

Original Research Paper

Petrography and geochemistry of High-K calc-alkaline volcanic rocks of Bukan (West Azarbaijan province)

Sara Damchin Mashak¹, Ashraf Torkian^{1*}, and Tanya Furman²

¹ Department of Geology, Faculty of Science, Bu- Ali Sina University, Hamedan, Iran

² Department of Geosciences, Pennsylvania State University, University Park, Pennsylvania, USA

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2024 November 01

Accepted: 2024 December 20

Available online: 2025 March 21

Keywords:

Spinel lherzolite

Intermediate magma

Geochemistry

Continental arc

Petrogenesis

ABSTRACT

Abundant intermediate volcanic rocks – andesite and basaltic andesite – are exposed in the Bukan area in northwestern Iran. Major and minor element analyses of bulk rocks show they have sub-alkaline and High-K calc-alkaline features. Both compositional groups have phenocryst assemblages that include pyroxene, amphibole and plagioclase feldspar with porphyritic and glomeroporphyritic textures. The patterns of multi-trace-element and REE diagrams are enriched in large ion lithophile (LILE) and light rare earth elements (LREE) compared to high field strength elements. Depletion in Nb, Ti, Ta are comparable to those observed in subduction zone volcanics. Tectonomagmatic discrimination diagrams show the formation of these rocks in the active continental margin. The averaged values of geochemical parameters Ce/Pb, Th/Ce and Ba/Nb indicate the characteristics of subduction zones, interpreted to reflect enrichment by sediments and contamination with continental crustal material. The interpretation of geochemical diagrams shows that Bukan intermediate lavas were formed by partial melting of lithospheric and spinel lherzolitic mantle.

1. Introduction

The study area is located in the northern portion of the Sanandaj-Sirjan zone at 46° 00' 00" E to 46° 07' 00" E Latitude 36° 29' 00" N to 36° 24' 00" N Longitude (Figs 1 and 2 a, b). The subduction of Neo-Tethys Ocean occurred for a really long time under Eurasia and the Zagros and its structural zones were formed with parallel NW-SE trends (Takin, 1972; Alavi, 1980, 1994; Berberian and King, 1981; Dilek and Furnes, 2019). The Sanandaj-Sirjan zone is a region of Andean-style metamorphism, and it located in the north of


the Zagros. The length of this zone is about 1000 kilometers and its width is approximately 100-150 kilometers (Stöcklin, 1968; Zhang et al., 2018). This area has undergone multiphase deformation and consists of various igneous, metamorphic and sedimentary rocks from the Neoproterozoic to the Neogene (Stöcklin and Nabavi, 1973, Hassanzadeh and Wernicke, 2016). Magmatic activity of this region in the Cretaceous through Eocene is impressive in terms of the quantity and spatial distribution of andesitic volcanic


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

Citation:

Damchin Mashak, S., Torkian, A., and Furman, T., 2025. Petrography and geochemistry of High-K calc-alkaline volcanic rocks of Bukan (West Azarbaijan province). Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 35(1), 135, 73-92. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.485876.2164>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/gsj.2024.485876.2164

 dor: 20.1001.1.10237429.1404.35.1.5.6



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

rocks. Gholipour et al. (2021) investigated Cretaceous andesitic rocks and considered them to be Late Cretaceous in age. Some researchers believe that the Cretaceous period in the Sanandaj-Sirjan area was accompanied by a period of magmatic stagnation due to a change in the angle of the subduction slab from steep to flat (Richards, 2015) after which Paleocene-Eocene magmatic activities occurred following slab rollback beneath Iran (Verdel et al., 2011) in the Sanandaj-Sirjan zone. Cenozoic magmatic activity in Iran, especially in the northern Sanandaj-Sirjan zone, has been in the form of granitoids. Some authors believe Cenozoic magmatism in this zone coincides with the Late Paleogene-Eocene magmatic flare-up in the Urmia-Dokhtar zone, Central Iran and Lut block (Agard et al., 2011; Verdel et al., 2011). Meanwhile, some other researchers have proposed the idea of transtensional magmatism for part of the Tertiary magmatic activities in the Zagros orogen including Sanandaj-Sirjan zone (Ebrahimi et al., 2017). Mazahari et al. (2020) interpreted granite rocks with 39.7-40 age (Eocene) in the Pasveh region as resulting from rollback of the oceanic slab associated with the thinning of the lithosphere.

2. Research methodology

About 100 petrographic thin sections of rock units were studied using a polarizing microscope to identify the textural and mineralogical features. Bulk-rock major, trace and rare-earth element analyses of 10 samples were performed at the Pennsylvania State University, USA. Major oxides were determined using ICP-AES, and trace and rare-earth elements (REEs) were analyzed by ICP-MS in the Laboratory of isotopes and metals in the environment (LIME) at the Pennsylvania State University. The sample digestion procedures are similar for both ICP-MS and ICP-AES. Sample powder (0.2 g) mixed with LiBO_2 flux. The value of LOI for each sample was obtained by weighing before and after heating in the furnace at 900°C.

3. Results and discussions

3.1. Petrography

The intermediate rock samples consist of basaltic andesite and andesite.

3.1.1. Andesite: This rock comprises plagioclase, pyroxene, and amphibole phenocrysts that display porphyritic, glomeroporphyritic and occasionally sieve textures (Figs. 4-a, b, c, f). Plagioclase crystals are often euhedral and vary from andesine to labradorite in composition. Amphibole occasionally exhibits normal zoning and varies from magnesian hornblende to tschermakite (Damchin Mashak et al., 2024). Clinopyroxene is found in anhedral to euhedral forms and are classified from their optical characteristics as including both augite and diopside crystals (Damchin Mashak et al., 2024).

3.1.2. Basaltic andesite: The rocks include clinopyroxene, orthopyroxene, plagioclase and accessory apatite and Fe-Ti oxides. The matrix is made of plagioclase microlites, opaque minerals and glass. The common textures are porphyritic, glomeroporphyritic, seriate and sieve textures (figs. 4-d, e). Plagioclase is euhedral and has spongy and sieve textures (Fig. 4-d). The size of orthopyroxene phenocrysts varies from 3 mm to 10 mm. The orthopyroxene composition is enstatite and clinopyroxene is diopside (Damchin Mashak et al., 2024).

3.2. Major and trace-element geochemistry

Bulk-rock geochemical analyses of representative volcanic rock samples are given in Table 1. The studied samples have SiO_2 contents of 50.69–59.81 wt.%, TiO_2 0.49–0.94 wt.%, MgO 3.29–7.31 wt.% and Fe_2O_3 0.75–4.12 wt.%. Co and Ni contents of the volcanic rocks range from 1 to 23 ppm and 1 to 12 ppm, respectively, and the samples have Mg# 50.1–63.9. In the classification diagram of Le Bas et al. (1986) samples from the Bukan area plot in the andesite and basaltic andesite fields (Fig. 5-a). All samples from Bukan are High-K calc-alkaline. In the normative diagram all samples plot in sub-alkaline field (Fig. 5-d). MgO , CaO , Fe_2O_3^T , Al_2O_3 , TiO_2 , and P_2O_5 contents decrease whereas K_2O increases with increasing SiO_2 (Fig. 6); abundances of Rb, Sr, Ba, Zr increase with increasing SiO_2 and Eu, Cr, Nb, Sc and V decrease in the Harker diagrams (Harker, 1909) (Fig.7). In chondrite-normalized REE diagrams the samples from the Bukan area show enrichment in LILE (Rb, K, Th, Cs, Ba) and depletion in HFSE (Hf, Zr, Nb, Ti, Ta, Y, Th) (Fig. 8-a). This feature is characteristic of calc-alkaline magmas in subduction zones (Tatsumi and Eggins, 1995; Rudnick and Geo, 2003; Khalaj et al., 2007; Kelemen et al., 2014). Negative Eu anomalies (i.e., $\text{Eu}_N/\text{Eu}^* = [1/4 \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N \text{Gd}_N)^{1/2}]$) indicate removal of plagioclase in the magmatic chamber (Rollinson, 1993; Arslan and Aslan, 2006; Davidson et al., 2013). Negative anomalies of Ti, Nb, and Ta (Fig.8-a) are consistent with a continental arc environment and subduction related magmatism (Taylor and McLennan, 1995; Pearce, 2008). Enrichment of MREE reflect the presence of amphibole and pyroxene (Brophy, 2008) in source of volcanic rocks. The observed relationship between ThN and NbN (Saccani et al., 2014; 2017) provides further support for the continental arc and convergent margin setting (Fig. 9-a). Values of $\text{Ba}/\text{Nb} > 28$ (Fan et al., 2004) and $\text{Ba}/\text{Ta} > 450$ (Gill, 1981) also support a volcanic arc setting. Ba/Nb vs. Nb of the samples studied tend to the continental arc basalt range (Fig. 10-d) and suggest a weak influence of subduction materials. In the diagram Ba/Nb Vs. La/Nb (Jahn et al., 1999), the studied samples are inclined to the continental arc field (Fig. 10-b). In the Nb/Y vs. Zr/Y diagram (Condie, 2005), the studied samples are plot within the range of continental arcs (Fig.10-c). The studied rocks have an average Ce/Pb ratio of 3.44 which reflects involvement of crustal materials in their magmatic

evolution (Rudnick and Gao, 2003) (Fig. 11-a). In magmas with mantle origin Th/Ce varies from 0.05-0.02 (Sun and McDonough, 1989). Th/Ce ranges from 0.18 to 0.09 in Bukan volcanic rocks indicates crustal contamination or melting of subduction sediments in their origin (Hawkesworth et al., 1997; Elburg et al., 2002). The negative trend of Nb/U against SiO_2 indicates crustal contamination (Fig. 11-b) (Gao et al., 2021). In the Nb*/U vs. Ta/La and Nb*/U vs. Ce/Pb diagram (Gorring and Kay, 2001) Bukan volcanic rocks have arc and continental crust affinity (Figs. 11-c, d). The Bukan volcanic rocks do not appear geochemically similar to MORB or OIB as they do not show positive Nb, Ti, Ta anomalies (Figs. 8-a, b). These rocks cannot be derived from a depleted mantle source (DMM) but rather require an enriched source. The trace element geochemistry of Bukan samples provides strong evidence for their origin in a zone of continental arc convergence. These volcanic rocks have Nb/La between 0.46-0.63 and an average of 0.55. Samples with Nb/La less than 0.5 are located in the lithosphere and those with Nb/La equal to 0.51-0.63 are located at the common boundary of lithospheric mantle and asthenosphere mantle (Pearce, 2008) (Fig. 12-a).

