از SHS

showing that diorites and monzonites probably were originated (both monzogranite and synogranite) and granodiorite are scatt HFSE مانند غنی شدگی در LILE و LILE در مقایسه باعناصر بر رابطه این سنگها با محیطهای مناطق فرورانش دلالت دارد. نمودارهای تفکیک کننده محیط تکتونیکی تائیدکننده تشکیل ماگما در یک محیط وابسته به قوس آتشفشانی در حاشیه فعال قارهای مرتبط با فرورانش می باشد که با توجه به پیشینهی زمین شناسی منطقه و رخداد فرورانش می باشد اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی مطابقت دارد. اختصاصات ژئوشیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی مورد مطالعه نشان می دهد ترکیب آنها با ترکیب پوسته قارهای مطابقت دارد. براساس نمودارهایی که بر اساس عناصر اصلی و به روش تجربی و آزمایشگاهی برای ذوب سنگهای پوستهای پیشنهاد شده، دیوریتها و مونزونیتها با درجات متغیری از ذوب متابازیت – متاآندزیتها و آمفیبولیتها منشأ گرفتهاند ولی گرانیتوا (عم از مونژوگرانیت–

Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-12-21

سینوگرانیت و گرانودیوریت) پراکندگی دارند.

قدردانی

نویسندگان از دانشگاه بوعلیسینا جهت تامین بخشی از هزینه آنالیز نمونههای این مقاله سپاسگزاری میکنند. همچنین از سردبیر محترم و مدیران داخلی مجله نیز کمال تشکر را دارند.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. International journal of earth sciences 94, 401-419. https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine 148(5-6),692-725.
- Altherr, R., Siebel, W., 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology 143(4), 397-415. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0352-y.
- Altherr, R., Henes-Klaiber, U., Hegner, E., Satir, M., Langer, C., 1999. Plutonism in the Variscan Odenwald (Germany): from subduction to collision. Sciences International Journal of Earth Sciences 88, 422-443. https://doi.org/10.1007/s005310050276.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., Kreuzer, H., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). Lithos 50(1-3), 51-73. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00052-3.
- Amidi, S.M., 1966. Contribution a letude stratigraphique, Petrologique, et Petrochimique des roches magmatiques de la region de.
- Arabzadeh bani asadi M., Ghasemi, H., Angiboust, S., Rezaei Kahkhaei, M., Lambrini, P., 2024. Chemical composition of biotite in the Gowd-e-Howz (Siah-Kuh) granitoid stock, Baft, Kerman: Evidence for tectonic setting and physicochemical conditions of magma emplacement and crystallization. Kharazmi Journal of Earth Sciences 9(2) ,197-224. URL:http://gnf.khu.ac.ir/article-1-2890-fa.html.
- Azimbegirad, A., 2017. Study of NE- Sonqor intrusive Rocks (Kermanshah Province) with emphasis on petrography and mineral chemistry,89 p. M.Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Azizi, H., Lucci, F., Stern, R.J., Hasannejad, S., Asahara, Y., 2018. The Late Jurassic Panjeh submarine volcano in the

northern Sanandaj-Sirjan Zone, northwest Iran: Mantle plume or active margin?. Lithos 308, 364-80. doi: 10.1016/j.lithos.2018.03.019.

- Azizi, H.,Stern, R.J., 2019. Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj–Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. Terra Nova 31(5), 415-423. https://doi.org/10.1111/ter.12404.
- Azizi, H., Asahara, Y., Minami, M., Anma, R., 2020. Sequential magma injection with a wide range of mixing and mingling in Late Jurassic plutons, southern Ghorveh, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 200, 104469. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104469.
- Azizi, H., Zanjefili-Beiranvand, M., Asahara, Y., 2015. Zircon U–Pb ages and petrogenesis of a tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) complex in the northern Sanandaj–Sirjan zone, northwest Iran: Evidence for Late Jurassic arc–continent collision. Lithos 216, 178-195.https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.012.
- Bacon, C.R., Druitt, T.H., 1988. Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. Contributions to Mineralogy and Petrology 98, 224-256. https://doi.org/10.1007/BF00402114.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos 46(3), 605-626. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1.
- Beard, J.S., Lofgren, G.E., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6. 9 kb. Journal of Petrology 32(2), 365-401. https://doi.org/10.1093/petrology/32.2.365.
- Berberian, F., Berberian, M.J., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution 3, 5-32. https://doi.org/10.1029/GD003p0005.
- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. Lithos 97(1-2), 1-29. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.007.
- Broud, J., 1989. La sutured du Zagros a nivea du Kermanshah (KurdistanIranian): reconstituation pa leographique

evolution geodynamique magmatique etstructural. Geological survey and mineral exploration of Iran.

