

Original Research Paper

Geochemistry and modeling of volcanic rocks in the Bashirabad area, N-Sonqor (Kermanshah Province)

Ashraf Torkian^{1*}, Sara Damchin-Mashak¹, Maryam Suri¹ and Zohre Yarali¹¹Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu -Ali Sina University, Hamadan, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2022 August 28

Accepted: 2023 January 29

Available online: 2023 June 22

Keywords:

Sonqor

Sanandaj-Sirjan

Alkaline

Modeling

Fractional crystallization

Assimilation

ABSTRACT

The studied area is located in N-Sonqor and in the Sanandaj-Sirjan zone. Field relationships and petrographic evidence show that volcanic rocks of the north of Bashirabad comprise of trachydacite to trachyandesite (and altered basaltic trachyandesite) and in the south of this area, it consists of andesite to trachyte. Their texture is mainly porphyry. Geochemical data {total abundance of (Na₂O+K₂O), enrichment of large lithophile ion elements and rare light earth elements) indicate that these rocks belong to the alkaline series. Spider diagrams show enrichment in LREE and depletion HREE, and parallel patterns in all volcanic samples confirm their common origin. According to modeling magmatic processes, fractional crystallization, assimilation and crustal contamination have played an important role in the magma forming the studied rocks. The discriminating diagrams the tectonic setting the Bashirabad volcanic rocks indicate their subduction-related volcanic arc that was formed in an active continental margin environment with local tensions.

1. Introduction

The studied area is located in the Kermanshah Province, western Iran, in the north of the Sonqor city in the Sanandaj-Sirjan zone. Geological map of the Sonqor was provided by Eshraghi et al. (1996). Subduction zones are most important environments in which mafic-intermediate magmas are formed. Due to various phenomena, including magmatic and tectonic activities have a significant effect on the geological evolution of this region, and so, due to the lack of detailed studies on the volcanic rocks of this area (Bashirabad), we aim to link between tectonic setting and the magmatic evolution of rocks. In addition, magma evolution processes, such as fractional crystallization, crustal contamination, and magma mixing may play an important

role in the genesis of these rocks. This research presents new petrological and geochemical data from these volcanic rocks, which have been formed during Eocene.

2. Regional Geology


The Sanandaj-Sirjan Zone (SaSZ) of Iran is an important tectono-magmatic province, encompassing a SE-NW trending zone that is 50–100 km wide and 1200 km long (Stöcklin and Nabavi, 1973). The SaSZ is bordered by the Zagros outer ophiolite belt to the SW and by the inner ophiolite belt in the NE (Stern et al., 2021). The Sanandaj-Sirjan zone can be divided into five sub-zones from southwest to northeast, which are: 1) radiolary sub-zone;

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

Citation:

Torkian, A., Damchin-Mashak, S., Suri, M., and Yarali, Z., 2023. Geochemistry and modeling of volcanic rocks in the Bashirabad area, N-Sonqor (Kermanshah Province). Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(2), 128, 93-110. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.356559.2026>

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2023 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/gsj.2023.356559.2026

 dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.14.3



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

2) Biston sub-zone; 3) ophiolite sub-zone; 4) marginal sub-zone; 5) complexly deformed sub-zone (Mohajjel et al., 2003). The studied area is located in sub zone with high deformation. The exposed rock units in the studied area mostly include the Eocene (Lava, pyroclastic rocks and Nummulite bearing limestone and sedimentary rocks), but locally the Triassic units (Metavolcanic rocks and metamorphic rocks, phyletic schist, Biocalcarenite), the Oligocene (porphyritic dacite rocks) out crop. One of the phenomena existences of fossil and chert rocks. Moreover, the presence of joints and layering in the exposed rocks is a sign of the intense activity of tectonic forces in the region as well.

3. Materials and Methods

In this study, 167 specimens were collected during field operations, and 73 samples were selected for thin sections. The major, trace and rare earth element compositions were analyzed for 19 samples. The concentrations of elements for 12 samples were obtained by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) and X-ray fluorescence (XRF) at the MS-Analytical company in Canada and 7 samples were analyzed in the Zarazma laboratory in Iran. We used GCDkit, CorelDraw software and Excel spread sheet to depict necessary diagrams and maps.

4. Petrography

According to petrographic studies, the rock types are included trachydacite, trachyte, trachyandesite and basaltic trachyandesite. The rock forming minerals are sanidine, plagioclase, amphibole, biotite, orthopyroxene, apatite, zircon, sphene (titanite) and Fe-Ti oxides. Trachydacite show porphyritic texture include quartz (15-20%), plagioclase (40-45%) and alkali feldspar (25-30%) associated with rare biotite and hornblende (less of 10%). Trachyte is leucocratic and show trachytic to porphyritic texture include euhedral plagioclase, euhedral sanidine associated with orthopyroxene.

Texture in which micro phenocrysts of plagioclase (~15%) and sanidine (~25%) are aligned due to flow. Orthopyroxene is an early crystallization phase. Trachyandesite has a mesocratic color and is seen in light gray to green color. Trachyandesite have plagioclase (~55%), sanidine (~15%) with less amount of biotite (~5%) and hornblende (~7%). Plagioclase show sieve texture that exhibits a variety of disequilibrium textures. The resorption feature in plagioclase that record changing physical conditions in magmatic system.

Basaltic trachyandesite has plagioclase (53-60 %) and sanidine (~10-15 %) and quartz (~3-7%) as a major mineral associated with orthopyroxene and biotite (10 and 5 %, respectively). Moreover, in these rocks some plagioclase phenocrysts exhibit zoning and polysynthetic twinning with euhedral to subhedral shape that

occasionally are replaced by epidote, calcite, chlorite and clay minerals.

5. Geochemistry

Eocene volcanic rocks are trachydacits, trachyte, trachyandesite and basaltic trachy andesite Based on the TAS (Total alkalis vs. SiO₂) classification (Le Bas et al., 1986). Based on SiO₂ versus Na₂O+K₂O (Le Bas et al., 1986) all samples show high Na₂O+K₂O content and alkaline characterize. The composition of the rocks are SiO₂ (51.04 -63.10 wt. %), K₂O (0.15-3.59 wt. %), MgO (0.16-4.06 wt. %), CaO (2.29-7.89 wt. %) and Al₂O₃ (14.69-17.31 wt. %), Fe₂O₃ (5.01- 7.96 wt. %), Na₂O (2.39, 9.38 wt. %), TiO₂ (0.15-1.78 wt. %). In spider diagram (MORB-normalized multi-element spider; Pearce, 1983) samples show enrichment in large ion lithophile elements (LILE), especially Rb, Ba, K, and Th and depleted of high field strange elements (HFSE), such as Ti and Yb. The trend of the samples in the spider diagram is U-shaped. It maybe results of fractionation of amphibole (Jahangiri, 2007; Lonov and Hofmann, 1995). On chondrite-normalized REE (Nakamura, 1974) diagrams, samples are enriched in LREE and depleted in HREE. The rather flat HREE patterns imply the absence of garnet and /or hornblende in the source of these magmas.

The samples do not show negative Eu anomaly. Abundance of hornblende, pyroxene, sphene and garnet may cause Eu positive anomaly (Henderson, 1984). Amphibole and pyroxene abundance is evident in some rock units of the region (Fig. 8a and b).

6. Discussion and Conclusion

Nemours volcanic rocks with different ages are outcropped in the Sanandaj - Sirjan zone. Eocene volcanic rocks with trachyandesite, trachybasalt, trachyte, teachydacite and andesite composition are exposed in the northern part of this zone (N-Sonqor). Petrography and mineral analyses indicate that the predominant rock-forming minerals of the volcanic rocks are sanidine, plagioclase, amphibole, biotite, orthopyroxene, apatite and zircon. Phenocrysts are set in a fine to medium grained matrix of the same minerals with minor amounts of opaque minerals. The most common textures of these rocks are porphyritic and glomeroporphyritic. Geochemical studies such as enrichment in LILE and total alkali elements (Na₂O+K₂O) indicate that these rocks belong to alkaline magma series. The spider diagrams show the enrichment in LREE elements and the depletion of HREE elements, which are the characteristics of subduction zones magmas. Enrichment in Th and U indicate that contamination result of crust material or release fluid from down going oceanic crust has been occur (Guo et al., 2015; Gencalioglu Kuscü and Geneli, 2010). Although the parallel patterns of spider diagrams in all volcanic rock confirm the same

source, there is a duality in the distribution of samples, which may be due to a stopping (daily stopping) in magma transforming processes (Dufek and Bachmann, 2010). Considering the alkaline nature of these rocks, parental magma maybe results of a low-degree partial melting of a mantle source. Moreover, the enrichment of Rb, Ba, and K can be attributed to the presence of phlogopite in their source (Wass and Roger, 1980). The studied rocks have low amounts of Ni (less than 70 ppm) and Cr (less than 400 ppm) that indicate they are fractionated and have undergone changes during their evolution (Wilson, 1989). The tectonic environment, in which these rocks were formed has been probably a volcanic arc. The ratio of Zr/Y can be used to identify and separate arcs of tectonic environments (Pearce and Norry, 1979). So that Zr/Y values greater than 3 correspond to continental volcanic arcs and values less than 3 correspond to oceanic arcs. The rocks of the Bashirabad area have a ratio between 9.70-3.88 and indicate the similarity of the magma tectonic environment of this area with the continental volcanic arc. Arc magma compositions also are controlled by factors such as the composition of the mantle wedge and extent of partial melting in the mantle (Pearce and Peate, 1995; Tatsumi, 2005). In addition, mantle-derived magmas in continental margin subduction settings commonly interact to some degree with the crust during ascent and/or residence in crustal magma chambers (Ashwal et al., 1986; Hildreth and Moorbath, 1988). Finally, the interpretation of geological setting of this region reflects an arc setting and has signatures of an active subduction zone at this time. But the effect of local extension that led to

the formation of magma with an alkaline nature should not be ignored. This should be taken into account in future efforts to reconstruct the tectonic evolution of the region in Eocene time. According Eocene age of studied rocks, we proposed slab break off and slab rollback models for formation them. However, we need other data such as isotopic data for clarification. The magma derived from the mantle can undergo mineral separation in the magma chamber or when it reaches the earth's surface. In this regard, studying the behavior of trace, rare and major elements and isotopic ratios is a suitable criterion for identification and modeling (Hujismans et al., 1988). The evolution of the composition of magma controlled by different processes such as fraction crystallization (FC), assimilation of crustal materials and fractional crystallization (AFC) (DePaolo, 1981). In order to investigate magma evolution, modeling diagrams were used. Trace element and major oxides have important role in FC – FCA - AFC -mixing model (Ersoy and Helvaci, 2010) and FC modeler (keskin, 2002) programs. According to FC modeler all samples show positive and flat trend and in line with vector number 6 which is anhydrous minerals. The result show that fractional crystallization, assimilation and crustal contamination have played role in the evolution of magma.

Acknowledgments

The authors thank the University of Bu-Ali Sina University for financial supports. We hereby acknowledge their generous support. The Journal of Earth Sciences reviewers and editor are also thanked for their constructive comments.

ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بشیرآباد، شمال سنقر (استان کرمانشاه)

اشرف تorkian^{۱*}، سارا دامچین مشاک، مریم سوری^۱ و زهره یارعلی^۱^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال سنقر و در زون سنندج- سیرجان واقع شده است. شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که سنگ‌های خروجی شمال بشیرآباد از تراکی داسیت تا تراکی آندزیت و (تراکی آندزیت بازالتی دگرسان شده) و در جنوب این منطقه از آندزیت تا تراکی تشکیل شده است. بافت در آن‌ها به طور عمده پورفیری است. داده‌های ژئوشیمیایی فراوانی مجموع (Na₂O+K₂O)، غنی‌شدگی از عناصر بزرگ یون لیتوفیل و نادر خاکی سبک حاکی از آنست که این سنگ‌ها به سری آلکالن تعلق دارند. نمودارهای عنکبوتی غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی HREE را نشان می‌دهند. الگوهای موازی نمودارهای عنکبوتی در همه نمونه سنگ‌های آتشفشانی خاستگاه مشترک آن‌ها را تایید می‌کند. مطابق با الگوسازی فرایندهای ماگمایی، فرایندهای تبلور تفریقی، هضم و آلیش‌پوسته‌ای در تحولات ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی نقش مهمی داشته است. نمودارهای متمایزکننده جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی بشیرآباد نشان‌دهنده ارتباط آن‌ها با کمان آتشفشانی مرتبط با فروانش است که در یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای توأم با کشش‌های محلی شکل گرفته است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۰۹

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

سنقر

سنندج- سیرجان

آلکالن

مدل‌سازی

تبلور تفریقی

هضم

۱- پیش‌نوشتار

این مقاله با هدف مطالعه سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی، تعیین جایگاه زمین‌ساختی و مدل‌سازی فرایندهای آذرین موثر در تشکیل سنگ‌های آتشفشانی منطقه یاد شده ارائه شده است. منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی زون سنندج- سیرجان که جزو ناآرام‌ترین و به عبارتی فعال‌ترین پهنه ساختمانی فلات ایران، که ۱۵۰۰ کیلومتر طول و ۲۰۰ کیلومتر پهنا دارد، واقع شده است. زون سنندج- سیرجان را می‌توان از جنوب‌باختر به سمت شمال خاور به پنج زیر زون تقسیم کرد که عبارتند از ۱- زیر زون رادیولاریتی؛ ۲- زیر زون بیستون؛ ۳- زیر زون افیولیتی؛ ۴- زیر زون حاشیه؛ ۵- زیر زون با دگرشکلی پیچیده (Mohajjel et al., 2003). بر طبق این تقسیم‌بندی منطقه مورد مطالعه در زون با دگرشکلی پیچیده قرار گرفته است. از ویژگی‌های این زون وجود سنگ‌های شدیداً دگرشکل یافته و فراوانی واحدهای شیستی، فیلیتی و متاولکانیک‌ها است. محدوده مورد مطالعه در شمال ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سنقر، در محدوده استان‌های کردستان، همدان و کرمانشاه قرار گرفته است. از نظر تقسیم‌بندی ساختاری ایران (Alavi, 1981; Eftekharnegad, 1981)، در پهنه دگرگونی- ساختاری سنندج- سیرجان جای می‌گیرد. زمین‌شناسی این ناحیه

منطقه مورد مطالعه، در شمال شهرستان سنقر و در بین روستاهای چشمه کبود، امامزاده عبدالله و کیساله قرار دارد که بنابر تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران جزو پهنه سنندج- سیرجان است (شکل ۱) (آقاناتی، ۱۳۸۳). تاکنون پژوهش‌های متعددی در سنقر انجام شده است. از جمله بررسی‌های انجام شده می‌توان به مطالعات انجام شده بر روی سنگ‌های دگرگونی شمال خاور سنقر (اکبری‌صدفی و همکاران، ۱۳۹۴) و سنگ‌های نفوذی شمال خاور سنقر اشاره کرد (آلیانی و همکاران، ۱۳۹۳). از دیگر مطالعات انجام شده در منطقه سنقر می‌توان به بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی توده‌های آذرین منطقه تکیه بالا در شهرستان سنقر (جنوب قروه) با نگرشی ویژه بر کانسازسازی آهن (میری، ۱۳۹۰) و همچنین متاسوماتیسم توده نفوذی شمال خاور سنقر (ایرانی، ۱۳۹۲) اشاره کرد. اما مطالعات پیشین در این منطقه به صورت محدود و به منظور تهیه نقشه زمین‌شناسی (اشراقی و همکاران، ۱۳۷۵) صورت گرفته و از آنجایی که پدیده‌های متنوعی از جمله فعالیت‌های ماگمایی، زمین‌ساختی و پدیده‌های وابسته، تاثیر بسزایی در سرنوشت و تکامل زمین‌شناسی منطقه داشته است، از این‌رو با توجه به نبود مطالعات دقیق بر روی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن بشیرآباد

* نویسنده مسئول: اشرف تorkian؛ E-mail: a-torkian@basu.ac.ir

ماخذنگاری:

تorkian, ا، دامچین مشاک، س، سوری، م. و یارعلی، ز.، ۱۴۰۲، ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بشیرآباد، شمال سنقر (استان کرمانشاه). فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳ (۲)، ۱۲۸، ۹۳-۱۱۰. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.356559.2026>

doi: 10.22071/gsj.2023.356559.2026



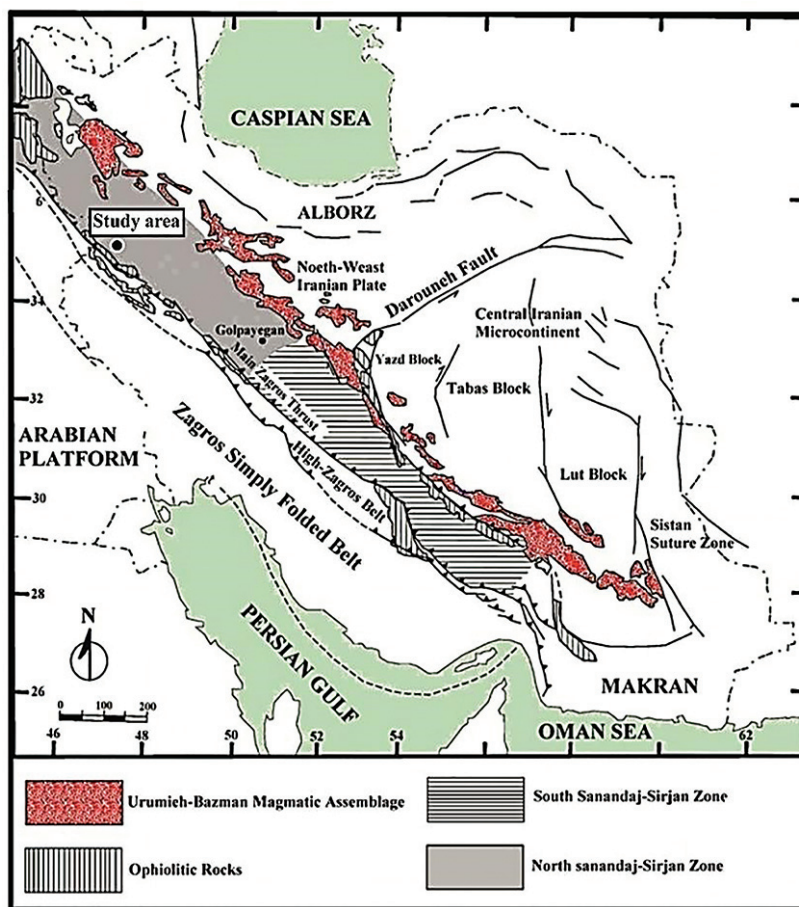
doi: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.14.3

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

تبلور یافته، چرت، شیست‌های فیلیتی، بیوکالک‌آرنایت، ریولیت، ریوداسیت است که با سن تریاس در بخش جنوب خاوری نقشه سنقر دیده می‌شوند.

نخستین بار توسط (اشراقی و همکاران، ۱۳۷۵) مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحدهای رخنمون‌یافته در منطقه شامل سنگ‌های دگرگونی، آهک‌های



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران برگرفته از قاسمی و تالبوت (Ghasemi and Talbot, 2006).

Figure 1. The location of the studied area on the map of Iran Modified after (Ghasemi and Talbot, 2006).

۲- روش پژوهش

برای انجام این پژوهش، طی عملیات صحرایی، حدود ۱۶۷ نمونه دستی برداشت و از این نمونه‌ها، تعداد ۷۳ نمونه به منظور تهیه مقطع نازک برای بررسی‌های میکروسکوپی تهیه شد. پس از مطالعات سنگ‌نگاری، به منظور انجام آنالیز شیمیایی سنگ کل (XRF و ICP-MS) تعداد ۱۲ و ۷ نمونه به ترتیب به شرکت‌های MS Analytical در کانادا و زرآما در تهران ارسال شد. سپس با استفاده از نرم‌افزارهای GCDkit، Excel و CorelDraw نمودارها و نقشه‌های لازم تهیه شد.

۳- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی زون سندج-سیرجان که جزو ناآرام‌ترین و به عبارتی فعال‌ترین پهنه‌های ساختمانی فلات ایران واقع شده است. زون سندج-سیرجان را می‌توان از جنوب‌باختر به سمت شمال‌خاور به پنج زیر زون تقسیم کرد که عبارتند از ۱- زیر زون رادیولاریتی؛ ۲- زیر زون بیستون؛ ۳- زیر زون افیولیتی؛ ۴- زیر زون حاشیه؛ ۵- زیر زون با دگرشکلی پیچیده (Mohajjel et al., 2003). بر طبق تقسیم‌بندی پژوهشگران یادشده و بر پایه نقشه زمین‌شناسی منطقه، محدوده مورد مطالعه در زون با دگرشکلی پیچیده قرار گرفته است. از ویژگی‌های این زون

وجود سنگ‌های شدیداً دگرشکل یافته و فراوانی سنگ‌های دگرگونی شامل واحدهای شیستی، فیلیتی و متاولکانیک‌ها است. محدوده مورد مطالعه در شمال ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سنقر، در محدوده استان‌های کردستان، همدان و کرمانشاه قرار گرفته است. زمین‌شناسی این ناحیه نخستین بار توسط اشراقی و همکاران (۱۳۷۵) مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۲). کهن‌ترین واحدهای سنگ‌چینه‌ای موجود متعلق به سنگ‌آهک‌های تبلور یافته، شیست‌های فیلیتی، متاولکانیک‌ها و بیوکالک‌آرنایت است که با سن تریاس در شمال و جنوب خاور چهارگوش سنقر دیده می‌شوند. بخش وسیعی از واحدهای سنگی ائوسن را سنگ‌های آتشفشانی از نوع تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌بازالت آندزیتی و تراکی‌داسیت تشکیل می‌دهند (شکل ۳- a و b). داسیت‌ها با سن ائوسن بالایی - اولیگوسن زیرین واحد تشکیل دهنده در شمال سنقر می‌باشند که گسترش زیادی دارند و ترکیب جزئی‌تر آن شامل تراکی‌داسیت، داسیت و آندزیت است. وجود درزه و لایه‌بندی در سنگ‌های رخنمون‌یافته نشانه فعالیت شدید نیروهای زمین‌ساختی در منطقه است. توف‌ها از مهم‌ترین واحدهای آذرآواری منطقه هستند که به طور غالب دگرسان شده‌اند (شکل ۳- c). افزون بر این سنگ‌های آذرآواری رگه‌های چرت در

می‌شوند و کانی‌های فرعی آن‌ها عمدتاً هورنبلند و به مقدار کمتری بیوتیت حدود ۵ درصد و اکسیدهای فلزی حدود ۵ درصد (شکل ۴-ا) می‌باشند و همچنین کانی‌های جزئی آپاتیت، زیرکن و اسفن (شکل ۴-ب و c) و کلسیت و اپیدوت حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های ثانویه در این گروه از سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۴-د و e).

۴-۲- تراکیت: دارای ضریب رنگینی لوکوکرات و به رنگ خاکستری روشن می‌باشند. کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز حدود ۱۵ درصد حجمی و به صورت خودشکل، سانیدین حدود ۲۵ درصد حجمی و به صورت خودشکل، ارتوپروکسن حدود ۴۰ درصد و به صورت نیمه‌خودشکل و کوارتز نیز حدود ۱۰ درصد حجمی و به صورت بی‌شکل دیده می‌شوند. کانی فرعی شامل بیوتیت با ۵ درصد حجمی و دارای کانی ثانویه کلسیت با ۵ درصد حجمی را شامل می‌شود (شکل ۴-ف و g).