4. Conclusion

The Bukan area rocks comprise andesite and basaltic andesite with porphyritic, glomeroporphyritic and occasionally sieve textures. They have High-K calc-alkaline affinity. The geochemical data of Bukan volcanic rocks indicate they could form by differential crystallization of plagioclase, pyroxene, amphibole and apatite from a primary magma. The studied rocks with Ba/Nb >28, Ba/Ta >450, and low Nb/Y belong to continental arc and active continental margin tectonic settings. Geochemical features such as Ba/Nb, Ce/Pb, Th/Ce, and Nb/Ta and the negative slope of Nb/U against SiO_2 show that the studied rocks were slightly affected by subducted sediments and/or contamination with continental crust. Geochemical data indicate that volcanic rocks have subduction affinity and are not similar to magmas derived from OIB or MORB sources. The ratio of trace elements La/Sm and La/Yb shows that the andesite rocks and basaltic andesite of Bukan probably originated from the melting of a mantle with spinel lherzolitic composition and lithospheric derived material.

سنگ‌نگاری و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی کالک آلکالن پتاسیم بالا بوکان (استان آذربایجان غربی)

سارا دامچین مشاک^۱، اشرف ترکیان^{۱*} و تانیا فورمن^۲^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران^۲ گروه علوم زمین، دانشگاه ایالتی پنسیلوانیا، دانشگاه پارک، پنسیلوانیا، امریکا

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی حدواسط - آندزیت و آندزیت بازالتی - فراوانی در منطقه بوکان در شمال باختر ایران رخنمون یافته‌اند. تجزیه عناصر اصلی و کمیاب سنگ کل نشان می‌دهد این سنگ‌ها ترکیب ساب‌آلکالن و سرشت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا دارند. هر دو واحد ترکیبی دارای مجموعه کانی‌های پیروکسن، آمفیبول و فلدسپار پلاژیوکلاز با بافت‌های پورفیری و گلوپورپورفیری هستند. الگوهای عناصر نادر خاکی و چند عنصری بهنجار شده این واحدها نشان می‌دهد سنگ‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی از LILE و LREE و تهی‌شدگی از HFSE مانند Nb, Ti, Ta دارند که با ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای مناطق فرورانش قابل مقایسه است. نمودارهای متمایز کننده زمین‌ساختی - ماگمایی این نمونه‌ها بیانگر آن است که ویژگی‌های حاشیه فعال قاره‌ای را دارا هستند. افزون بر این، برخی ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند نسبت‌های عناصر Ba/Nb و Ce/Pb, Th/Ce نشان می‌دهند آندزیت و آندزیت‌های بازالتی مورد مطالعه، غنی‌شدگی تاثیر پذیرفته از ذوب رسوبات و یا آرایش با مواد پوسته قاره‌ای را در محیط فرورانش تجربه کرده‌اند. گدازه‌های حدواسط بوکان دارای منشا گوشه سنگ‌کره‌ای (لیتوسفری) بوده و از ذوب منبعی با ترکیب یک اسپینل لرزولیت حاصل شده‌اند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۸/۱۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۹/۳۰

تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:

اسپینل لرزولیت

ماگمای حدواسط

ژئوشیمی

کمان قاره

پتروژنز

۱- پیش‌نوشتار

پهنه دگرگونی - ماگمایی آندی سنندج - سیرجان و در حقیقت در محل تلاقی این پهنه با پهنه‌های ساختاری مهاباد - خوی و البرز - آذربایجان واقع شده است، از این رو، واحدهای سنگی آن گاه تشابه سنگ‌شناختی با پهنه البرز - آذربایجان (به لحاظ دارا بودن واحدهای کربناته آواری پرکامبرین تا مزوزویک) نشان می‌دهند (حریری و همکاران، ۱۳۸۲) (شکل ۲- a). فعالیت ماگماتسمی این منطقه در ائوسن و به ویژه در کرتاسه از نظر گسترش رخساره‌های آواری و سنگ‌های آتشفشانی غالباً آندزیتی به نسبت چشمگیر است. قلی‌پور و همکاران (Gholipour et al., 2021) سنگ‌های آندزیتی کرتاسه را بررسی نموده و آن‌ها را نتیجه فرورانش اواخر کرتاسه برشمرده‌اند. برخی از پژوهشگران بر این باورند که دوره کرتاسه در پهنه سنندج - سیرجان همراه با یک دوره سکون ماگمایی به دلیل تغییر در زاویه ورقه (اسلب) فرورونده - از شیب‌دار به صاف - بوده است (Richards, 2015; Zhang et

با بسته شدن اقیانوس تیتیس جوان (نئوتیتیس) سیستم کوهزایی آلپ - هیمالیا شکل گرفت. با گسترش طولانی مدت فرورانش اقیانوس تیتیس جوان به زیر اوراسیا، کوهزاد زاگرس و پهنه‌های ساختاری آن با روند NW-SE و موازی هم تشکیل شدند (Takin, 1972; Alavi, 1980, 1994; Berberian and King, 1981, Dilek and Furnes, 2019). پهنه دگرگونی - ماگمایی آندی سنندج - سیرجان یکی از مهم‌ترین این پهنه‌هاست که در شمال زمین‌درز زاگرس قرار دارد. طول این پهنه که نخستین بار توسط اشتوکلین (Stöcklin, 1968) نام‌گذاری گردید، حدود ۱۰۰۰ کیلومتر و پهنای آن تقریباً ۱۵۰-۱۰۰ کیلومتر است. این پهنه ویژگی چندفازی دارد و از انواع سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبات مختلف از زمان نئوپروتریویک تا زمان نئوزن تشکیل شده است (Stöcklin and Nabavi, 1973; Hassanzadeh and Wernikeh, 2016) منطقه مورد مطالعه از دیدگاه ساختاری در حاشیه شمال باختری

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

ماخذنگاری:

دامچین مشاک، س.، ترکیان، ا. و فورمن، ت.، ۱۴۰۴، سنگ‌نگاری و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن پتاسیم بالا بوکان (استان آذربایجان غربی). فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۵(۱)، ۷۳-۹۲. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.485876.2164>

doi: 10.22071/gsj.2024.485876.2164



doi: 20.1001.1.10237429.1404.35.1.5.6

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

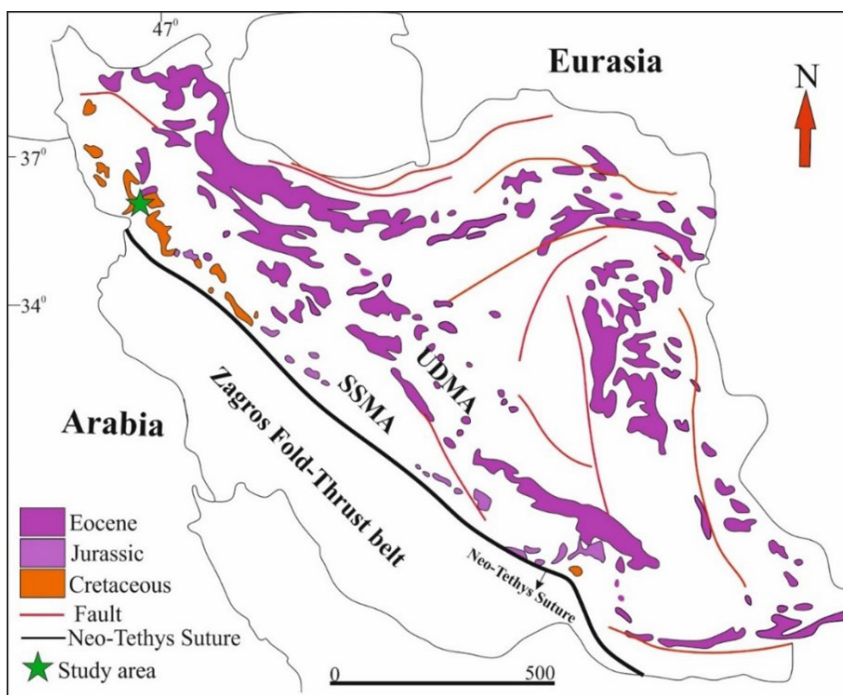
This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

ژئوشیمی و مطالعات دقیق سنگ‌نگاری در راستای تبیین بخشی از ویژگی‌های منطقه مورد مطالعه به انجام رسیده است.

واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه جزئی از سنگ‌های نسبت داده شده به ائوسن به‌شمار می‌روند که در جنوب‌باختر شهرستان بوکان (شکل ۱) در طول‌های جغرافیایی $0^{\circ} 07' 46''$ و $0^{\circ} 00' 46''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $0^{\circ} 24' 36''$ و $0^{\circ} 29' 36''$ شمالی قرار دارند (شکل‌های ۱ و ۲- a). آن‌ها به‌صورت روانه‌های آتشفشانی در شمال ورقه $1:100000$ سقز تا جنوب باختر بوکان بروند دارند که توسط نهشته‌ها و پادگانه‌های آبرفتی و انباشته‌های تراورتن، کنگلومرای و سیلتی دوران چهارم پوشیده شده‌اند (حریری و همکاران، ۱۳۸۲). مهم‌ترین مسیرهای دسترسی به این واحدها، روستاهای منطقه شامل کانی‌پانکه، قاجر، شهریکند و جمبوغه هستند. مشاهدات صحرایی نشان می‌دهند حجم و گسترش سنگ‌های مورد مطالعه قابل توجه می‌باشند و مساحتی حدود $18/47$ کیلومترمربع را اشغال کرده‌اند. سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی از فراوانی شایان توجهی برخوردار هستند (شکل‌های ۳- c, d). این واحد سنگی به‌نسبت تیره (خاکستری رنگ) و ساخت آن پورفیری و درشت بلورهای پلاژیوکلاز به‌خوبی در آن آشکار هستند. همچنین فنوکریست‌های پیروکسن در زمینه ریزدانه در سنگ‌های آندزیتی با چشم غیر مسلح قابل مشاهده می‌باشند. در مجاورت این واحدهای آتشفشانی در حوالی روستای کانی‌پانکه نیز تعدادی دایک با همین ترکیب (آندزیت- آندزیت بازالتی) دیده می‌شوند (شکل‌های ۳- a, b).