- Bullen, T.D., Clynne, M.A., 1990. Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center. Journal of Geophysical Research:Solid Earth Solid Earth 95(B12),19671-19691. https://doi.org/10.1029/JB095iB12p19671.
- Chappell, B.W., Stephens, W.E., 1988. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh 79(2-3), 71-86. https://doi.org/10.1017/S0263593300014139 .
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh 83(1-2), 1-26. https://doi.org/10.1017/S0263593300007720.
- Clemens, J.D., Stevens, G., 2016. Melt segregation and magma interactions during crustal melting: breaking out of the matrix. Earth-Science Reviews 160, 333-349. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.012.
- Dahlquist, J. A., Alasino, P. H., Eby, G. N., Galindo, C., Casquet, C., 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): geochemical constraints and petrogenesis. Lithos 115(1-4), 65-81. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.006.
- Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. Lithos 26(1-2), 115-134. https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z.
- Eshraghi, S.A., Jafarian, M.B., Eghlimi, B., 1996. Geological Map of Sonqor 1:100,000. Geological Survey Iran. (in Persian).
- Förster, H.J., Tischendorf, G., 1996. Compositional heterogeneity of silicic magmatic rocks from the German Variscides. Zeitschrift für geologische Wissenschaften 24(3/4), 467-482.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. Journal of Petrology 49(11), 1955-1969. https://doi.org/10.1093/petrology/egn054.
- Frost, C.D., Frost, B.R., 2011. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. Journal of petrology 52(1), 39-53. https://doi.org/10.1093/petrology/egq070.
- Gao, P., Zheng, Y.F., Zhao, Z.F., 2016. Experimental melts from crustal rocks: a lithochemical constraint on granite

petrogenesis. Lithos 266, 133-157. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.005.

- Ghasemi Siani M, Bayat S., 2021. Mineralogy and geochemistry of pegmatitic dykes in the Boroujerd-Nezam Abad zone with respect to trace and rare earth elements mineralization. Kharazmi Journal of Earth Sciences 7 (1) :231-248, URL: http://gnf.khu.ac.ir/article-1-2710-fa.html
- Ghasemi, A., Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences 26(6), 683-693. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003.
- Grebennikov, A.V., 2014. A-type granites and related rocks: Petrogenesis and classification. Russian Geology and Geophysics 55(11), 1353-1366.https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.10.011.
- Grove, T.L., Donnelly-Nolan, J.M., 1986. The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: Implications for the origin of compositional gaps in calcalkaline series lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology 92, 281-302. https://doi.org/10.1007/BF00572157.
- Guffanti, M., Clynne, M.A., Muffler, L.P., 1996. Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and minimum constraints on basalt influx to the lower crust. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 101(B2), 3003-3013.https://doi.org/10.1029/95JB03463.
- Harris, N.B., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications 19.1, 67-81. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. Earth and Planetary science letters 79(1-2),33-45.33-45. https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5.
- Irani, Z., 2013. Investigating the process of metasomatism in the intrusive body northeast of Sonqor (Kermanshah province), Master>s Thesis in petrology, Bu- Ali Sina University, 115 p. (in Persian).
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A.F., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian journal of earth sciences 8(5), 523-548.
- Jamshidibadr, M., Collins, A.S., Salomao, G.N., Costa, M., 2018. U-Pb zircon ages, geochemistry and tectonic setting

of felsic and mafic intrusive rocks of Almogholagh complex, NW Iran Periodico di Mineralogia, 87(1), 21-53.

- Kemp, D.B., Coe, A.L., Cohen, A.S., Schwark, L., 2005. Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period. Nature 437(7057), 396-399. https://doi.org/10.1130/G21706.1.
- Küster, D., Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review.-Lithos 45(1-4), 177-195. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00031-0.
- Lu, Y.H., Gao, P., Zhao, Z.F., Zheng, Y.F., 2020, Whole-rock geochemical and zircon Hf–O isotopic constraints on the origin of granitoids and their mafic enclaves from the Triassic Mishuling pluton in West Qinling, central China, Journal of Asian Earth Sciences 189, 104136.
- 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(3), 238-249. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.006.
- Middlemost, E.A., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-science reviews 37(3-4), 215-224. http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9.
- Mohammadi, M., 2017. Geochemistry and tectonic setting of the NE-Sonqor intrusive rocks (Kermanshah Province), 96 p. M.Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Molaiee Yeganeh, T.M., Torkian, A., Christiansen, E.H., Sepahi, A.A., 2018. Petrogenesis of the Darvazeh maficintermediate intrusive bodies, Qorveh, Sanandaj-Sirjanzone, Iran. Arabian Journal of Geosciences 11, 1-20. https://doi.org/10.1007/s12517-018-3554-y.
- Morfin, S., Sawyer, E.W., Bandyayera, D., 2013. Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: An injection complex in northern Quebec. Lithos 168,200-218. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.007.
- Moyen, J.F., Janoušek, V., Laurent, O., Bachmann, O., Jacob, J.B., Farina, F., Fiannacca, P., Villaros, A., 2021. Crustal melting vs. fractionation of basaltic magmas: Part 1, granites and paradigms. Lithos 402, 106291. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106291.
- Patino Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar.