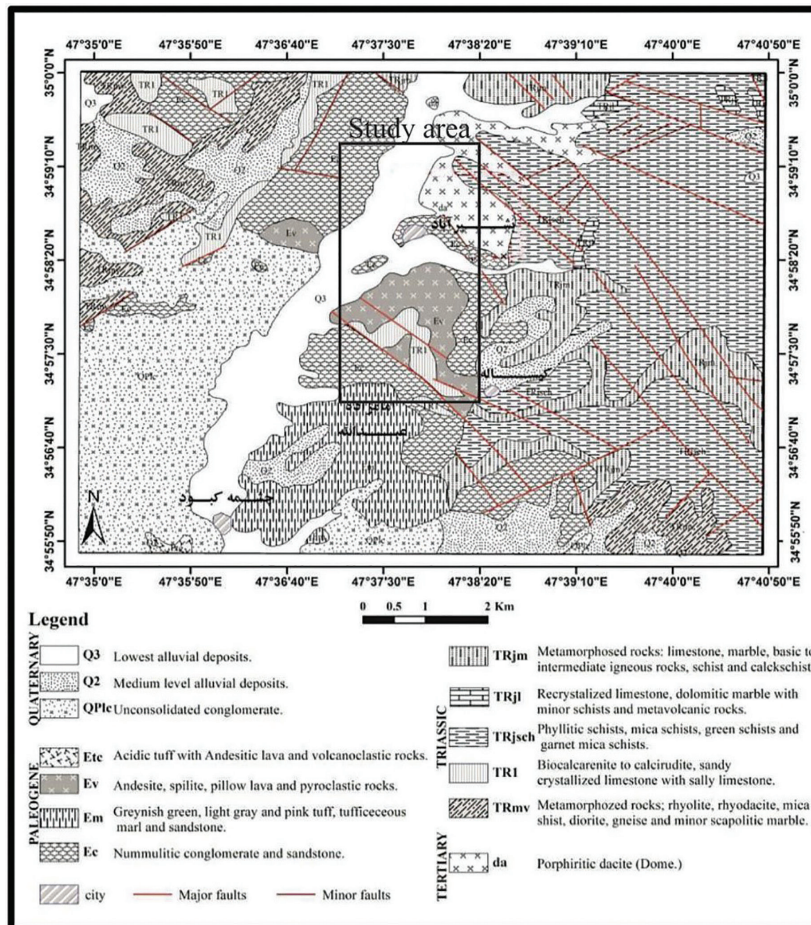
۴-۳- تراکی آندزیت: دارای ضریب رنگینی مزوکرات و به رنگ خاکستری روشن تا سبز دیده می‌شود. از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز به صورت بی‌شکل (۵۵ درصد)، کوارتز به صورت بی‌شکل (۲۰ درصد)، سانیدین به صورت نیمه‌شکل دار (۱۵ درصد)، حدود ۵ درصد حجمی از کانی‌های فرعی بیوتیت و هورنبلند و از کانی ثانویه کلسیت نیز با حدود ۵ درصد حجمی تشکیل شده است. اغلب پلاژیوکلازها ماکل پلی‌سنستیک دارند و بافت غربالی دارند (شکل ۴-ه) و به کانی‌های رسی، سرسیست، کلریت، اپیدوت و کلسیت دگرسان شده‌اند. کانی‌های اوپیک هم از جمله کانی‌های ثانویه این سنگ‌هاست.

سنگ‌های آهکی و سنگ‌های سیلیسی در منطقه قابل مشاهده است. وجود توف، رگه‌های چرت در آهک و فسیل نومولیت در رسوبات منطقه نشان‌دهنده تشکیل رسوب‌گذاری آنها در یک محیط دریایی کم ژرفا است. گسل‌ها نقش قابل توجهی در تحولات مجموعه‌های سازنده منطقه ایفا کرده‌اند. یکی از تاثیرات حضور این گسل‌ها در منطقه گسترش دگرسانی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن است.

۴- سنگ‌شناسی

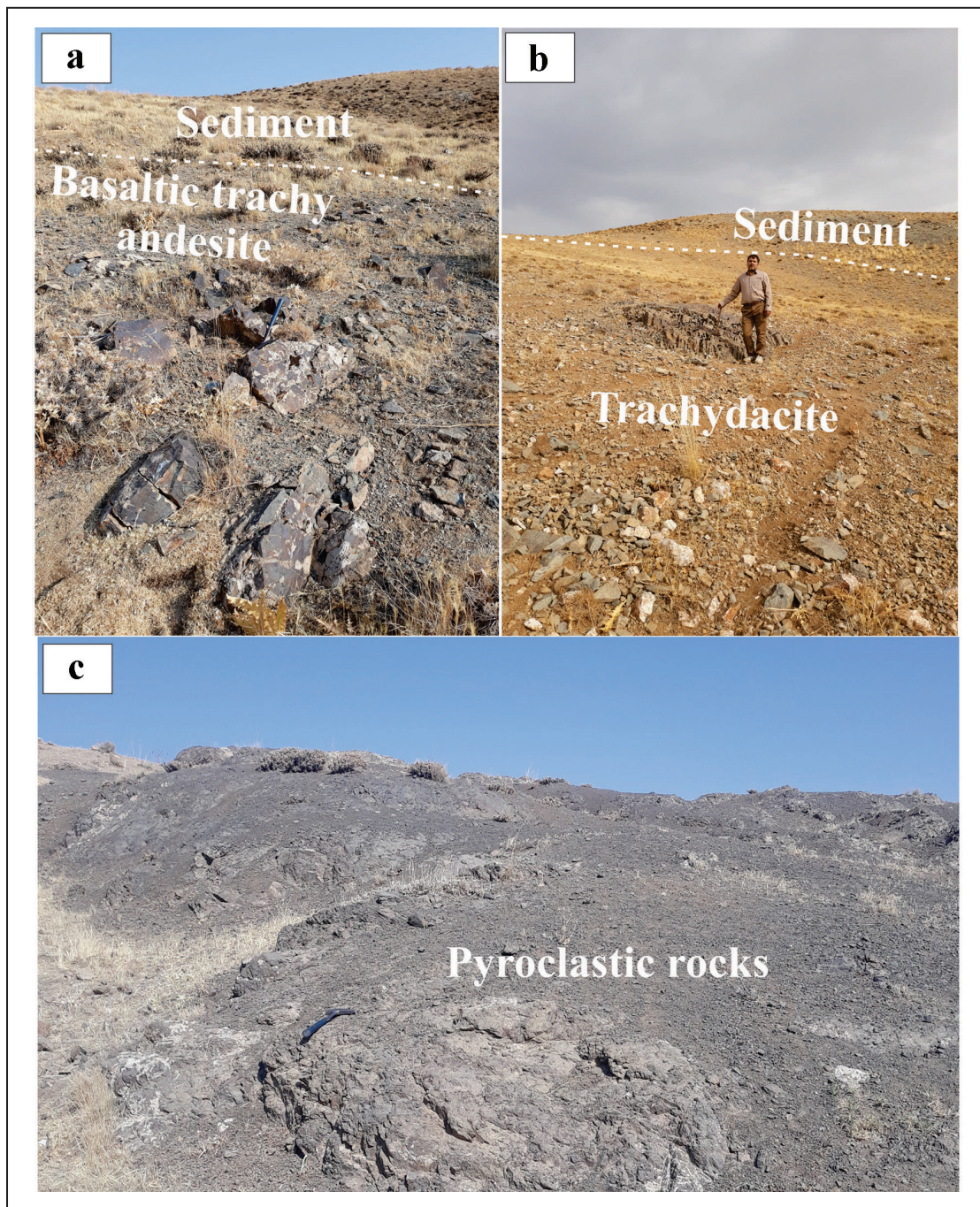
با توجه به این که تمام سنگ‌ها از نوع سنگ‌های آتشفشانی هستند و نامگذاری‌های سنگ‌نگاری چندان دقیق نخواهند بود. بنابراین بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل و بر اساس نمودارهای طبقه‌بندی این نوع سنگ‌ها (به مبحث ژئوشیمی مراجعه شود)، طیف سنگ‌های مورد مطالعه شامل تراکی داسیت، تراکیت، تراکی آندزیت و تراکی آندزیت (± بازالتی) تشخیص داده شده‌اند.

۴-۱- تراکی داسیت: در نمونه دستی دارای ضریب رنگینی لوکوکرات و به رنگ خاکستری می‌باشند (شکل ۳-ب) و از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز با حدود ۴۵-۴۰ درصد حجمی که اغلب به صورت درشت‌بلور و بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل و دارای ماکل پلی‌سنستیک، کوارتز حدود ۲۰-۱۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند و به صورت بی‌شکل و به صورت منفرد و تجمعات دانه ریز در فضای زمینه و پتاسیم فلدسپار با درصد حجمی حدود ۳۰-۲۵ درصد و به صورت خودشکل تا نیمه‌خودشکل و از نوع سانیدین و عمدتاً به صورت درشت‌بلور در مقاطع دیده



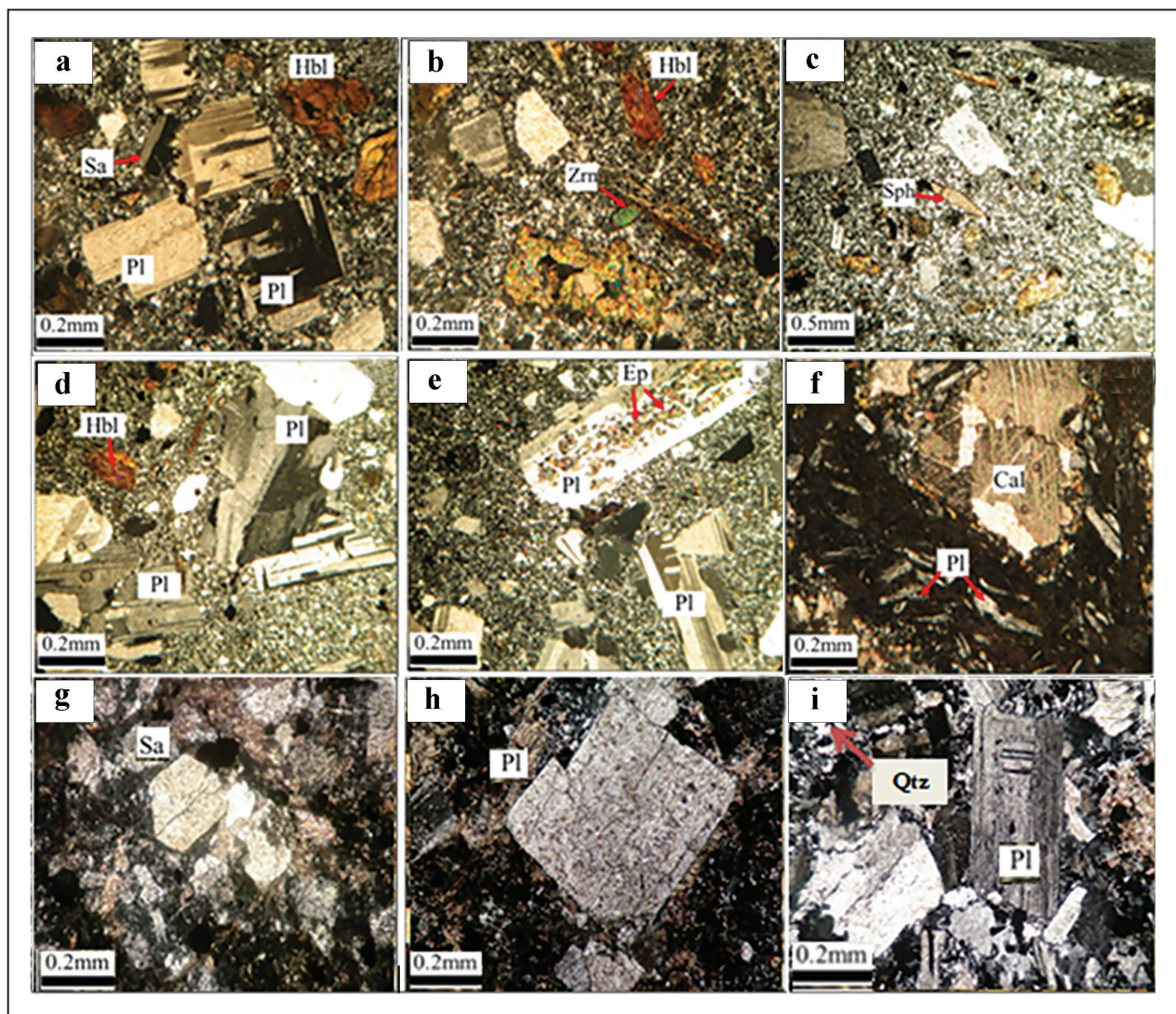
شکل ۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سنقر برگرفته از اشراقی و همکاران (Eshraghi et al., 1996).

Figure 2. The location of the studied area in the 1:100,000 geological map of Sonqor (Taken from Eshraghi et al., 1996).



شکل ۳- نمایی از رخنمون واحدهای: (a) بازالتی تراکی آندزیت (دید به سمت شمال باختر)؛ (b) تراکی داسیت (دید به سمت شمال باختر)؛ (c) سنگ‌های پیروکلاستیک (دید به سمت شمال خاور) در منطقه بشیرآباد.

Figure 3. View of the volcanic rocks units: a) Basaltic trachy andesite (view to the northwest); b) Trachydacite (view to the northwest); c) Pyroclastic rocks (view to the northeast) in the Bashirabad area.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی (XPL) از انواع سنگ‌های مورد مطالعه؛ (a) تراکی داسیت با درشت بلورهای شکل دار تا نیمه‌شکل دار پلاژیوکلاز، سانیدین و هورنبلند با بافت پورفیری؛ (b) زیرکن در نمونه سنگ تراکی داسیت با بافت پورفیری؛ (c) اسفن در تراکی داسیت با بافت پورفیری؛ (d) نمونه سنگ تراکی داسیتی با درشت بلورهای نیمه‌شکل دار پلاژیوکلاز با بافت پورفیری؛ (e) تشکیل اپیدوت بواسطه دگرسانی پلاژیوکلاز در تراکی داسیت؛ (f) سنگ تراکیت با بافت ویتروفیری؛ (g) کانی شکل دار سانیدین در نمونه سنگ تراکیت؛ (h) پلاژیوکلاز شکل دار با بافت غربالی در نمونه سنگ تراکی آندزیت؛ (i) کانی پلاژیوکلاز و کوآرتز در نمونه تراکی آندزیت بازالتی. علائم اختصاری کانی‌ها: (Pl: پلاژیوکلاز، Hbl: هورنبلند، Sph: اسفن، Sa: سانیدین، Ep: اپیدوت، Cal: کلسیت، Zrn: زیرکن)، علائم اختصاری برگرفته از کرتز (Kretz, 1983).