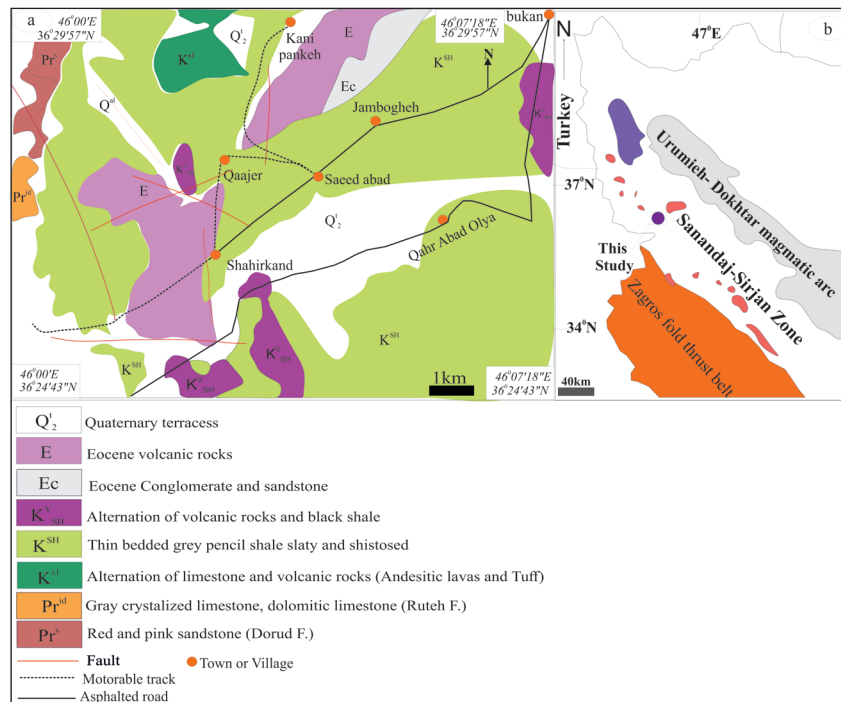
al., 2018) و پس از آن فعالیت‌های ماگمایی پالئوسن - ائوسن به‌واسطه عقب‌گرد ورقه و یا پارگی ورقه در ایران (Verdel et al., 2011) و در پهنه سندج - سیرجان رخ داده است. فعالیت ماگمایی سنوزوییک در ایران به‌ویژه در بخش‌هایی از شمال پهنه سندج - سیرجان به شکل توده‌های گرانیتویدی بوده است و به باور برخی پژوهشگران (Verdel et al., 2011; Chiu et al., 2013) ماگماتیسم سنوزوییک در این پهنه مصادف با ماگماتیسم اواخر پالئوژن - ائوسن و تشدید (Flare-up) ماگمایی در پهنه ارومیه - دختر، ایران مرکزی و بلوک لوت می‌باشد. با توجه به کثرت ماگماتیسم سنوزوییک در این منطقه ژانگ و همکاران (Zhang et al., 2018) مدل پنجره زمین‌ساختی را مولد ماگماتیسم پالئوسن - ائوسن در شمال پهنه سندج - سیرجان دانسته‌اند. در ضمن برخی پژوهشگران مانند ابراهیمی و همکاران (Ebrahimi et al., 2017) ایده ماگماتیسم تراکشی را برای بخشی از فعالیت‌های ماگمایی تشریحی در کوهزاد زاگرس مطرح نموده‌اند. در حالی که مظاهری و همکاران (Mazahari et al., 2020) طی تحقیقی جدید در منطقه پسوه مدل عقب‌گرد ورقه اقیانوسی (Rollback) را که با نازک شدن سنگ کره همراه بوده، مولد ماگماتیسم ائوسن در پسوه دانسته‌اند و بر اساس روش اورانیم - سرب سن سنگ‌های گرانیتی را $39/7 - 40$ میلیون سال (ائوسن) گزارش نموده‌اند.

با توجه به آن چه در بررسی ماگماتیسم منطقه مورد مطالعه اشاره شد، تاکنون تمرکز و کنکاش ویژه در خصوص ژئوشیمی و سنگ‌نگاری سنگ‌های منطقه جنوب باختر بوکان انجام نشده است. از این رو، این پژوهش با بهره‌گیری از داده‌های



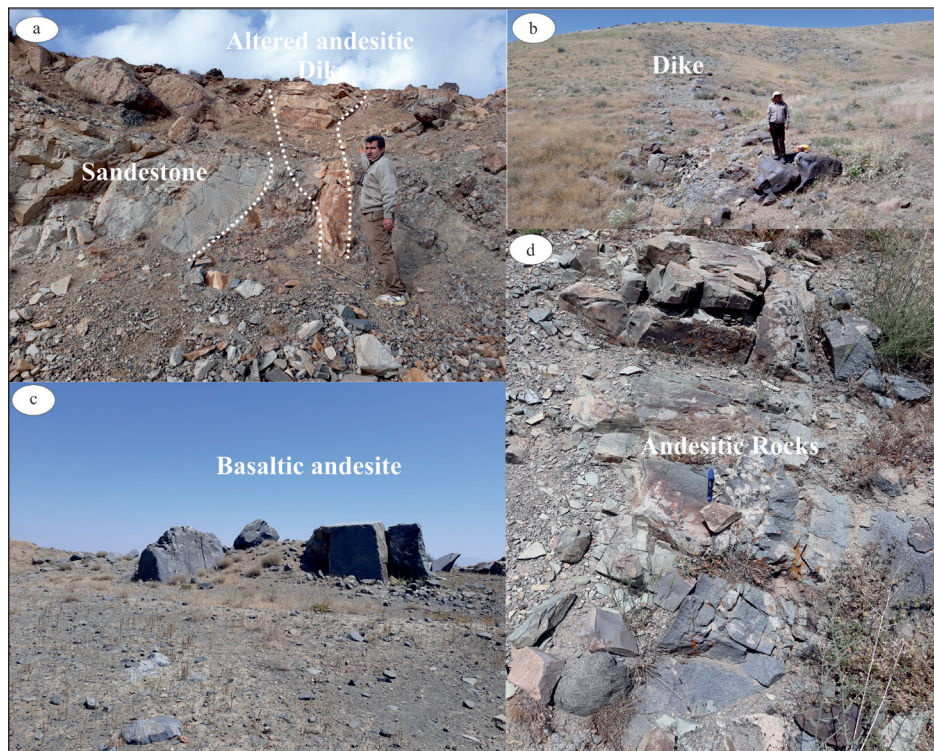
شکل ۱ - موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ساده شده ایران برگرفته از آگارد و همکاران (Agard et al., 2011).

Figure 1. The location of the studied area on the simplified map of Iran taken from (Agard et al., 2011).



شکل ۲- (a) نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سقز از حریری و همکاران (Hariri et al., 2003). (b) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران.

Figure 2. The simplified geological map of the studied area taken from the 1:100000 map of Saqez (Hariri et al., 2003). b) the location of study area in map of Iran.



شکل ۳- تصاویر صحرایی سنگ‌های مورد مطالعه (a) رخنمون دایک‌ها در روستای کانی‌پانکه. (b) رخنمون دایک دگرسان آندزیت بازالتی و ماسه‌سنگ در روستای شهریکند. (c) رخنمون‌هایی از سنگ‌های آندزیت بازالتی. (d) رخنمون سنگ‌های آندزیتی در روستای کانی‌پانکه.

Figure 3. Field images of the studied rocks. a) Exposure of dikes in Kani-pankeh village. b) Exposure of altered basaltic andesite and sandstone in the Shahrikand village. c) Exposure of basaltic andesitic rocks. d) Exposure of andesite rocks in Kani-pankeh village.

۲- روش پژوهش

شامل پلاژیوکلاز (۸۰-۷۵ درصد حجمی)، آمفیبول (۱۰-۱۵ درصد حجمی) و پیروکسن (حدود ۵ درصد حجمی) بوده و آپاتیت و اکسیدهای آهن کانی فرعی به‌شمار می‌روند. متداول‌ترین بافت‌ها شامل پورفیری تدریجی، غربالی، پورفیری و گلومروپورفیری هستند (شکل‌های ۴- a, b, c, d). وجود بافت پورفیری در سنگ‌های آتشفشانی نشان دهنده دو مرحله سرد شدن سنگ است. تجمع خوشه‌ای کانی‌های یاد شده در زمینه‌ای ریزدانه متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز و شیشه منظره‌ای از بافت گلومروپورفیری را به نمایش می‌گذارند. بلورهای درشت پلاژیوکلاز بیشتر خوش‌وجه (Euhedral) هستند (شکل‌های ۴- a, b, c, d) و برخی از آن‌ها دستخوش خوردگی شده‌اند. همچنین در برخی از پلاژیوکلازها منطقه‌بندی (Zoning) آشکاری قابل مشاهده است (شکل ۴- b). پلاژیوکلازها ترکیب آندزین تا لابرادوریت دارند (دامچین مشاک و همکاران، ۱۴۰۳). بلورهای آمفیبول به رنگ قهوه‌ای، به‌صورت نیمه‌خوش‌وجه (Subhedral) تا خوش‌وجه دیده می‌شوند (شکل‌های ۴- a, c). ترکیب بلورهای آمفیبول طبق مطالعات شیمی کانی منیزوهورنبلند و چرماکیت می‌باشند (دامچین مشاک و همکاران، ۱۴۰۳). این کانی در حاشیه‌ها و مرکز دچار انحلال و ذوب و فرورفتگی شده که بافت غربالی را در کانی ایجاد کرده‌اند (شکل ۴- c). منطقه‌بندی یکی دیگر از ویژگی‌های متداول در آمفیبول‌های این واحد سنگی می‌باشد (شکل ۴- c). کلتوپیروکسن‌ها بر اساس ویژگی‌های نوری ترکیب اوزیت دارند و در سنگ‌های آندزیتی نسبت به آمفیبول‌ها از فراوانی کمتری برخوردارند (شکل ۴- f).