Journal of Petrology 36(3), 707-738. https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.707.

- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Geological Society, London, Special Publications, 168(1), 55-75. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05.
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual review of Earth and planetary sciences 23(1), 251-285. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Orogenic andesites and related rocks 528-548.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- Pearce, J.A., Harris, N.B., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of petrology 25(4), 956-983. doi.org/10.1093/petrology/25.4.956.
- Pitcher, W.S., 1997. The nature and origin of granite. Springer Science and Business Media.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. Journal of petrology 36(4),891-931. https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.891.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. Precambrian Research 51(1-4), 1-25. https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90092-O.
- Roberts, M.P., Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. Geology 21(9), pp.825-828.https://doi.org/10.1130/00917613(1993)021<0825:O OHPTA>2.3.CO;2.
- Roberts, M.P., Finger, F., 1997. Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? Geology 25(4), 319-322. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0319:DUPZAF>2.3.CO;2.
- Rollinson, H., 1994. Origin of felsic sheets in the Scourian granulites: new evidence from rare earth elements Scottish Journal of Geology 30(2), 121-129. https://doi.org/10.1144/sjg3002012.

- Rudnick, R.L., Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. Reviews of geophysics 33(3), 267-309. https://doi.org/10.1029/95RG01302.
- Schandl, E.S., Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic geology 97(3), 629-642. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629.
- Shirmohammadi, M., Sepahi, A.A., Santos, J.F., Maanijou, M., Torkian, A. Vahidpour, H., 2023. Geochemistry and Sr–Nd isotopic characteristics of ferroan-magnesian metaluminous granites of the NW Sanandaj–Sirjan zone, Iran: granite formation in a compressional–extensional setting during Late Jurassic time. Geological Magazine 160(6), 1065-1089.
- Singh, J., Johannes, W., 1996. Dehydration melting of tonalites. Part I. Beginning of melting. Contributions to Mineralogy and Petrology 125(1), 16-25.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. Advancing the word of petrulium geo sciences bulletin 52(7), 1229-1258. https://doi.org/10.1007/s004100050203.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Special Publications 42(1), 313-345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.1.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. lithos 45(1-4), 29-44. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Temel, A., Gündoğdu, MN., Gourgaud, A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of volcanology and geothermal research 85(1-4),327-54.

- Torkian, A., 2011. The Parishan Pluton in Qorveh Area, an example for Magma Mingling process, Southeastern Sanandaj, Iran. In: Srivastava R.K. (Ed) Dyke swarms: keys for geodynamic interpretation. .Springer, Berlin, Heidelberg. 605p.
- Torkian, A., Khalili, M., Sepahi, A.A., 2008. Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh Granitoid Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen 185(2), 131.

- Torkian, A., Shams, L., 2024. Petrography, mineral chemistry and thermobarometry of the Sinavand intrusive body and its enclaves (NE-Songhor – Kermanshah). Researches in Earth Sciences (in Persin) https://doi.org/ 10.48308/esrj.2022.102262.
- ToulabiNejad, E., Ahamadi Khalaji, A., Ebrahimi, M., Biabangard, H., Esmaeili, R., 2021. Petrology, Geochemistry and tectono-magmatic setting of Estand granitoid, southwest of Birjand, East of Lut block. Kharazmi Journal of Earth Sciences 7 (1), 177-206 URL:http://gnf.khu.ac.ir/article-1-2775-en.html.
- Turner, S., Sandiford, M., Foden, J., 1992., Some geodynamic and compositional constraints on post orogenic magmatism. Geology 20(10), 931-934. https://doi.org/10.1130/00917613(1992)020<0931:SGAC CO>2.3.CO;2.
- Vernon, R.H., 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, Cambridge. https://doi.org/10.1017/CBO9780511807206.
- Wang, Z.M., Han, C.M., Xiao, W.J., Zhang, Z.Y., 2023. Zircon U–Pb and titanite U–Th–Pb ages of the Ghorveh mixed granitoid pluton: Implications for the Late Jurassic suprasubduction extension of the Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. Geological Journal 58(1), 51-84. https://doi.org/10.1002/gj.4580.
- White, A.J.R., Chappell, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. Geological Society of America Memoirs 159, 21-34. https://doi.org/10.1130/MEM159-p21.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist 95(1), 185-187.
- Yajam, S., Montero, P., Scarrow, J.H., Ghalamghash, J., Razavi, S.M.H., Bea, F., 2015. The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence. Geologica Acta: an international earth science journal 13(1), 25-43. http://dx.doi.org/10.1344/GeologicaActa2015.13.1.2.

https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00062-6