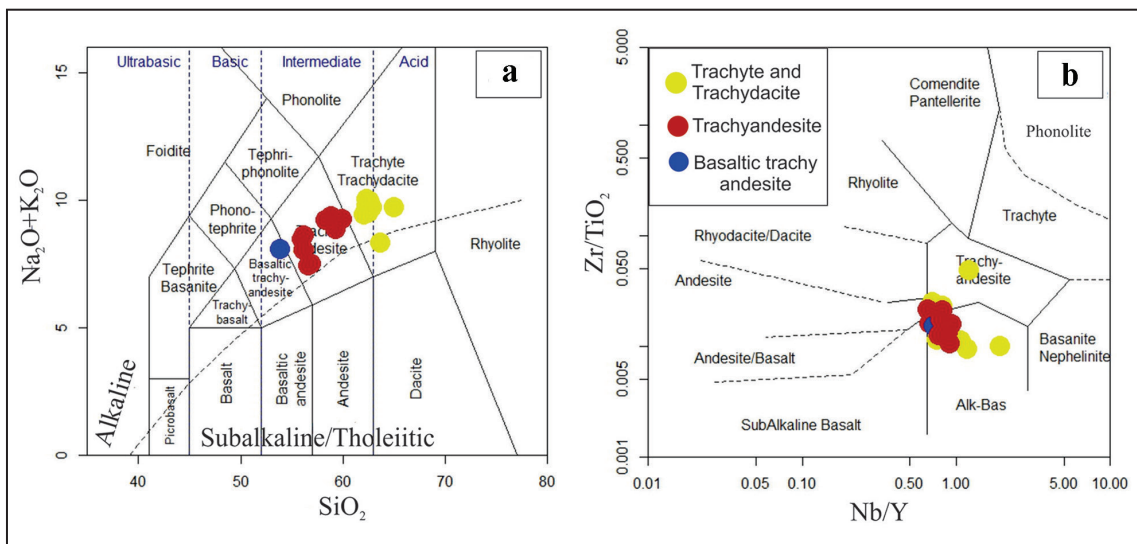
Figure 4. Photomicrographs of various studied rocks (XPL), a) Trachydacite with porphyry texture containing euhedral and subhedral plagioclase, sanidine, hornblende; b) zircon mineral in trachydacite with porphyry texture; c) sphene mineral in trachydacite with porphyry texture; d) large subhedral plagioclase phenocryst in trachydacite with porphyry texture; e) epidote alteration in trachydacite; f) Trachyte with vitrophyric texture; g) sanidine in trachyte rock; h) Sieve texture in plagioclase in trachyandesite; i) plagioclase and quartz in basaltic trachyandesite. Abbreviations after Kretz (1983) (Pl: Plagioclase, Hbl: Hornblende, Sph: Sphene, Sa: Sanidine, Ep: Epidote, Cal: Calcite, Zrn: Zircon).

مجموع قلیایی در برابر سیلیس (Le Bas et al., 1986) استفاده شد که بر پایه آن سنگ‌های آتشفشانی در گستره تراکی‌آندزیت بازالتی، تراکی‌آندزیت، تراکیت، تراکی‌داسیت قرار گرفتند و متعلق به سری آلکالین هستند. همچنین در نمودار رده‌بندی بر اساس عنصرهای نامتحرک Nb/Y در برابر آلکالی‌بازالت تا تراکی‌آندزیت رسم شده‌اند که نشانگر سرشت آلکالی بودن آن‌هاست (شکل ۵- a و b).

۴-۴- تراکی‌آندزیت (بازالتی): این سنگ از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار (۵۳ تا ۶۰ درصد)، سانیدین (حدود ۱۰-۱۵ درصد)، کوآرتز (حدود ۳ تا ۷ درصد) و کانی‌های فرعی نیز شامل ارتوپیروکسن (۱۰ درصد) و بیوتیت (۵ درصد)، کانی ثانویه کلسیت هم ۵ درصد حجمی را شامل می‌شود (شکل ۳- a) (شکل ۴- i).

۵- ژئوشیمی

به منظور رده‌بندی ژئوشیمیایی نمونه‌های برداشت شده، از نمودار ژئوشیمیایی



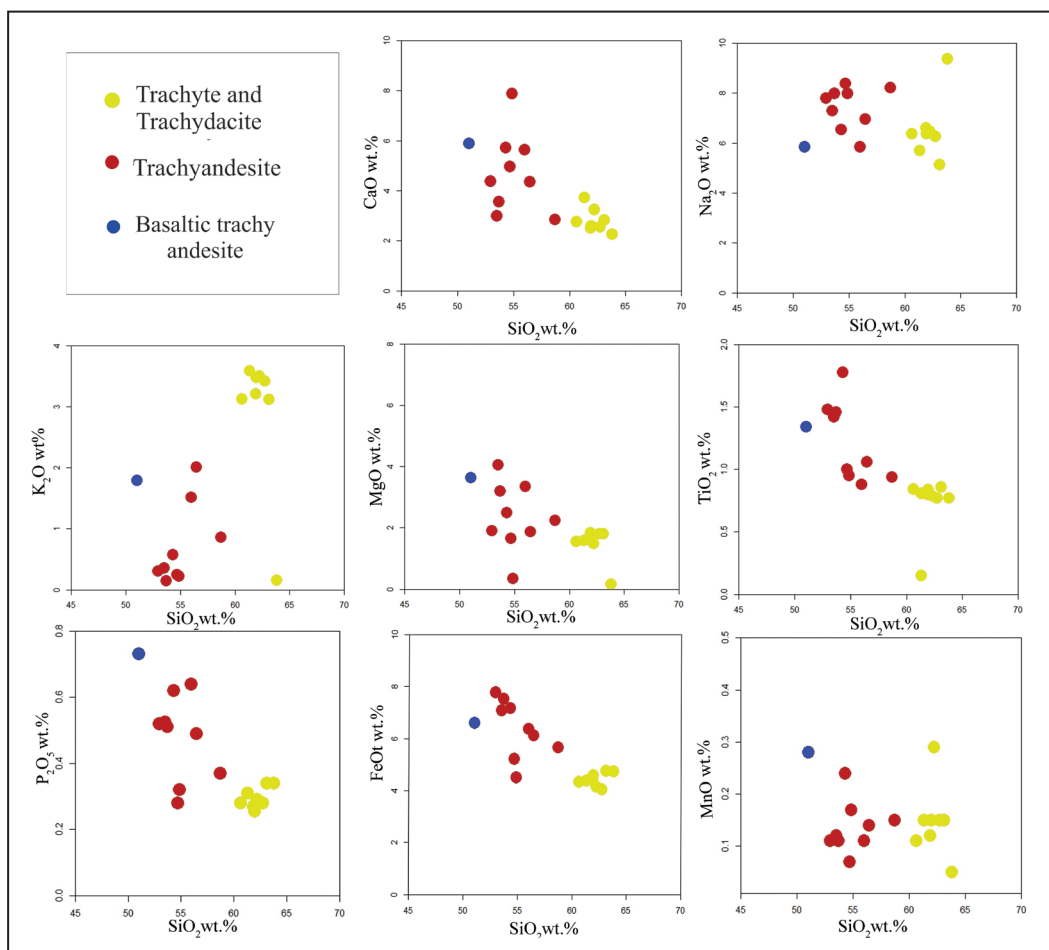
شکل ۵- نمودارهای زمین‌شیمیایی طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بشیرآباد، (a) نمودار مجموع آلکالی‌ها در برابر سیلیس (Le Bas et al., 1986) (b) نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977).

Figure 5. Geochemical classification diagrams of the volcanic rocks from the Bashirabad area, a) Total alkalis versus silica (Le Bas et al., 1986); b) Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977).

۵-۱- بررسی تغییرات عناصر

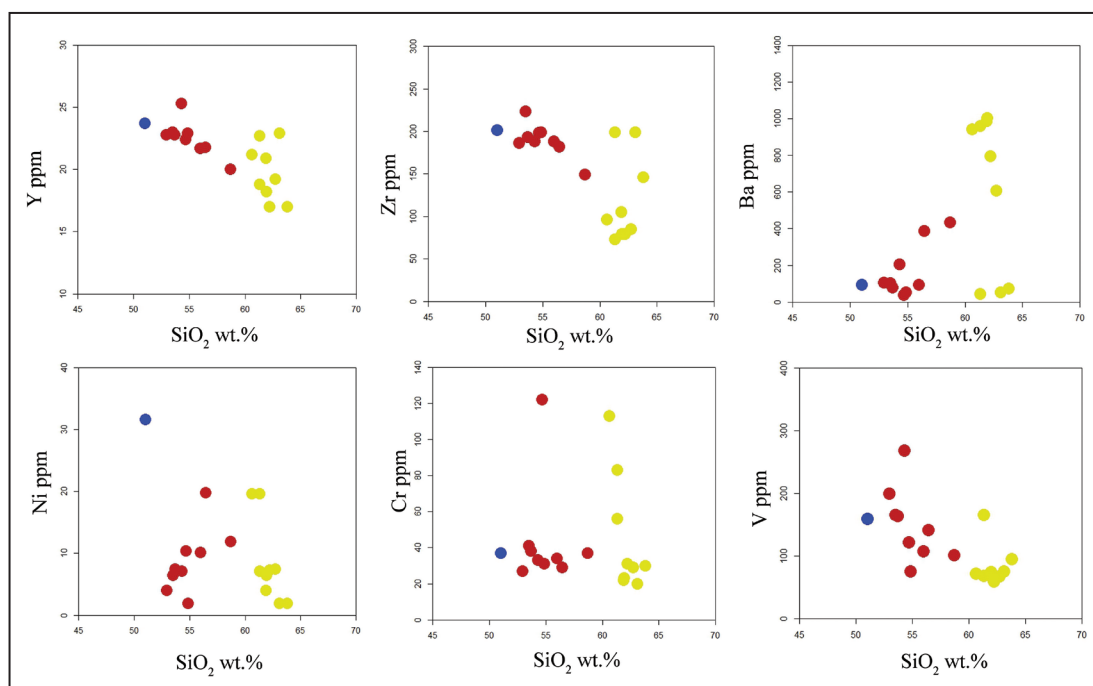
نمودارهای هارکر عناصر اصلی نمونه سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در شکل ۶ ارائه شده‌اند. چنان که ملاحظه می‌شود نوعی دوگانگی در پراکندگی نمونه‌ها وجود دارد که ممکن است به سبب توقف ترکیبی (وقفه دایلی) در فرایندهای متحول‌کننده ماگما و یا متفاوت بودن منشا ماگماها باشد (Dufek and Bachmann, 2010). عامل متفاوت بودن منشا در مورد نمونه‌های مورد بررسی چندان قانع‌کننده به نظر نمی‌رسد زیرا که نمودارهای عنکبوتی این مورد را نشان نمی‌دهند (به بخش ۵-۲ مراجعه شود). کاهش CaO می‌تواند در نتیجه حضور آن در تبلور پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر در مراحل اولیه تبلور و کاهش آن با پیشرفت تبلور تفریقی باشد، به عبارت دیگر به دلیل تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از قطب آنورتیت به قطب‌هایی با کلسیم پایین‌تر مانند آلپیت در مراحل پایانی تبلور باشد. محتوای Na₂O، با افزایش مقدار SiO₂ روندی نسبتاً نزولی را نشان می‌دهد که متأثر از تبلور آلپیت در مراحل پایانی تبلور است. با افزایش SiO₂ مقدار K₂O افزایش می‌یابد. کاهش اکسیدهای آهن و تیتانیم و تا حدودی منگنز در برابر SiO₂ در نتیجه جای‌گیری این عناصر در ساختار فرمولی کانی‌های فرومنزین طی فرایند تبلور است (Schaaf et al., 2005). البته عنصر منیزیم نیز رفتاری مشابه Ti و Fe دارد.