این پژوهش بر اساس بررسی‌های صحرایی، مطالعه مقاطع نازک و تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب انجام شده است. در این راستا ۷۰ نمونه از سنگ‌های منطقه، نمونه‌برداری و مقاطع نازک آنها تهیه شد. به منظور بررسی و تعیین اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و کمیاب موجود در نمونه‌های منطقه، تعداد ۱۰ نمونه سنگ کل انتخاب شد و برای تجزیه اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی به آزمایشگاه دانشگاه ایالتی پنسیلوانیا (آمریکا) ارسال شد. اکسیدهای اصلی به روش ICP-AES و عناصر فرعی به روش ICP-MS تعیین شدند. آستانه آشکارسازی عنصرهای اصلی ۰/۱ تا ۰/۱۱ درصد وزنی و برای عنصرهای فرعی ۰/۱ تا ۱۰ ppm گزارش شده است. مقدار LOI برای هر نمونه پس از حرارت در کوره با دمای میانگین ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و بر پایه اختلاف وزن آن با نمونه نخستین بدست آمد. برای رسم نمودارها از نرم افزارهای کرل دراو و فتوشاپ و GCDkit4.1 استفاده شده است.

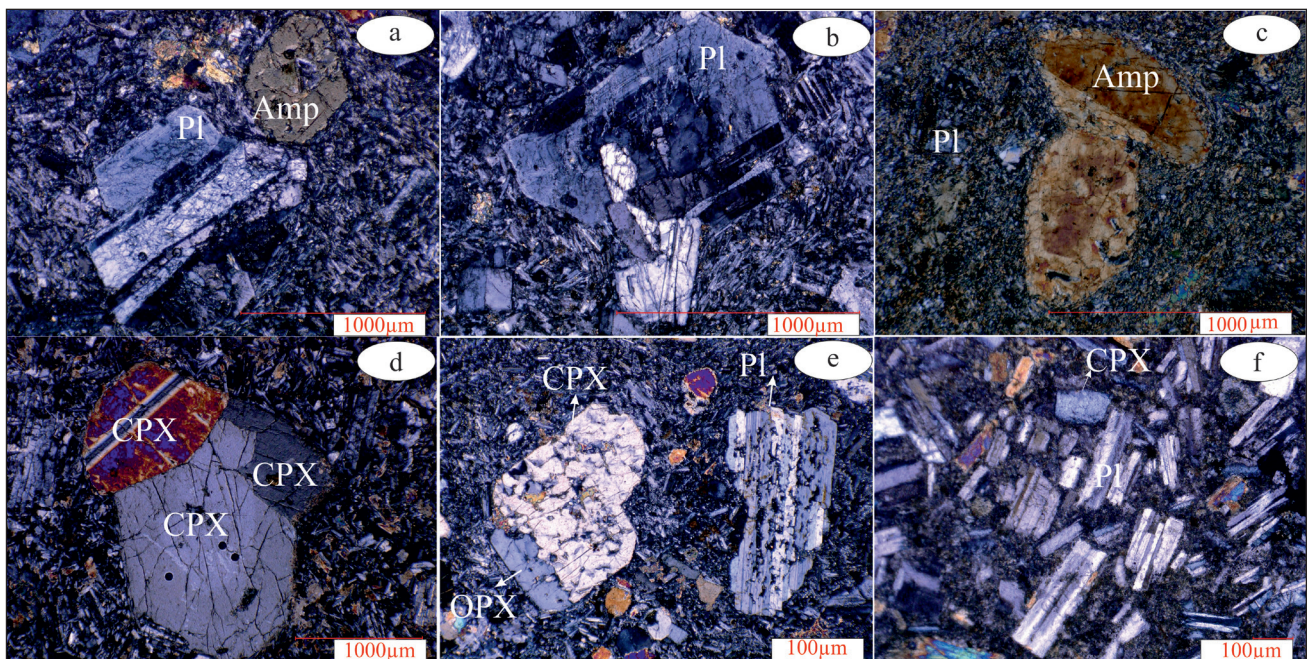
۳- داده‌ها و اطلاعات

۳-۱- سنگ‌نگاری

سنگ‌های واحدهای مختلف منطقه در دامنه ترکیبی آندزیت تا آندزیت بازالتی نوسان دارند.

۳-۱-۱- سنگ‌های آندزیتی

آندزیت‌ها دارای رنگ نسبتاً تیره هستند و در آن‌ها به‌طور عمده فوکریست‌های آمفیبول و پیروکسن با چشم غیر مسلح آشکار هستند. کانی‌های تشکیل دهنده



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه. (a) تصاویر پلاژیوکلاز و آمفیبول در سنگ‌های آندزیتی. (b) پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی (زونینگ) در آندزیت. (c) آمفیبول دارای منطقه‌بندی در سنگ آندزیتی. (d) بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع کلتوپیروکسن در سنگ آندزیت بازالتی. (e) حضور بلورهای با بافت غربالی در کنار بلورهای کلتوپیروکسن و ارتوپیروکسن در سنگ آندزیتی. (f) حضور بلورهای پلاژیوکلاز در کنار کلتوپیروکسن در سنگ آندزیتی.

Figure 4. Photomicrographs showing mineralogy and representative textures of rocks. a) Image of plagioclase and amphibole in andesitic rock. b) Zoned plagioclase in andesitic rocks. c) Zoned amphibole in andesitic rocks. d) glomeroporphyritic texture resulting from clinopyroxene accumulation in andesite rock. e) The presence of crystals with sieve texture next to clinopyroxene and orthopyroxene crystals in basaltic andesite rock. f) Presence of abundant plagioclase and clinopyroxene in the andesitic rock.

۳-۱-۲- سنگ‌های آندزیت بازالتی

سنگ‌های واحد آندزیت بازالتی در نمونه دستی تیره رنگ و ظاهری ریزدانه دارند. کانی‌های متداول آن‌ها پلاژیوکلاز (۸۵-۷۵ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (حدود ۷ درصد حجمی) و ارتوپیروکسن (حدود ۵٪) است. آپاتیت و کانی‌های Fe-Ti کانی‌های فرعی سنگ هستند. خمیره غالباً از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر (اپک) و شیشه تشکیل شده است. بافت‌های متداول در این واحد پورفیری، گلومروپورفیری و پورفیری تدریجی است (شکل‌های ۴-d، e). پلاژیوکلازها بیشتر به شکل فنوکریست شکل‌دار دیده می‌شوند. این کانی به دو شکل درشت‌بلور،

ریزبلور در خمیره دیده می‌شوند (شکل ۴-e). از ویژگی‌های بافتی این کانی‌ها می‌توان به بافت اسفنجی و بافت غربالی نیز اشاره نمود (شکل ۴-e). بالا آمدن سریع ماگما، کاهش ناگهانی فشار و یا آلایش پوسته‌ای و یا واکنش با ماگما در تشکیل بافت پلاژیوکلازها مانند بافت غربالی و خوردگی نقش دارند (Nelson and Shelly, 1993; Montana, 1992). اندازه فنوکریست‌های ارتوپیروکسن از ۳ تا ۱۰ میلی‌متر متغیر است. فنوکریست‌های ارتوپیروکسن به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار بوده و در برخی نمونه‌ها، شکستگی‌ها با کانی‌های کدر پر شده است (شکل ۴-e). خلاصه ویژگی‌های سنگ‌نگاری در جدول ۱ آمده است.

جدول ۱- خلاصه ویژگی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی بوکان.

Table 1. Summary of petrographic features of the Bukan volcanic rocks.

Rock type	Group/sample	Main minerals	Main textures	Accessory minerals	Secondary minerals
Andesite	Ssq-6	Plagioclase, Hornblende	Porphyry, Seriate Porphyritic, Glomeroporphyry	Apatite Opaque	Calcite
Andesite	ssq-9	Plagioclase, Pyroxene	Porphyry, Seriate Porphyritic, Glomeroporphyry	Apatite Opaque	Calcite
Andesite	ssq-50	Plagioclase, Hornblende	Porphyry, Glomeroporphyry	Apatite Opaque	Calcite
Andesite	ssq-18	Plagioclase, Hornblende Pyroxene	Porphyry, Glomeroporphyry	Apatite Opaque	Calcite
Andesitic basalt	ssq-67	Plagioclase, Hornblende Pyroxene	Porphyry, Glomeroporphyry	Apatite Opaque	Calcite
Andesitic basalt	Ssq-40	Plagioclase, Clinopyroxene Orthopyroxene	Porphyry, Glomeroporphyry	Apatite Opaque	Calcite
Andesitic basalt	ssq-48	Plagioclase, Clinopyroxene Orthopyroxene	Porphyry, Seriate Porphyritic, Glomeroporphyry	Apatite Opaque	Calcite
Andesitic basalt	ssq-52	Plagioclase, Hornblende	Porphyry, Glomeroporphyry	Apatite Opaque	Calcite

۳-۲- ژئوشیمی سنگ کل

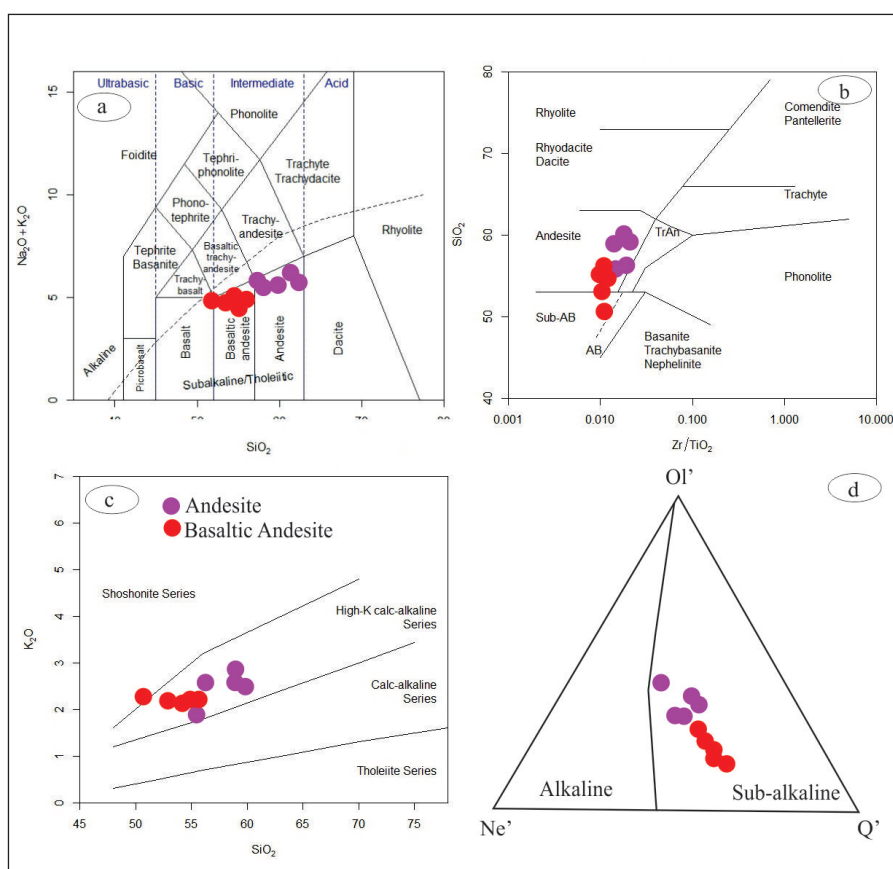
مطالعه ترکیب شیمیایی سنگ کل روش مناسبی برای تعیین دقیق‌تر سنگ‌شناسی، بررسی تحولات ماگمایی و منشا مذاب سازنده است. جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد. برای اطمینان و کم شدن آثار دگرسانی که بر کیفیت و صحت اکسیدهای اصلی، از فراوانی عناصر کمیاب و کم تحرک Zr استفاده شد و مطابق نمودار Zr/TiO₂ در برابر SiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) سنگ‌های مورد مطالعه در گروه آندزیت و آندزیت‌های ساب‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۵-b). بر اساس نمودار K₂O+Na₂O در برابر SiO₂ (Le Bas et al., 1986) این روانه‌ها دارای طبیعت کالک‌آلکان هستند (شکل ۵-a). در سنگ‌های آتشفشانی بوکان میزان SiO₂ ۵۰/۶۹ - ۵۹/۸۱ درصد وزنی، TiO₂ برابر با ۰/۴۸۹ تا ۰/۹۴۰ درصد وزنی، MgO برابر با ۳/۲۹ تا ۷/۳۱ درصد وزنی، Fe₂O₃ برابر با ۰/۷۵ - ۴/۱۲ درصد وزنی در نوسان است. نمودار K₂O در برابر SiO₂ (Peccerillo and Taylore, 1976) نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه پتاسیم بالا هستند (شکل ۵-c) و نیز نمودار

Ol'-Ne'-Q' (Irvin and Baragar, 1971) بر اساس ترکیب نورماتیو، سرشت ساب‌آلکان را برای واحدهای آتشفشانی مورد مطالعه اثبات می‌کند (شکل ۵-d) (جدول ۳).

در سنگ‌های مورد مطالعه مقدار عناصر سازگار واسطه از جمله Ni (۲۶۴/۴۲۹-۲۸/۳۰ppm) Cr (۱۵/۵۳-۴/۹۴ppm) و Co (۵۹/۰۹۶-۲۲/۸) و (۵۰۰-۴۰۰ppm) Ni نسبت به فراوانی این عناصر در ماگماهای اولیه (۵۰/۶۳-۰/۷۲/۸۶) و (۱۰۰۰ppm) Cr (Wilson, 1989; Tatsumi and Eggin et al., 1995). عناصر انتقالی (Ni, Cr, Co) در سنگ‌های مورد مطالعه گویای وجود یک ماگمای تا حدودی تفریق یافته در اطاقک ماگمایی بوده است. در نمودارهای هارکر واحدهای مورد مطالعه اکسیدهای CaO، MgO، Fe₂O₃ و CaO به طور آشکار با افزایش سیلیس روند کاهشی نشان می‌دهند، زیرا این روند منفی در مرحله اول در کنترل تبلور الیون، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن و سپس آمفیبول طی تفریق سنگ‌های آندزیت بازالتی و آندزیت می‌باشد (شکل ۶). MnO اکسیدی است که به طور معمول Fe₂O₃

می‌شود که تبلور آن‌ها سبب کاهش این عناصر در ماگما می‌گردد. تغییرات Ba در برابر سیلیس به صورت افزایشی و نشانه رفتار ناسازگار آن و تمایل به ماندن در مذاب است و در ساختار پلاژیوکلازها هم وارد می‌شود (Mason and Moore, 1982). فراوانی CaO و Al_2O_3 و کاهش پی در پی آن‌ها با افزایش سیلیس به جدایش پلاژیوکلازهای کلسیک و آمفیبول اشاره دارد (Defant et al., 1992) (شکل ۶). روندهای مشابه Eu در برابر SiO_2 می‌تواند به دلیل تفریق پلاژیوکلاز از مذاب و جانشینی آن به جای Ca باشد (Rollinson, 1993) (شکل ۷) که طبق مطالعات سنگ‌نگاری نمونه‌ها از پلاژیوکلاز فراوانی نیز برخوردارند (شکل ۴). Zr سیر صعودی دارد و با افزایش میزان سیلیس، افزایش می‌یابد (شکل ۷). زیرکیم در مشتقات مراحل نهایی تفریق به فراوانی یافت می‌شود و به دلیل شعاع یونی بزرگ در کانی‌های سنگ‌ساز وارد نمی‌شود. Na_2O و K_2O روند عادی تفریق را طی می‌کنند (شکل ۶).

را در کانی‌های فرومیزین و اکسیدهای آهن همراهی می‌کند که در سنگ‌های مورد مطالعه با افزایش روند تفریق به همراه اکسیدهای آهن کاهش می‌یابد (شکل ۶). مقادیر P_2O_5 و TiO_2 در برابر افزایش سیلیس به ترتیب به دلیل تبلور کانی‌های فسفات مانند آپاتیت و اکسیدهای Fe-Ti می‌باشد (Schaaf et al., 2005) (شکل ۶). V در برابر SiO_2 رفتاری کاهشی دارد. به باور کاکس و همکاران (Cox et al., 1989) این رفتار بیانگر تفریق کلینوپیروکسن است (شکل ۷). Cr و Sc ضریب توزیع بالایی برای شرکت در شبکه پیروکسن دارند. کاهش Cr و Sc با افزایش سیلیس متناظر با تفریق پیروکسن از مذاب با چگالی بالا است (Rollinson, 1993) (شکل ۷). Nb سیر نزولی دارد، به بیان دیگر با تغییرات SiO_2 از مقدار آن در ماگما کاسته می‌شود. Nb بیشتر جانشین کانی‌هایی مانند تیتان و گاهی هورنبلند می‌شود (Bonjour and Dabard, 1991) (شکل ۷) و Sr تقریباً الگوی با شیب منفی و البته پراکنده دارند و عمدتاً جانشین Ca در پلاژیوکلاز



شکل ۵- طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی بوکان. (a) نمودار K_2O+Na_2O در برابر SiO_2 از لیس و همکاران (Le Bas et al., 1986) که نمونه‌ها در قلمرو آندزیت بازالتی و آندزیت جای می‌گیرند. (b) نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 از وینچستر و فلویید (Winchester and Floyd, 1977) جهت نامگذاری نمونه‌های مورد مطالعه. (c) نمودار K_2O در برابر SiO_2 از پکریلو و تایلور (Peccerillo and Taylore, 1976) نمونه‌های مورد مطالعه در سری ماگمایی کالک‌آلکان‌های غنی از پتاسیم تصویر می‌شوند. (d) نمودار $Ol'-Ne'-Q'$ از ابروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971) نشان می‌دهد که واحدهای سنگی منطقه ساب‌آلکان هستند.

Figure 5. Chemical classification of Bukan volcanic rocks. a) K_2O+Na_2O vs. SiO_2 diagram from Le Bas et al. (1986) showing that the samples are located in the basaltic andesite and andesite field. b) SiO_2 vs. Zr/TiO_2 diagram from Winchester and Floyd (1977) for naming the studied samples. c) K_2O vs. SiO_2 diagram from Peccerillo and Taylore (1976) showing the studied samples in the K- calc-alkaline magmatic series. d) $Ol'-Ne'-Q'$ diagram from Irvine and Baragar (1971) showing that the rock units of the region are sub-alkaline series.

جدول ۲- نتایج آنالیز سنگ کل (Whole rock wt.%) سنگ‌های آتشفشانی منطقه بوکان.