روند تغییرات عنصر P₂O₅ در برابر SiO₂ روندی نزولی است. این امر به تفریق کانی آپاتیت در مراحل ابتدایی تفریق نسبت داده می‌شود. TiO₂ در سنگ‌های آذرین، بیشتر به صورت ایلمنیت ظاهر شده و این عنصر می‌تواند جایگزین آلومینیم با عدد هم‌آرایی شش شده و در ساختار هورنبلند و بیوتیت نیز ظاهر گردد (شکل ۶). نمودارهای هارکر عناصر جزئی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه نیز در شکل ۷ ارائه شده است. چنانکه قابل مشاهده است عنصر Y، نیز به عنوان یک عنصر ناسازگار ویژگی‌های شبیه به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) را دارد. بر این اساس بیشتر در فازهای گارنت و آمفیبول شرکت می‌کند. فازهای فرعی مانند اسفن یا آپاتیت تاثیر زیادی روی فراوانی این عناصر می‌گذارند، زیرا به مقدار زیادی در این کانی‌ها تمرکز می‌یابند و روند کاهشی را نشان می‌دهد (Wilson, 1989). همینطور ویلسون (Wilson, 1989) معتقد است روند کاهشی Zr نشان‌دهنده تبلور بلورهای زیرکن در مذاب است. روند نزولی Ba را به جای‌گزینی این عنصر به جای K در کانی‌هایی مانند فلدسپارهای قلیایی و بیوتیت نسبت داد. همچنین، نمودار تغییرات SiO₂ با مقادیر Ni+Cr+V سیر نزولی دارند. این ویژگی با روند جدایش کانی‌های فرومنزین (مانند هورنبلند و بیوتیت) و (تیتانومگنتیت) همخوانی دارد (Wu et al., 2015; Huijsmans et al., 1988).



شکل ۶- نمودارهای هارکر برای عناصر اصلی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بشیرآباد.

Figure 6. Harker diagram for major elements of volcanic rocks in the Bashirabad area.



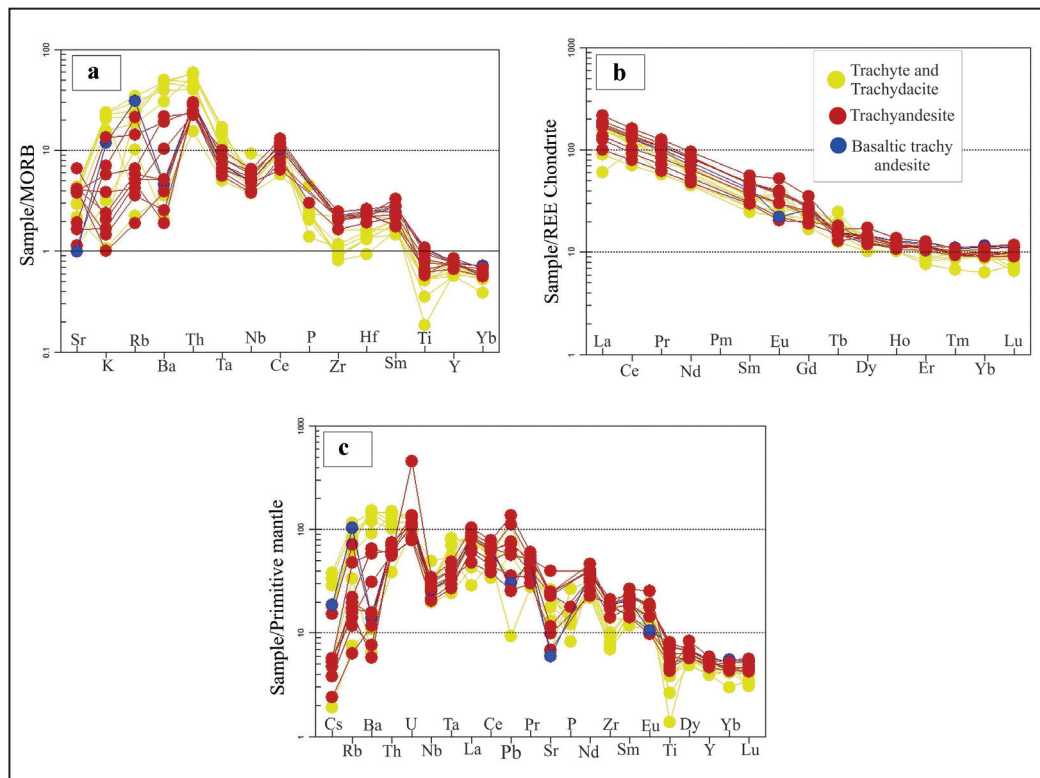
شکل ۷- نمودارهای هارکر برای عناصر کمیاب سنگ‌های آتشفشانی منطقه بشیرآباد.

Figure 7. Harker diagrams of trace elements for volcanic rock in the Bashirabad area.

۲-۵- نمودارهای عنکبوتی

کانی‌های گارنت و پیروکسن بوده که در ذوب شرکت نکرده و عناصر نادر خاکی سنگین را در گوشته دیرگداز نگه داشته‌اند (Rollinson, 1993). همچنین بالا بودن مقدار عناصر ناسازگار LILE نسبت به HFSE و مشاهده بی‌هنجاری منفی در عناصری مثل Nb، Ti و P در گدازه‌ها حاکی از یک محیط زمین‌ساختی فرورانش است و مبین آن است که ماگمای مادر تشکیل‌دهنده احتمالاً از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای که خود در تماس با جریان‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده بوده است و از عناصر کمیاب سبک (LREE)ها غنی شده است ریشه گرفته است (شکل ۸-۱) (Ayers, 1998; Rossetti et al., 2017). با توجه به سرشت آلکان این سنگ‌ها، ذوب‌بخشی درجه کم یک خاستگاه گوشته‌ای برای ماگمای سازنده این سنگ‌ها محتمل است. همچنین، غنی‌شدگی از Rb، Ba، K را نیز می‌توان به وجود فلوگوپیت در منشأ گوشته‌ای آن‌ها نسبت داد (Wass and Roger, 1980). با توجه به ترکیب سنگ‌ها که مایل به تراکی‌داسیت‌اند و ترکیب پلاژیوکلازها مایل به آندزین می‌باشند، بنابراین بی‌هنجاری منفی Eu دیده نمی‌شود. بی‌هنجاری منفی Eu اکثراً در پلاژیوکلازهای غنی از Ca وجود دارد (Rollinson, 1993). از طرفی فراوانی هورنبلند، پیروکسن، اسفن و گارنت ممکن سبب بی‌هنجاری مثبت Eu شود (Henderson, 1983) که در برخی از واحدهای سنگی منطقه، فراوانی آمفیبول و پیروکسن آشکار است (شکل ۸-۱ و b).

مطابق شکل ۸-۱ سنگ‌های موردنظر بهنجار شده نسبت به مقادیر مورب (Pearce, 1983) از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) به‌ویژه Rb، Ba، K، Th غنی‌شده و در مقابل از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)، مانند Ti و Yb تهی شده‌اند. غنی‌شدگی از عنصر Th و U در این سنگ‌ها نشان‌دهنده رخداد آرایش ناشی از مواد پوسته‌ای فوقانی و یا ویژگی‌های منشأ آنها متأثر از سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورو باشد (Guo et al., 2015; Gencalioglu Kuscü and Genel, 2010). بی‌هنجاری منفی Sr مبین این مطلب است که Sr به جای کلسیم وارد پلاژیوکلاز می‌شود، بنابراین دارای همبستگی منفی ولی با شیب خیلی کمی ظاهر شده است، چون Sr در پلاژیوکلاز سازگار است و غلظت آن طی تبلور تفریقی کاهش می‌یابد. نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی (REE) (شکل ۸-۲) که با استفاده از مقادیر کندریت ارائه شده توسط ناکامورا (Nakamura, 1974) بهنجار شده، بیانگر آنست که نمونه‌های مورد بررسی تقریباً موازی می‌باشند. غنی‌شدگی از LREEها و تهی‌شدگی MREEها و شکل U مانند مبین بر تفریق آمفیبول است (Jahangiri, 2007; Lonov and Hofmann, 1995). نمونه‌های مورد مطالعه حداقل ده برابر از REE (به مقدار بسیار بیشتر از LREE) غنی شده‌اند. تخت بودن نمودار در بخش عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و تهی‌شدگی از HREE می‌تواند نشانگر این باشد که سنگ مادر ماگما حاوی



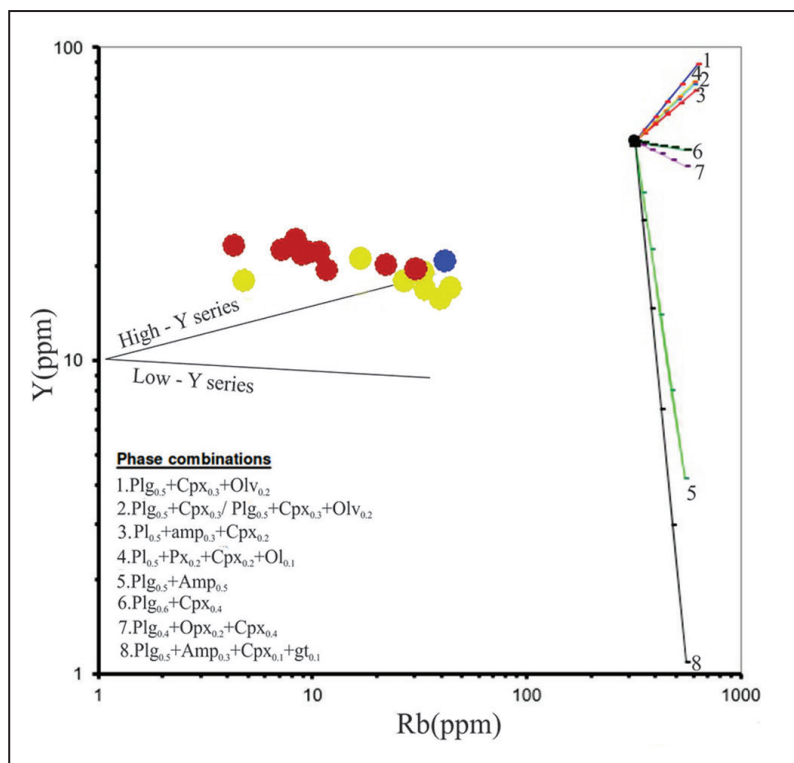
شکل ۸- نمودارهای (a) چندعنصری بهنجار شده نسبت به مورب (Pearce, 1983); (b) نمودار مقادیر عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت در سنگ‌های آتشفشانی بشیرآباد (Nakamura, 1974); (c) نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (Mc Donough and Sun, 1995).

Figure 8. a) MORB-normalized multi-element spider diagram from (Pearce, 1983); b) Chondrite-normalized REE patterns (Nakamura, 1974); c) primitive mantle-normalized multi-element spider diagram (McDonough and Sun, 1995) of the volcanic rocks from the Bashirabad area.

۶- تحولات مذاب ماگمایی و پتروژنز

تفریق در محور افقی نمودار لگاریتمی استفاده شد. عنصر Y در کانی‌های مانند آمفیبول ضریب جدایش بالایی بین مذاب و کانی دارد و با جذب در کانی آمفیبول مقدار آن در گدازه باقی‌مانده کم می‌شود. از طرف دیگر در کانی‌های بی‌آب مانند کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، پلاژیوکلاز، اولیوین و مگنتیت رفتاری ناسازگار دارد و مقدار آن در مذاب افزایش می‌یابد (Pearce et al., 1990; Keskin, 2002). همانطور که دیده می‌شود روندها نشان‌دهنده ترکیب کانی‌های متفاوت در نمودار لگاریتمی Y-Rb است. روند مثبت و مسطح با تفریق کانی‌های بی‌آب و روند منفی و مسطح آن با تفریق کانی‌های آبدار سازگار است (Keskin, 2002). همان‌گونه که در شکل ۹ دیده می‌شود سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده ظاهری مسطح و مثبت داشته و هم راستا با بردار شماره ۶ هستند و روند کانی‌های سری ایتیریم بالا یا بی‌آب است.

ماگمای مشتق از گوشته می‌تواند درون آشیانه ماگمایی و یا در زمان رسیدن به سطح زمین دستخوش جدایش کانی شود. سنگ‌های بررسی شده مقادیر پایین عناصر انتقالی نیکل (کمتر از ۷۰ پی‌پی‌ام) و کروم (کمتر از ۴۰۰ پی‌پی‌ام) دارند. از نظر ویلسون (Wilson, 1989) بیانگر تفریق یافته بودن آن‌ها است و در طول دوران تحول خود دچار تغییراتی شده‌اند. برای بررسی پدیده جدایش بلورین و نوع فازهای به‌دست آمده از طرح الگوسازی FC Modeler ارائه شده توسط کسکین (Keskin, 2002) بر پایه فرمول‌سازی تبلور رایلی از دی‌پانلو (DePaolo, 1981) و محاسبات ریاضی استفاده شده است (شکل ۹). در این نمودار ضریب توزیع کل (Kd) دو عنصر Rb و K شیب خطوط تفریق را کنترل می‌کند. از آنجایی که عنصر Rb ماهیت ناسازگار طی جدایش بلورین دارد، به عنوان شاخص



شکل ۹- نمودار تغییرات Y در برابر Rb (Keskin, 2002) برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه بشیرآباد، (Pl: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Opx: ارتوپیروکسن، Amp: آمفیبول، gt: گارنت، Ol: اولیوین). علائم مشابه شکل ۸ هستند.

Figure 9. Variations of Y versus. Rb (Keskin, 2002) for modeling volcanic rocks of the Bashirabad area (Pl: plagioclase, Cpx: clinopyroxene; Opx: orthopyroxene, Amp: amphibole; gt: garnet; Ol: olivine). Symbols are as figure 8.

منطقه هنوز تبیین نشده است. برای روشن شدن فرآیندهای موثر در تحولات ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بشیرآباد از نمودار الگوسازی فرایندهای ماگمایی FC-AFC-FCA-Mixing پیشنهادی توسط ارسوی و هلواسی (Ersoy and Helvacı, 2010) استفاده شده است. در این بررسی، نمونه Z45.B.A با بیشترین مقدار MgO برابر با ۴/۰۶ به عنوان ترکیب ماگمای اولیه (Co) (جدول ۱)، پوسته قاره‌ای زیرین (Taylor and MacLennan, 1995) به عنوان عامل آلاینده (Ca) و اختلاط دو ماگما، نسبت هضم یا آرایش به جدایش بلورین (f) برابر با ۰/۱، تفریق مایع باقی‌مانده (F) برابر با ۷۲ درصد در نظر گرفته شد (شکل ۱۰).

ترکیب ماگما در دوران تحول افزون بر جدایش بلورین (FC) تحت تاثیر فرایندهای متفاوتی نظیر هضم مواد پوسته‌ای و جدایش بلورین (AFC) (DePaolo, 1981) و تفریق و هضم مستقل FCA (Cribb and Barton, 1996) و اختلاط دو ماگمای متفاوت (Mixing) متحول می‌شود. این فرایندها همزمان و یا مستقل از یکدیگر در اتاقک ماگمایی رخ می‌دهند. در این رابطه، مطالعه رفتار عناصر کمیاب و اصلی و نسبت‌های ایزوتوپی معیاری مناسب برای شناسایی و الگوسازی است (Huijismans et al., 1988). مطابق با نمودارهای هارکر، بین نمونه‌های مورد بررسی روندهای ماگمایی منظمی هست، اما فرایندهای تحولی موثر در ژنز سنگ‌های

جدول ۱- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ کل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه بشیرآباد (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی، عناصر فرعی و نادرخاکی بر حسب پی‌پی‌ام). تعداد ۱۲ نمونه در شرکت MS Analytical کانادا و ۷ نمونه در شرکت زرآزما (با ستاره مشخص شده‌اند) آنالیز گردیدند.

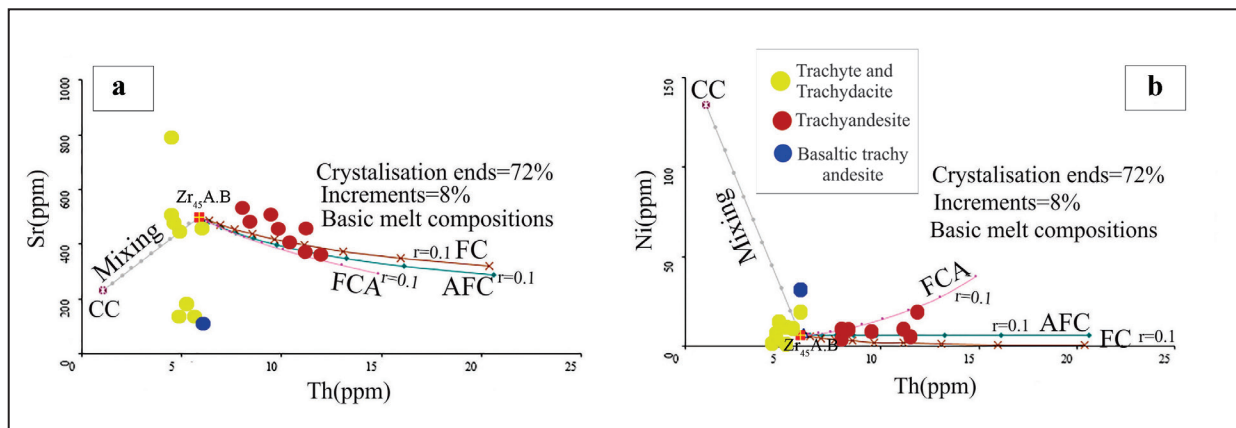
Table 1. The results of Whole rock geochemical composition of the Eocene volcanic rocks from the Bashirabad area (major elements in wt. %, trace and rare earth elements in ppm). 12 samples were analyzed in MS Analytical Canada and 7 samples in Zarazma (marked with an asterisk).

Sample	Z ₁₁ ,B-A	Z ₁₈ ,B-A	Z ₃₉ ,B-A	Z ₄₅ ,B-A	Z ₄₃ ,B-A	Z ₄₄ ,B-A	Z ₅₂ ,B-A	Z ₄₁ ,B-A	Z ₂₂ ,B-A	Z ₂₀ ,B-A	Z ₁₉ ,B-A
Name	Trachyte	Trachy dacite	Trachy Andesite	Trachy Andesite	Trachy Andesite	Trachy Andesite	Trachy Andesite	Trachy dacite	Basaltic trachy andesite	Trachy andesite	Trachy andesite
SiO ₂	63.8	61.32	54.3	53.51	53.69	52.96	54.86	56.44	51.04	55.98	54.70
TiO ₂	0.77	0.15	1.78	1.42	1.46	1.48	0.95	1.06	1.34	0.88	1
Al ₂ O ₃	15.93	16.64	15.70	17.16	16.87	16.18	14.69	15.80	16.86	17.30	16.73
Fe ₂ O ₃	5.26	4.87	7.96	7.87	7.87	8.64	5.01	6.81	7.35	7.08	5.81
MnO	0.05	0.15	0.24	0.24	0.11	0.11	0.17	0.14	0.28	0.11	0.07
MgO	0.16	1.59	2.49	4.06	3.2	1.91	0.35	1.88	3.63	3.36	1.66
CaO	2.26	3.73	5.72	2.99	3.56	4.37	7.89	4.36	5.90	5.63	4.96
Na ₂ O	9.38	5.71	6.55	7.29	7.98	7.80	7.98	6.96	5.84	5.84	8.38
K ₂ O	0.16	3.59	0.28	0.36	0.15	0.31	0.22	2.01	1.79	1.52	0.25
P ₂ O ₅	0.34	0.31	0.62	0.52	0.51	0.52	0.35	0.49	0.73	0.64	0.28
BaO	0.01	0.09	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01
LOI	1.65	1.12	0.06	3.87	0.05	3.98	6.58	4.28	3.87	4.30	4.81
Total	99.77	99.27	100.02	99.18	99.98	98.27	99.03	100.28	98.64	102.64	98.56
Co	0.7	4.7	11	13.4	10.2	7.2	4.1	9.5	7.6	5.3	7.6
Cu	9	1.2	15	16	1.1	15	5	18	0.7	0.9	0.9
Mo	0.4	0.37	0.98	13.4	0.45	0.45	0.33	0.41	0.33	0.36	0.36
Ni	1.9	19.6	7.1	6.4	4	4	1.9	19.8	31.6	10.1	10.4
Pb	4.5	5.4	20.4	10.8	16.8	16.8	3.8	11.4	4.5	5.4	3.9
Sc	5.6	10.6	7	6.5	5.7	5.7	6.6	10.6	9.7	8.9	13.5
Zn	11	19	96	105	88	63	47	49	19	20	14
Ba	71.5	42.4	205.9	101.5	77.8	103.3	50.6	38.4	92.5	91.9	38
Cr	38	83	33	41	38	27	31	83	37	34	122
Cs	0.04	0.11	0.12	0.11	0.05	0.12	0.08	0.12	0.39	0.23	0.1
Ga	20.5	22.1	18.4	27.2	23.7	24	16.4	20.5	2.24	1.62	21.2
Hf	3.9	5.4	5.6	6.3	5.8	5.4	5.5	5.3	6	5.6	5.7
La	27.8	48.5	67.9	54.2	55.9	52.8	59.9	52.7	52.6	39	31.2
Ce	57.3	93.8	130.9	109.4	112.9	105.2	120.3	104.7	104.3	75.1	64.3
Pr	7.08	10.75	15.41	13.17	13.17	13.2	14.17	11.93	12.49	8.79	7.64
Nd	27.5	40.1	57.9	49.1	51.2	50	51.6	42.3	46	32	28.2
Eu	1.84	2.12	3.89	2.94	2.71	2.83	2.92	2.22	1.62	1.62	1.51
Sm	5.52	7	10.85	9.35	9.22	9.05	9.07	7.69	8.15	5.97	5.75
Gd	4.55	5.8	9.16	7.31	7.3	7.02	7.12	6.46	6.77	4.93	5.12
Tb	0.59	0.83	0.79	0.72	0.68	0.61	0.71	0.69	0.74	0.71	0.86
Dy	3.27	4.1	5.6	4.72	4.68	4.59	4.56	4.37	4.69	3.86	4.07
Ho	0.74	0.8	0.99	0.91	0.86	0.85	0.83	0.80	0.92	0.82	0.78
Er	1.59	2.27	2.68	2.46	2.4	2.24	2.41	2.38	2.6	2.36	2.42
Tm	0.22	0.34	0.35	0.31	0.31	0.29	0.3	0.31	0.36	0.33	0.36
Yb	1.32	2.05	2.3	2.02	1.89	2.1	1.89	2.1	2.39	2.25	2.43
Lu	0.24	0.34	0.38	0.32	0.29	0.32	0.3	0.31	0.36	0.36	0.38
Nb	13.1	16	22.9	21.5	20.17	17.5	18.6	17.4	17.2	14.2	16.7
Rb	4.5	20.3	8.5	11.8	3.8	10.3	7.1	28.8	61.8	42.5	9.4
Sr	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sr	262.4	131	493.9	500.2	484	795.4	453.7	231	118.7	135.7	198.5
Ta	0.9	1.2	1.8	1.5	1.5	1.2	1.3	1.2	1.3	1.1	1.3
Th	3.1	5.79	4.59	5.86	6.03	8.42	4.92	5.03	5.91	4.85	5.54
U	1.9	2.73	9.2	2.28	2.32	2	2.6	2.09	2.3	2.23	2.75
V	94	165	268	165	163	68	75	141	159	107	121
Y	17	22.7	25.3	23	22.8	18.8	22.9	21.8	23.7	21.7	22.4
Zr	146	199	188	223	193	73	199	182	201	188	198
Th _N	25.83	48.25	50.25	48.83	50.25	37.42	41	41.92	41.92	38.25	46.17
Nb _N	5.62	6.87	9.83	9.23	8.46	7.51	7.98	7.47	7.38	6.09	7.17