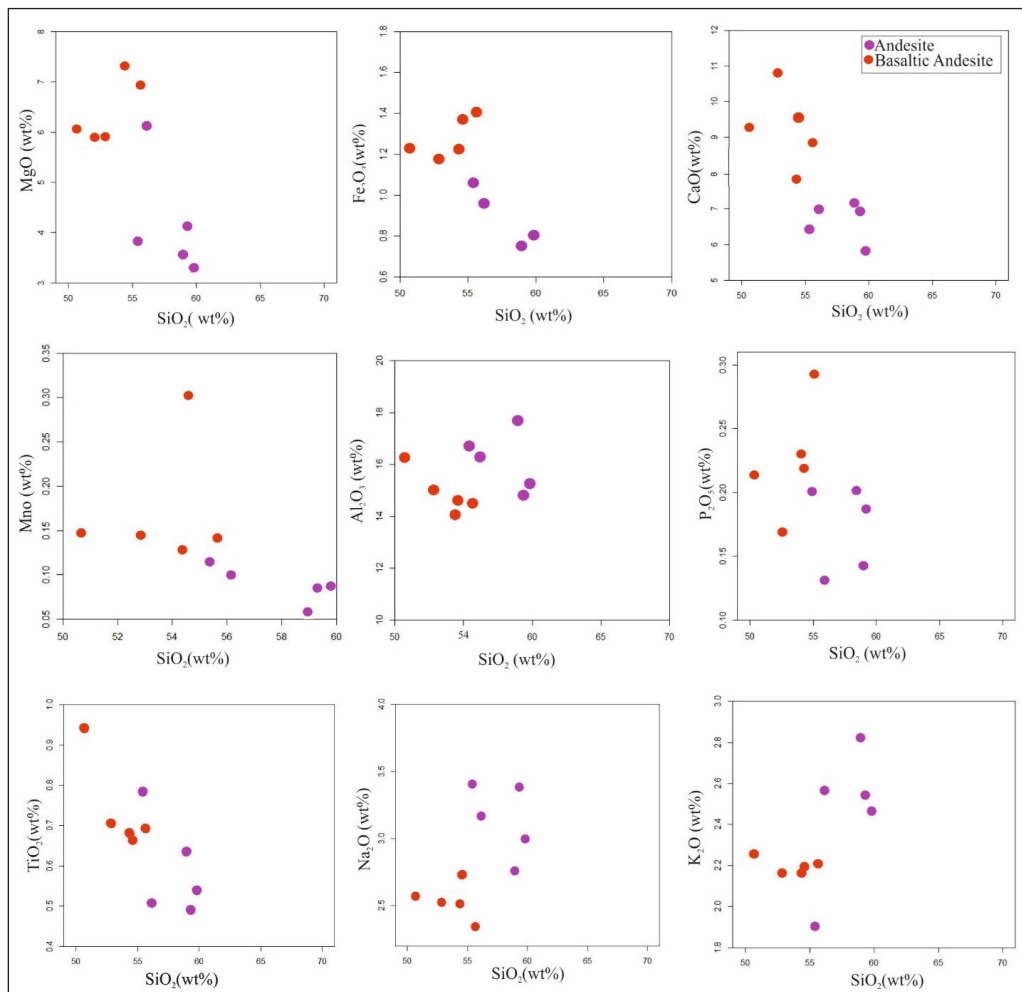
Table 2. The result of whole rock wt.% analysis of volcanic rocks in the Bukan area.

Sample	Ssq-9	Ssq-50	Ssq-18	Ssq-40	Ssq-48	Ssq-67	Ssq-52	S6A	S47A	S43A
Composition	Andesite	Andesite	Andesite	Basaltic andesite	Basaltic andesite	Basaltic andesite	Basaltic andesite	Andesite	Andesite	Basaltic andesite
TiO ₂	0.63	0.50	0.78	14.48	0.67	0.94	0.70	0.53	0.66	0.48
Al ₂ O ₃	17.68	16.26	16.709	14.5	14.04	18.24	14.99	15.25	14.59	14.79
Fe ₂ O ₃	0.75	0.96	1.06	7.71	1.22	1.23	1.17	0.80	1.37	4.12
FeO	4.12	5.31	5.83	1.40	6.73	6.78	6.47	4.41	7.55	0.75
MnO	0.05	0.09	0.11	0.14	0.12	0.14	0.14	0.08	0.30	0.08
MgO	3.54	6.12	3.81	6.93	7.31	6.05	5.90	3.29	5.66	4.11
CaO	7.17	6.98	6.42	8.88	7.86	9.32	10.79	5.81	8.60	6.91
Na ₂ O	2.75	3.16	3.40	2.34	2.51	2.56	2.52	2.99	2.73	3.38
K ₂ O	2.82	2.56	1.90	2.20	2.16	2.25	2.16	2.46	2.19	2.54
P ₂ O ₅	0.20	0.13	0.20	0.29	0.22	0.21	0.16	0.18	0.21	0.14
LOI	0.98	2.40	1.45	0	2.12	2.31	1.70	2.34	2.11	1.53
Total	99.74	99.57	97.14	100.79	99.43	100.36	99.76	98.00	100.61	98.18
Sc(ppm)	18.2	30.1	24.6	31.4	33.0	32.3	26.0	17.33	22.11	21.55
V	121.2	160.6	157.4	163.9	172.4	217.7	132.0	92.38	126.04	113.99
Cr	28.3	89.8	52.8	213.5	264.4	56.65	199.19	45.60	159.02	118.12
Co	8.1	17.0	19.0	21.6	22.1	22.59	18.56	10.49	15.20	10.12
Ni	15.5	26.8	31.5	43.2	45.2	27.52	53.94	15.44	47.31	37.11
Rb	112.4	39.9	38.9	60.8	52.2	27.16	57.10	67.7	71.84	51.23
Sr	509.26	255.63	411.15	347.63	355.52	439.66	666.53	425.83	440.35	362.78
Y	14.90	10.49	17.26	13.46	14.16	15.15	15.18	12.85	10.18	9.68
Zr	96.2	98.9	99.3	77.1	77.2	107.83	73.49	103.33	81.87	97.84
Nb	6.20	7.09	8.66	6.28	7.47	6.45	8.03	8.66	6.48	7.72
Ba	416.31	420.8	442.00	316.90	322.1	253.8	818.7	460.15	317.73	316.74
La	11.83	8.14	15.98	12.33	12.95	11.42	12.62	16.13	11.17	5.98
Ce	23.17	15.94	28.93	24.05	25.43	23.063	24.70	29.44	20.64	12.32
Pr	2.71	1.95	3.42	2.84	3.02	2.89	2.97	3.42	2.40	1.55
Nd	10.82	8.01	13.51	11.40	12.14	12.22	11.78	13.51	8.82	6.58
Sm	2.39	1.82	2.94	2.42	2.61	2.81	2.55	2.94	1.76	1.59
Eu	0.61	0.57	0.81	0.68	0.72	0.85	0.86	0.58	0.48	0.48
Gd	2.39	1.83	2.83	2.35	2.52	2.78	2.49	2.15	1.68	1.62
Tb	0.38	0.29	0.45	0.36	0.39	0.43	0.40	0.45	0.28	0.26
Dy	2.78	2.05	3.24	2.58	2.75	3.04	2.85	2.38	1.92	1.86
Ho	0.58	0.42	0.67	0.53	0.56	0.61	0.59	0.67	0.38	0.38
Er	1.71	1.18	1.96	1.55	1.61	1.72	1.71	1.46	1.13	1.09
Tm	0.25	0.16	0.28	0.22	0.23	0.24	0.25	0.28	0.15	0.15
Yb	1.63	1.02	1.86	1.44	1.46	1.50	1.57	1.86	1.02	0.99
Lu	0.26	0.15	0.29	0.23	0.22	0.22	0.23	0.29	0.15	0.15
Hf	2.66	0.72	2.76	1.80	0.46	1.35	2.17	2.77	1.32	1.06
Ta	0.45	0.30	0.51	0.38	0.51	0.42	0.56	0.51	0.41	0.26
Th	4.2	1.99	4.32	3.51	3.63	2.09	3.94	4.32	2.76	2.04
U	1.32	0.39	1.28	0.96	0.92	0.47	1.13	1.28	0.69	0.57
Dy/Dy*	0.74	0.81	0.65	0.67	0.70	0.80	0.70	0.79	0.52	0.66
Zr/Hf	28.52	40.73	33.33	42.74	42.56	80.10	33.88	91.49	43.32	39.68
Th/Ce	0.18	0.12	0.14	0.14	0.14	0.09	0.159	0.16	0.184	0.133
Ba/Nb	67.14	95.41	59.97	50.38	43.10	39.28	101.93	40.98	51.17	48.9
Ba/Ta	918.3	1391.3	865.4	834.14	626.25	603.8	1437.6	1214.6	885.5	760.8
Dy/Yb	1.70	2.0	1.74	1.78	1.88	2.0	1.81	1.88	1.67	1.88
Nb/La	0.52	0.54	0.46	0.51	0.57	0.56	0.63	0.58	0.55	0.58

جدول ۳- ترکیب نورم سنگ‌های آتشفشانی بوکان.