ادامه جدول ۱-

Table 1. Continue

Sample	Z ₁₂ -B-A	MB-1*	MB-7*	MB-18*	MB-19*	MB-26*	MB-31*	MB-34*
Name	TrachyAndesite	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachydacite
SiO ₂	58.69	60.65	63.10	61.32	61.95	62.72	61.87	62.21
TiO ₂	0.94	0.84	0.86	0.15	0.84	0.77	0.80	0.79
Al ₂ O ₃	17.31	16.78	16.50	16.64	16.40	17.23	17.02	16.80
Fe ₂ O ₃	6.29	4.82	5.28	4.87	5.09	4.50	4.96	4.62
MgO	2.25	1.56	1.80	1.59	1.84	1.36	1.60	1.49
MnO	0.15	0.11	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.29
CaO	2.84	2.77	2.82	3.73	2.60	2.55	2.53	3.25
Na ₂ O	8.21	6.38	5.13	5.71	6.38	2.39	6.61	6.48
K ₂ O	0.86	3.13	3.12	3.59	3.48	2.37	3.21	3.51
P ₂ O ₅	0.37	0.28	0.34	0.31	0.25	0.27	0.27	0.29
BaO	0.05	0.08	0.09	0.09	0.13	0.08	0.13	0.07
LOI	2.89	2.51	0.59	1.12	0.94	0.65	0.84	1.01
Total	100.80	99.91	99.19	99.27	99.12	99.77	99.09	99.80
Co	10.7	4.7	4.1	11	13.4	10.2	7.2	6.2
Cu	2.2	1.3	2.1	6.4	1.9	1.1	1.7	0.8
Mo	0.37	7.6	0.07	0.07	1.3	0.5	1.2	0.07
Ni	11.9	19.6	1.9	7.1	6.4	6	4	7.3
Pb	9.4	5.4	3.8	20.4	10.8	7.4	90	1.4
Sc	7.9	12.2	6	17.1	8.2	6.6	6.9	4.9
Zn	118	19	47	96	105	88	63	20
Ba	432.5	943	50.6	960	1005	607	987	796
Cr	37	113	20	56	23	29	22	31
Cs	0.08	0.37	0.08	0.8	0.37	0.37	0.6	0.7
Ga	24.5	22.1	16.4	18.4	27.2	23.7	20.5	16.7
Hf	4.6	3.47	5.5	2.24	3.2	3.16	3.76	3.28
La	42.2	48.5	59.9	67.6	54.2	55.9	52.8	18.6
Ce	84.2	99	120.3	87	88	93	99	81
Pr	10.18	10.75	14.17	15.41	13.17	13.71	9.26	7.12
Nd	38.6	40	51.6	29.6	33.5	35.8	38.6	27.2
Sm	7.19	6.94	9.07	5.28	6.17	6.25	6.81	4.79
Eu	2.22	2.12	2.92	3.89	2.94	2.71	1.84	1.68
Gd	5.99	5.74	7.12	4.34	5.07	5.18	7.02	5.57
Tb	0.76	0.78	0.89	1.17	0.92	0.91	0.77	0.73
Dy	3.97	4.37	4.46	3.72	4.72	3.85	4.19	3.33
Ho	0.77	0.8	0.83	0.99	0.91	0.86	0.85	0.73
Er	2.18	2.34	2.41	1.84	1.92	2.08	2.32	1.74
Tm	0.3	0.34	0.3	0.29	0.3	0.3	0.33	0.28
Yb	1.91	2.1	1.89	2.1	1.8	1.9	2	1.9
Lu	0.33	0.29	0.3	0.22	0.27	0.27	0.3	0.21
Nb	13.4	16	18.6	22.9	21.5	20.7	17.5	32.7
Rb	13.2	47	7.1	69	50	37	43	61
Sn	1.2	1.4	1.8	1.3	1.3	1.2	1.6	1.4
Sr	479.3	348.8	453.7	482.1	500.2	354.9	446.4	521.6
Ta	1	3.05	1.3	2.04	1.75	2.61	2.94	2.03
Th	4.7	11.96	4.92	8.42	9.52	11.2	11.44	8.12
U	1.56	2.5	2.6	2	2.3	2.5	2.68	1.9
V	101	71	75	68	74	67	70	59
Y	20	21.2	22.9	18.8	18.2	19.2	20.9	17
Zr	149	96	199	73	79	85	105	79
Th _N	39.17	99.67	41	70.17	79.33	93.33	95.33	67.67
Nb _N	5.75	6.87	7.98	9.83	9.23	8.88	7.51	14.03



شکل ۱۰- نمودارهای AFC-FC-FCA-mixing برای فرایندهای محتمل در تحولات ماگمایی نمونه‌های بشیرآباد: (a) نمودار تغییرات Sr-Th؛ (b) نمودار تغییرات عنصر سازگار Ni در برابر عنصر ناسازگار Th. نام‌های اختصاری AFC: (Assimilation and Fractional Crystallization)؛ CC: ترکیب پوسته قاره‌ای پایینی؛ FC: Fractional Crystallization؛ FCA: Decoupled Fractional Crystallization and Assimilation؛ Zr₄₅A.B؛ (Taylor and McLennan, 1995)؛ به عنوان ترکیب ماده اولیه C₀؛ r=0.1؛

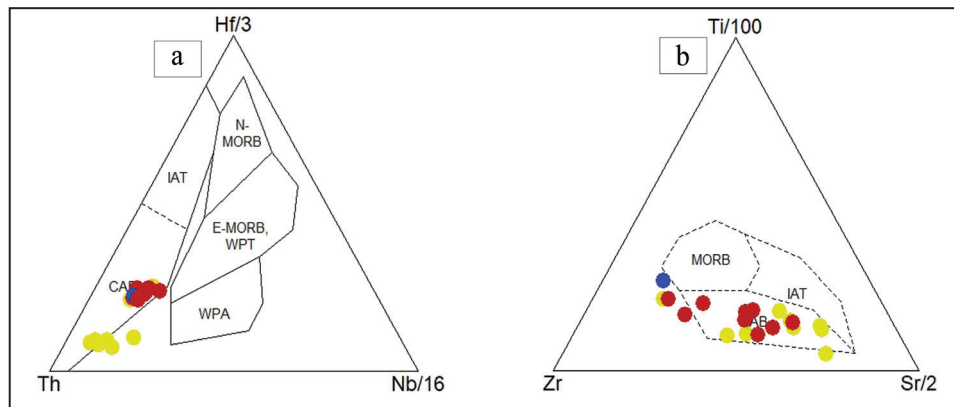
Figure 10. AFC-FC-FCA-mixing diagrams for determining of possible processes in the magmatic evolution of the Bashirabad volcanic rocks: a) Variations diagram of Sr-Th element variation; b) Variations of the compatible elements (Ni) versus the incompatible elements (Th). Abbreviations are: AFC (Assimilation; and Fractional Crystallization); CC: composition of the lower continental crust (Taylor and McLennan, 1995); Zr₄₅A.B: composition of primary magma (C₀); FC: Fractional Crystallization; FCA: Decoupled: Fractional Crystallization and Assimilation.

پالئوسن و همچنین ترکیب ژئوشیمیایی و سرشت آلکالی، بعید نیست که کشش‌های محلی در تشکیل ماگمای آلکالی بی‌تاثیر نبوده باشد. وجود توده‌های نفوذی گرانیتوبیدی نوع A در مناطق مجاور (Yajam et al., 2015; Wang et al., 2022)؛ شیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۹) همگی مؤید وجود رخدادهای کششی محلی خواهد بود. همچنین بر پایه نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb نمونه‌ها در موقعیت مناطق کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۲- a) (Pearce, 2008). از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y می‌توان برای تشخیص و تفکیک کمان‌های محیط‌های زمین‌ساختی استفاده کرد (Pearce and Norry, 1979). به طوری که مقادیر Zr/Y بیشتر از ۳، مربوط به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و مقادیر کمتر از ۳ وابسته به کمان‌های اقیانوسی هستند. سنگ‌های منطقه بشیرآباد دارای نسبت بین ۳/۸-۹/۷۰ هستند و نشان‌دهنده شباهت محیط زمین‌ساختی ماگمای این منطقه با قوس آتشفشانی قاره‌ای هستند (شکل ۱۲- c). افزون بر این نمودار Th-NbN (Saccani, 2014) برای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی متفاوت استفاده می‌شود. پراکندگی نمونه‌های سنگی منطقه مورد بررسی حاکی از منشأ کمان مرتبط با محیط همگرا می‌باشد (شکل ۱۲- d, b). با توجه به این که تشکیل ماگما در رژیم زمین‌ساختی مناطق کمان قاره‌ای، عواملی مانند چرخش تیغه فرو رونده (Azizi et al., 2016)، شکسته شدن اسلب (Ghasemi and Talbot, 2006) نیز ممکن است موثر باشند. البته یادآوری این نکته ضروری است که مدل شکسته شدن اسلب در مراحل پس از برخورد شایع‌تر است و از آنجایی که سن نمونه سنگ‌های مورد مطالعه ائوسن است، این مدل برای تشکیل ماگمای منطقه مورد نظر به واقعیت نزدیک‌تر است. اما به دلیل نبود داده‌های ایزوتوپی به طور یقین نمی‌توان در مورد آن اظهار نظر قطعی داشت.

همچنین با توجه به ماهیت ناسازگار عنصر Th طی تفریق کانی، در محور افقی به عنوان شاخص تفریق استفاده شد. چنانچه در نمودار Sr-Th (شکل ۱۰- a) دیده می‌شود نمونه‌های تراکی‌آندزیتی روندهای مشابه با AFC-FC و نمونه‌های تراکی‌داسیت و تراکییتی آرایش با پوسته قاره‌ای زیرین را نشان می‌دهند. همچنین، در نمودار Ni-Th (شکل ۱۰- b) نمونه سنگ‌های یاد شده با فرایند هضم و نمونه‌های تراکی‌آندزیتی با فرایندهای AFC و FC سازگاری بیشتری نشان می‌دهند. نمونه بازالتی تراکی‌آندزیتی بیرون از روند قرار دارد که به نظر می‌رسد ذوب بخشی را پشت سر گذاشته است. بر پایه موقعیت نمونه‌ها و مقدار نسبت آرایش به جدایش بلورین حاکی از این است که افزون بر جدایش بلورین، فرایند هضم به همراه جدایش بلورین و آرایش با مواد پوسته‌ای در تحولات ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه بشیر آباد سهم قابل توجهی داشته‌اند.

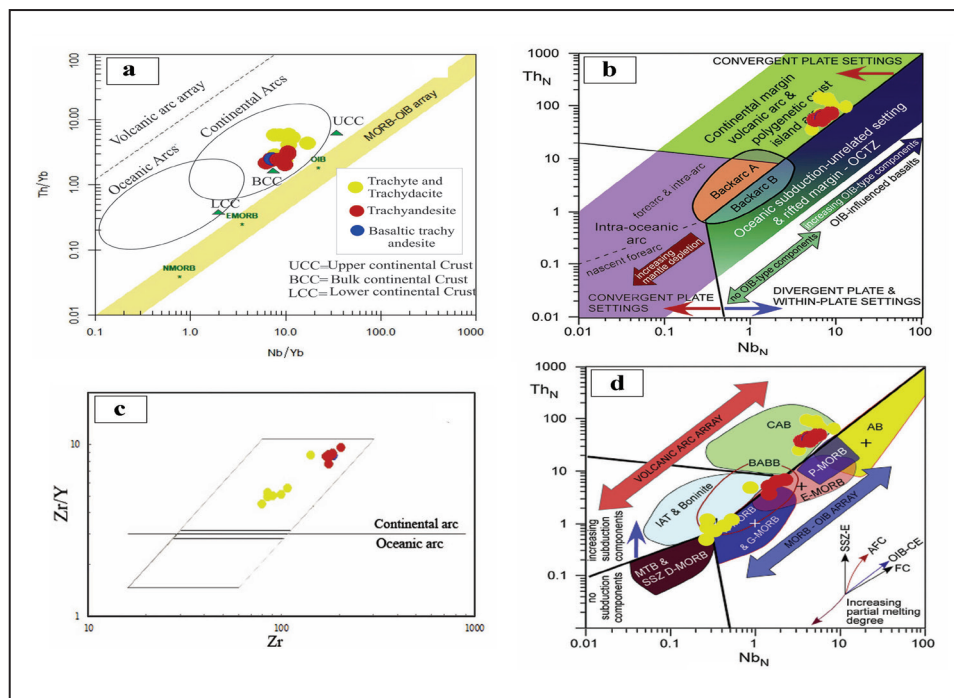
۷- تعیین پهنه زمین‌ساختی

برای تعیین محیط ژئوتکتونیک سنگ‌های آتشفشانی منطقه بشیرآباد از نمودارهایی بر پایه داده‌های عناصر کمیاب که نسبت به هوازگی و دگرسانی مقاوم هستند، بهره گرفته شده است. در نمودارهای Th-Hf/3-Nb/16 (Wood, 1980) (شکل ۱۱- a) و (Pearce and Can, 1979) Ti/100- (Zr/Sr/2) (شکل ۱۱- b) در محدوده بازالت‌های کمان قاره‌ای (Continental Arc Basalt) قرار می‌گیرند و چنین استنباط می‌شود که ماگمای مادر سنگ‌های بشیرآباد در یک محیط فرورانش حاشیه قاره‌ای تشکیل شده باشند. این موضوع با ویژگی‌های ساختاری-چینه‌نگاری زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه همخوانی دارد. با توجه به ائوسن بودن سن آن‌ها و نظر به خاتمه فرورانش در



شکل ۱۱- نمودارهای ژئوشیمیایی تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی بشیرآباد، (a) نمودار سه‌تایی (Th-Hf/3-Nb/16) (Wood, 1980)؛ (b) نمودار سه‌تایی (Ti/100-Zr-Sr/2) (Pearce and Cann, 1973). علائم مشابه شکل ۱۰ می‌باشند.

Figure 11. Tectonic discrimination diagrams of the volcanic rocks for the Bashirabad area. a) (Th-Hf/3-Ta) ternary diagram (Wood, 1980); b) (Ti/100-Zr-Sr/2) ternary diagram (Pearce and Cann, 1973). Symbols are as figure 10.



شکل ۱۲ - تعیین خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی شمال بشیرآباد. (a) نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008) در برابر Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008)؛ (b) نمودار Th_N در برابر Nb_N (Saccani, 2014) عناصر به N-MORB (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند؛ (c) نمودار Zr در برابر Zr/Y (Pearce and Norry, 1979) دو کمان قاره‌ای و اقیانوسی را متمایز نموده است و نمونه‌های مورد مطالعه متمایل به بخش کمان قاره‌ای هستند. اختصارات: MORB = بازالت پشته‌میان‌اقیانوسی، EMORB = مورب غنی شده، NMORB = مورب معمولی، TMORB = مورب انتقالی، PM = گوشه اولیه، IAT = قوس جزایر تولیتی، OFB = بازالت فلات اقیانوسی، OIB = بازالت جزایر اقیانوسی، CC = پوسته قاره‌ای.

Figure 12. Discrimination diagrams for tectonic setting of the volcanic rocks from Bashirabad area. a) Nb/Yb versus Th/Yb (Pearce, 2008), b) Th_N versus Nb_N (Saccani, 2014) elements are normalized to N-MORB (Sun and McDonough, 1989); c) Zr versus Zr/Y (Pearce and Norry, 1979) has distinguished two continental and oceanic arcs and the studied samples are inclined to the continental arc section; d) Th_N versus Nb_N diagram to determine the tectonic environment (Saccani, 2014). Abbreviations: MORB = mid oceanic ridge basalt; EMORB = enriched MORB; NMORB = normal MORB, TMORB = transitional MORB; PM = primitive mantle; IAT = island arc tholeiitic; OFB = oceanic flood basalt; OIB = oceanic island basalt; CC = continental crust.

۸- نتیجه‌گیری

کشش‌های محلی که منجر به تشکیل ماگمایی با طبیعت آلکان می‌گردد نبایستی نادیده گرفته شود. همچنین بررسی نتایج حاصل نمودارهای مدل‌سازی و ژئوشیمیایی نشان‌دهنده اهمیت نقش تبلور تفریقی، آرایش ماگمایی با پوسته قاره‌ای، هضم در تحولات ماگمایی منطقه است.

سپاسگزاری

بخشی از هزینه‌های آنالیز سنگ‌ها از کمک‌های مالی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه بوعلی سینا تامین گردیده که نویسندگان برای این کمک‌ها تشکر می‌نمایند.

سنگ‌های آتشفشانی منطقه بشیرآباد شامل سنگ‌های خروجی در شمال از تراکی داسیت تا تراکی آندزیت و در جنوب از سنگ‌های تراکیت تا آندزیت تشکیل شده‌اند و ماهیت آلکان دارند. شواهد میکروسکوپی حاکی از وجود بافت غربالی، خلیجی، گلوپورپورفیریک و منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازها است. بر پایه نمودارهای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی محیط تشکیل سنگ‌های آتشفشانی انوسن منطقه مورد مطالعه قوس (کمان) آتشفشانی است که با ماگماتیسیم مرتبط با فروانش سازگاری دارد. با توجه به موقعیت زمین‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی انوسن در این بخش از زون سنندج - سیرجان، ارتباط آن‌ها با حاشیه همگرا محتمل است اما تاثیر

کتابنگاری

- اشراقی، ص.ع.، جعفریان، م. ب. و اقلیمی، ب.، ۱۳۷۵، نقشه زمین‌شناسی سنقر، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- اکبری صدفی، و.، قربانی، م.، مسعودی، ف. و طباش شعبانی، ا.، ۱۳۹۴، پروژنز و ریزساختار سنگ‌های دگرگونی شمال شرق سنقر، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، دوره ۹، شماره ۱۸، آبان ۱۳۹۴، ص ۸۳-۹۵.
- ایرانی، ز.، ۱۳۹۲، بررسی فرایند متاسوماتیسیم در توده نفوذی شمال شرق سنقر (استان کرمانشاه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، ۱۱۵ ص.
- آفانباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، وزارت صنعت و معدن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- آلیانی، ف.، دادفر، ث.، معانی جو، م. و برزویی، ک.، ۱۳۹۳، سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی سنگ‌های نفوذی شمال شرق سنقر (کردستان)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲۲(۲): ۲۲۹-۲۴۲.
- شیرمحمدی، م.، سپاهی گرو، ع.، معانی جو، م. و ترکیان، ا.، ۱۳۹۹، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی گرانیتوئیدهای A-type جنوب قروه (شمال باختری پهنه سنندج - سیرجان): شواهدی بر زمین‌ساخت کشتی در حاشیه فعال قاره‌ای، مجله پترولوژی، شماره چهل و سوم، ص ۸۵-۹۰. doi.org/10.22108/ijp.2020.123500
- میری، م.م.، ۱۳۹۰، بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده‌های آذرین منطقه تکیه بالا (جنوب شرق کردستان) با نگرشی ویژه بر کانسارسازی آهن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا، ۱۴۲ ص.

References

- Aghanabati, A., 2004. *Geology of Iran. Geological survey of Iran, 586 p. (in persian)*
- Akbari Sadfi, V., Ghorbani, M., Masoudi, F., and Tabakh Shabani, A., 2014. *Petrogenesis and microstructure of metamorphic rocks northeast of Sonqor, New Applied Geological Findings, 9(18), 83-95. (in persian)*
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*. [https://doi.org/10.1130/0016-706\(1991\)103<0983: SASCOT>2.3.CO; 2](https://doi.org/10.1130/0016-706(1991)103<0983: SASCOT>2.3.CO; 2).
- Aliani, F., Dadfar, S., Maanijuo, M., and Borzoui, K., 2013. *Lithography, geochemistry and tectonic-magmatic setting of intrusive rocks northeast of Sonqor (Kurdistan). Iran Journal of Crystallography and Mineralogy, 22 (2):229-242. (in persian)*
- Ayers, J., 1998. Trace elements modelling of aqueous fluid-peridotite interaction in mantle wedge of subduction zones, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132: 390-404. <https://doi.org/10.1007/s004100050431>.
- Azizi, H., Mohammadi, K., Asahara, Y., Tsuboi, M., Daneshvar, N., and Mehrabi, B., 2016. Strongly peraluminous leucogranite (Ebrahim-Attar granite) as evidence for extensional tectonic regime in the Cretaceous, Sanandaj Sirjan zone, northwest Iran. *Chemie der Erde-Geochemistry, 76 (4), 529-541*. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2016.08006>.
- Cribb, J. W., and Barton, M., 1996. Geochemical effects of decoupled fractional crystallization and crustal assimilation, *Lithos, 37 (4), 293-307*. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\) 00027-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95) 00027-5).
- DePaolo, D. J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization, *Earth and planetary science letters, 53 (2), 189-202*. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\) 90153](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81) 90153).
- Dufek, J., and Bachmann, O., 2010. Quantum magmatism; magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology, 38(8), 687-690*. <https://doi.org/10.1130/G30831.1>.
- Eftekharnajad, J., 1981. *Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. Journal of Iranian Petroleum Society 82, 19-28. (in Persian)*
- Ersoy, Y., and Helvacı, C., 2010. FC-AFC-FCA and mixing modeler: a Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers and Geosciences, 36 (3), 383-390*. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.06.007>.
- Eshraghi, S.A., Jafarian, M.B., and Eghlimi, B., 1996. *Geological Map of Sonqor 1:100,000. Geological Survey, Iran. (in persian)*
- Gençalioglu Kuscı, G., and Genelı, F., 2010. Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special reference to the Tepekoıy Volcanic Complex. *International Journal of Earth Sciences, 99 (3), 593-621*. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0402-4>.
- Ghasemi, A., and 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>.
- Guo, F., Li, H., Fan, W., Li, J., Zhao, L., Huang, M., and Xu, W., 2015. Early Jurassic subduction of the Paleo-Pacific Ocean in NE China: Petrologic and geochemical evidence from the Tumen mafic intrusive complex *Lithos, 224 (2), 46-60*. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.014>.
- Harker, A., 1909. *The natural history of igneous rocks, Methuen: London, 6 (1), 12-33*. <https://doi.org/10.1038/081331a0>.
- Henderson, P.ed., 1983. *Rare earth element geochemistry, Elsevier. 510p*. <https://www.elsevier.com/books/rare-earth-element-geochemistry/henderson/978-0-444-42148-7>.

- Huijsmans, J.P., Barton, M., and Salters, V.J., 1988. Geochemistry and evolution of the calc-alkaline volcanic complex of Santorini, Aegean Sea, Greece *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 34 (3-4), 283-306. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(88\)90039-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(88)90039-X).
- Ionov, D. A., and Hofmann, A. W., 1995. Nb and Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations, *Earth and Planetary Science Letters*, 131 (3-4), 341-356. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00037-D](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00037-D).
- Irani, Z., 2012. *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)*
- Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications, *Asian Earth Sciences* 30 (3-4), 433-447. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2006.11.008>.
- Keskin, M., 2002. FC-Modeler: A Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems, *Computers and Geosciences*, 28 (8), 919-928. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00010-9](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00010-9).
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68(1-2), 277-279.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of petrology*, 27: 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>.
- McDonough, W. F., and Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Miri, M.M., 2018. *Petrological and geochemical investigation of igneous bodies of Tekieh Bala region (Southeastern Kurdistan) with a special perspective on iron ore mining. Master's Thesis, Bu- Ali Sina University, 142 pp. (in persian)*
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L., and Sahandi, M. R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4), 397-412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4).
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, *geochemical acta*, 38(5), 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5).
- Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active Continental magams, 1983, 230-249.
- Pearce, J. A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust, *Lithos*, 100(1-4), 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.
- Pearce, J. A., and Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and planetary science letters*, 19(2), 290-300. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5).
- Pearce, J. A., and Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks, *Contributions to mineralogy and petrology*, 69(1), 33-47. <https://doi.org/10.1007/BF00375192>.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., and Mitchell, J. G., 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44 (1-2), 189-229. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90018-B](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90018-B).
- Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation.* Longman Scientific Technical, London, 384 p. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>.
- Rossetti, F., Monié, P., Nasrabad, M., Theye, T., Lucci, F., and Saadat, M., 2017. Early Carboniferous subduction-zone metamorphism preserved within the Palaeo-Tethyan Rasht ophiolites (western Alborz, Iran). *Journal of the Geological Society* 174, 741-758. <https://doi.org/10.1144/jgs2016-130>.
- Saccani, E., 2014. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics, *Geoscience Frontiers*, 6(4), 481-501. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006>.
- Schaaf, P. J., Stimac, C., and Macias, J. L., 2005. Geochemical evidence for mantel origin and crustal process in volcanic rocks from Popocateptl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico, *Journal of Petrology* 46(6), 1243-1282. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi.015>.
- Shirmohammadi, M., Sepahi Gerow, A. A., Maanjou, M., and Torkian, A., 2020. Geochemistry and petrogenesis of south Qorveh A-type granitoids (northwest of Sanandaj-Sirjan zone): An evidence for active continental margin tensional tectonic. *Petrological Journal*, 11(3), 85-110. [In Persian]. <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.123500.1186>.
- Sun, S. S., and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust, *Reviews in Geophysics* 33, 241-265. <https://doi.org/10.1029/95RG00262>.
- Wang, Z. M., Han, C. M., Xiao, W. J., and Zhang, Z. Y., 2022. Zircon U-Pb and titanite U-Th-Pb ages of the Ghorveh mixed granitoid pluton: Implications for the Late Jurassic supra-subduction extension of the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *Geological Journal*. <https://doi.org/10.1002/gj.4580>.
- Wass, S. Y., and Rogers, N. W., 1980. Mantle metasomatism-precursor to alkaline continental volcanism, *geochemical et Cosmochimica Acta*, 44: 1811-1823. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90230-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90230-6).
- Wilson, M. (Ed.), 1989. *Igneous petrogenesis.* Dordrecht: Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-010-9388-0>.
- Winchester, J. A., and Floyd, P. P., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, 20, 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).
- Wood, D. A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary science letters*, 50(1), 11-30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8).
- Wu, G., Chen, Y., Sun, F., Liu, J., Wang, G., and Xu, B., 2015. Geochronology, geochemistry, and Sr-Nd-Hf isotopes of the early Paleozoic igneous rocks in the Duobaoshan area, NE China, and their geological significance, *Journal of Asian Earth Sciences*, 97, 229-250. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2014.07.031>.
- Yajam, S., Montero, P., Scarrow, J. H., Ghalamghash, J., Razavi, S. M. H., and Bea, F., 2015. The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehghan 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. <https://doi.org/10.1002/gj.4580>.