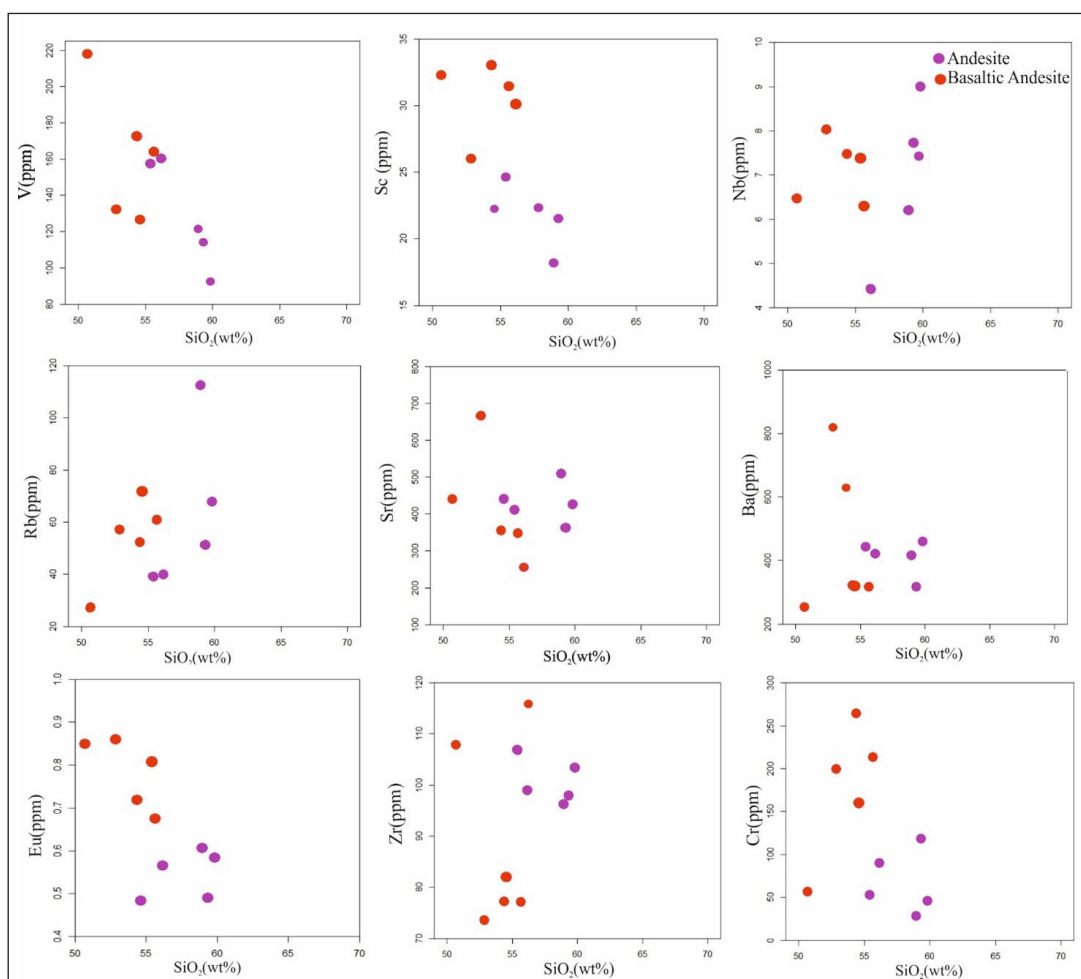
Table 3. CIPW (Norm) result of the Bukan volcanic rocks.

Sample	Ssq-9	ssq-50	ssq-18	ssq-40	ssq-48	ssq-67	ssq-52	ssq43A	ssq6A	ssq47A
Composition (wt%)	Andesite	Andesite	Andesite	Basaltic andesite	Basaltic andesite	Basaltic andesite	Basaltic andesite	Andesite	Andesite	Basaltic andesite
Q	10.74	2.86	6.724	3.78	3.27	0.000	0.19	12.78	14.53	1.80
Or	16.67	15.15	11.24	13.04	12.77	13.32	12.77	15.01	14.55	12.95
Ab	23.35	26.77	28.79	19.82	21.25	21.73	21.35	28.61	25.33	23.11
An	27.52	22.59	24.69	22.47	20.65	31.60	23.20	17.67	20.90	21.09
Di	5.50	9.07	4.86	16.09	13.71	10.85	23.91	12.22	5.51	20.69
Hy	12.15	19.15	15.85	21.51	22.00	8.70	13.03	4.57	12.20	16.10
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.19	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	1.08	1.39	1.53	2.03	1.77	1.78	1.70	1.27	1.16	1.98
Il	1.20	0.96	1.48	1.31	1.29	1.78	1.33	0.92	1.02	1.26
Hm	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.24	0.000	0.000
Ap	0.47	0.31	0.47	0.69	0.54	0.50	0.39	0.33	0.44	0.51
Sum	98.71	98.28	95.66	100.77	97.29	98.48	97.92	96.66	95.67	99.52



شکل ۶- نمودارهای دو متغیره هارکر (Harker, 1909) که تغییرات اکسیدهای اصلی و فرعی در برابر سیلیس را نشان می‌دهد.

Figure 6. Harker bivariate diagrams (Harker, 1909) showing the changes of major and minor oxides vs silica.

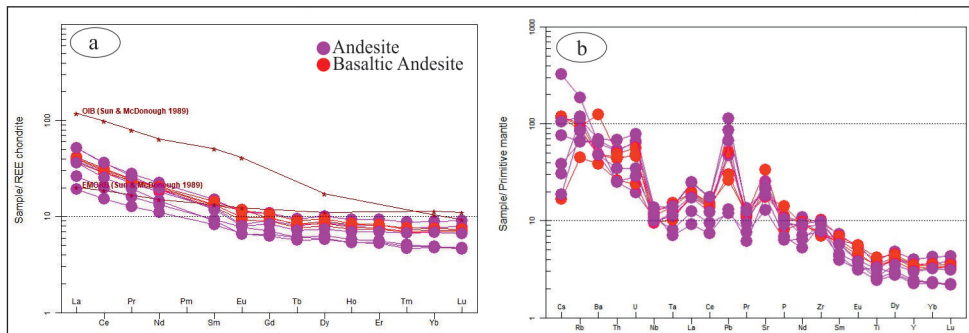


شکل ۷- نمودارهای دو متغیره هارکر (Harker, 1909) که تغییرات عناصر کمیاب در برابر سیلیس را نشان می‌دهد.

Figure 7. Hacker's bivariate diagrams (Harker, 1909) showing the changes of trace elements vs silica.

مذاب باشد (Sun and McDonough, 1989; Sun and Kerrich, 1995). غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE ویژگی پهنه فرورانش است. بی‌هنجاری منفی P می‌تواند به دلیل خروج فازهای فسفاتمانند آپاتیت باشد (McCuaing et al., 2010). به باور فولی و ولر (Foley and Wheller, 1990) بی‌هنجاری مثبت Sr (شکل ۸-b) بیانگر آنست که پلاژیوکلاز هنگام ذوب بخشی منشأ در شرایط پایدار نبوده و در نتیجه فرایند ذوب این عنصر وارد ماگما شده و بی‌هنجاری مثبت ایجاد می‌کند و به طور آشکار از ویژگی‌های محیط کمان قاره است. عناصر Er و Dy بیشترین ضریب توزیع را در کانی‌هورنبلند دارند (Rollinson, 1993; Humphreys et al., 2019) و دو فاکتور $[Dy_N / (La_N^{4/13} \times Yb_N^{9/13})]$ در مورد منشأ و فرایندهای پتروژنی اطلاعات ارزشمندی را ارائه می‌دهند (Davidson et al., 2013). Dy/Dy^* بین ۰/۵۲-۰/۸۲ و Dy/Yb بین ۱/۰۶۷ تا ۲/۰۲۲ متغیر است. تبلور کانی‌های آمفیبول، پیروکسن و گارنت بر مقدار Dy/Dy^* و REE تاثیر دارد، آمفیبول و پیروکسن سبب کاهش Dy/Dy^* می‌شود و در مقایسه تاثیر آمفیبول نسبت به پیروکسن بیشتر است. از سوی دیگر، غنی‌شدگی از MREEs (Rollinson, 1993) نشان‌دهنده وجود آمفیبول و پیروکسن در منشأ سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان منطقه مورد مطالعه می‌باشد و البته در ماگماهای کمان قاره‌ای تفریق این دو کانی پدیده‌ای متداول است (Brophy, 2008).

همان‌گونه که پیش‌تر اشاره شد، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه با ویژگی کالک‌آلکان در قلمرو پتاسیم بالا قرار دارند. در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (MacDonough and Sun, 1995) (شکل ۸-b) مشاهده می‌شود که واحدهای سنگی مورد مطالعه از عناصر با قدرت میدان بالا (HFS) مانند Hf، Zr، Nb، Ti، Ta، Y، Th نسبت به عناصر سنگ‌دوست (لیتوفیل) بزرگ‌یون (LILE) مانند Rb، K، Th، Cs، Ba و کالک‌آلکان مناطق فرورانش نیز می‌باشد (Tatsumi and Eggins, 1995; Kelemen et al., 2014; Rudnick and Gao, 2003). در الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1984) و گوشته اولیه (MacDonough and Sun, 1995) بیشتر نمونه‌ها بی‌هنجاری خفیف و منفی Eu دارند و فقط در یک نمونه بی‌هنجاری مثبت Eu دیده می‌شود (شکل‌های ۸-a و b). بی‌هنجاری منفی $1/04-0/78$ $[Eu/Eu^*]^{1/4} [Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}]$ با جدایش مهم پلاژیوکلاز در اتافک ماگمایی ارتباط دارد (Rollinson, 1993; Arslan and Aslan, 2006; Davidson et al., 2013). البته این بی‌هنجاری به شرایط اکسیدان و فوگاسیته اکسیژن بالا و عدم ورود Eu^{3+} در ساختار پلاژیوکلاز نیز اشاره دارد (Rollinson, 1993). بی‌هنجاری مثبت Zr می‌تواند به دلیل جدایش کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن از ماگما و یا آرایش پوسته‌ای در



شکل ۸- (a) نمودار بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1984). (b) نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه (MacDonugh and sun, 1995).

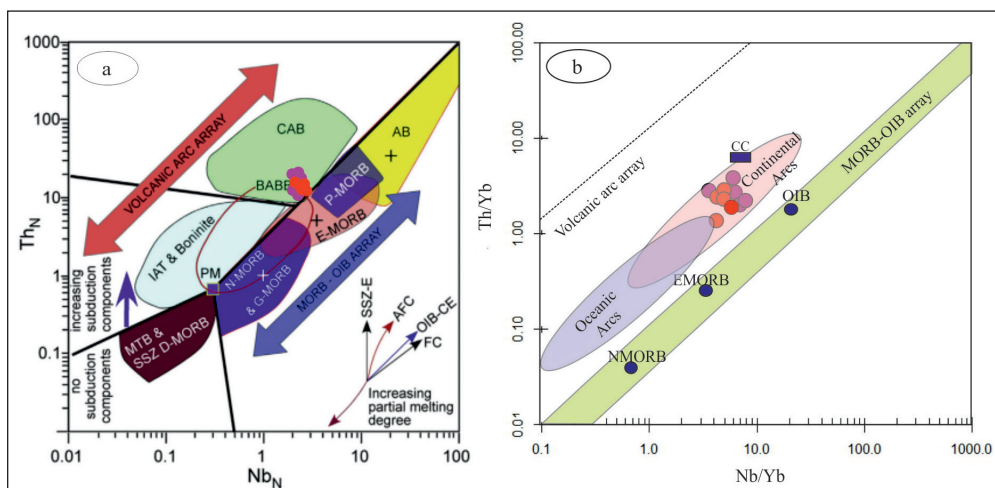
Figure 8-a) Normalized chondrite diagram (Boynton, 1984). b) Normalized PM diagram (MacDonugh and sun, 1995).

۴- بحث

۴-۱- محیط زمین‌ساختی

نمونه‌های مورد نظر در محدوده کمان قاره (CAB) جای گرفته‌اند (شکل ۱۰-ا). برخی نسبت‌های عناصر مانند Ba/Nb (Fan et al., 2004) و Ba/Ta (Gill, 1981) در راستای تعیین رژیم زمین‌ساختی تشکیل ماگمای سنگ‌های آتشفشانی مفید و با اهمیت هستند. چنانچه نسبت $Ba/Nb > 28$ و Ba/Ta بزرگ‌تر از ۴۵۰ ماگما باشد، تشکیل در یک محیط سازگار با کمان آتشفشانی را نشان می‌دهد. در سنگ‌های مورد مطالعه Ba/Nb بزرگ‌تر از ۲۸ و Ba/Ta بیش از ۴۵۰ می‌باشد که در نمونه سنگ‌های مورد مطالعه Ba/Nb بزرگتر از ۲۸ و Ba/Ta بیش از ۴۵۰ می‌باشد که بر مطابقت با ویژگی‌های کمان قاره دلالت دارند (Elburg, 2002). در نمودار Ba/Nb در برابر La/Nb (Jahn et al., 1999) نمونه‌های مورد مطالعه متمایل به محدوده کمان قاره هستند (شکل ۱۰-ب). عناصر کمیاب مانند Nb/Y و Zr/Y ردیاب‌های مناسبی برای تعیین منشأ و محیط زمین‌ساختی هستند. در نمودار Nb/Y برابر Zr/Y (Condie, 2005) نمونه‌های مورد مطالعه متمایل به محدوده کمان قاره هستند (شکل ۱۰-ج). در نمودار Ba/Nb در برابر Nb (Wanke et al., 2019) نمونه‌های مورد مطالعه از منابع MORB، Plum و بازالت‌های آلکان فاصله دارند و متمایل به محدوده CAB با غنی‌شدگی مختصر با مواد فرورانشی هستند (شکل ۱۰-د).

منطقه مورد مطالعه شامل سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی است و بر پایه نتایج بررسی داده‌های ژئوشیمیایی آن‌ها منیزیم پایین و در سری کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. نتایج بررسی الگوی نمودار چند عنصری (شکل ۸) نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه غنی از عناصر کمیاب سبک و تهی از عناصر کمیاب سنگین هستند که از ویژگی‌های سنگ‌های کالک‌آلکان حاشیه قاره‌ای و فرورانش می‌باشد (Topuz et al., 2011). وجود بی‌هنجاری منفی برای عناصر Ti, Nb, Ta (شکل ۸-ب) گویای آنست که واحدهای سنگی آندزیتی و آندزیت بازالتی با ویژگی‌های محیط کمان قاره و فرورانش کاملاً سازگار می‌باشند (Pearce, 2008; Taylore and McLennan, 1995). در نمودار Nb_N و Th_N انواع مختلف محیط‌های زمین‌ساختی از یکدیگر متمایز می‌شوند (Saccani et al., 2014; 2017). سنگ‌های کالک‌آلکان مورد مطالعه در محدوده کمان قاره و در حاشیه‌های همگرا تصویر می‌شوند (شکل ۹-ا). همچنین در نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008) سنگ‌های مورد مطالعه در جایگاه‌های کمان قاره و حاشیه فعال تشکیل شده‌اند (شکل ۹-ب). افزون بر این، در نمودار مثلی $Ti/100-Zr-Sr/2$ (Pearce and Cann, 1973)



شکل ۹- (a) نمودار Th_N-Nb_N از سکانی و همکاران (Saccani et al., 2014; 2017). (b) نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb از پیرس (Pearce, 2008). علائم اختصاری: SSZ-E=supra-subduction zone enrichment. OIB= ocean island Basalt, N-MORB= Normal Typical; E-MORB=Enrichment MORB (Sun and McDonough, 1989). BABB= Back arc basin basalt; CAB=Continental Arc Basalt. Symbols are as fig. 8.

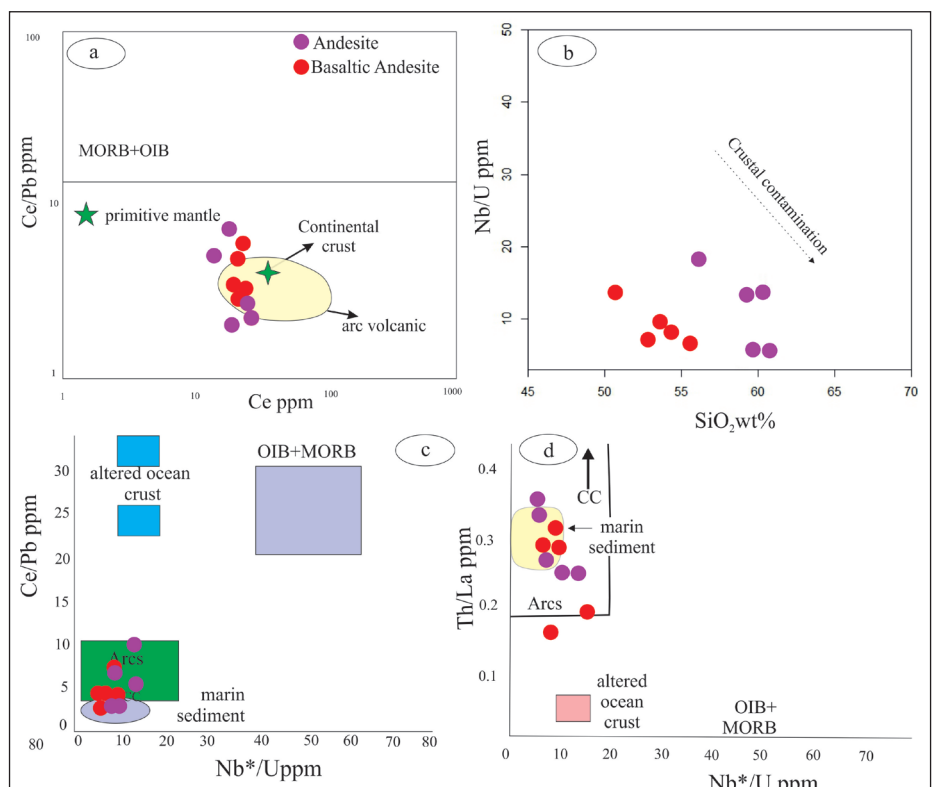
Figure 9-a) Th_N-Nb_N diagram (Saccani et al., 2014; 2017). b) Th/Yb against Nb/Yb diagram (Pearce, 2008). Abbreviations: SSZ-E: supra-subduction zone enrichment. OIB= ocean island Basalt, N-MORB= Normal Typical; E-MORB=Enrichment MORB (Sun and McDonough, 1989). BABB= Back arc basin basalt; CAB=Continental Arc Basalt. Symbols are as fig. 8.

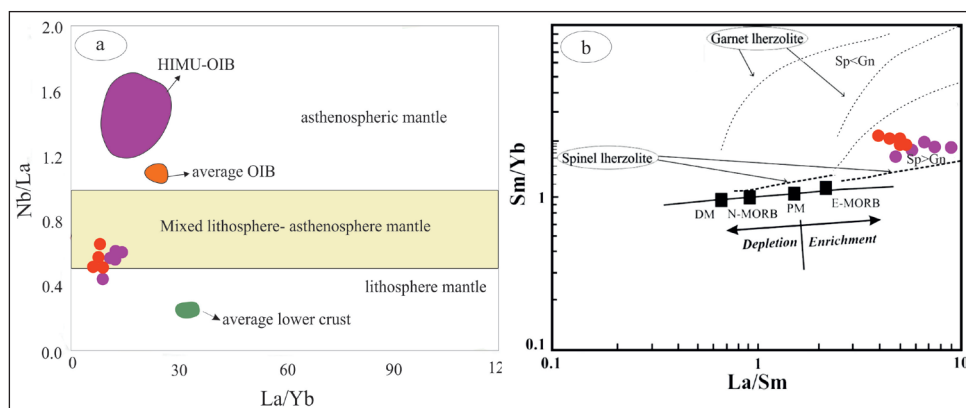
و کمان البرز و نیز پهنه ماگمایی - دگرگونی سنندج - سیرجان را به وجود آورده است. به اعتقاد اکای و همکاران (Okay et al., 2022) در زمان ائوسن حجم عظیمی از ماگما فوران کرده که نشان‌دهنده طغیان (Flare up) بزرگ ماگمایی بین ۵۳ تا ۳۷ میلیون سال است. در ایران نیز این رخداد فورانی توسط پژوهشگران مختلف به عنوان مثال مختاری و همکاران (Mokhtari et al., 2022) و نیز استرن و همکاران (Stern et al., 2021) می‌توان اشاره نمود. خروج مواد آتشفشانی در مقیاس وسیع، با طیف گسترده‌ای از ترکیبات اسیدی تا بازیکی، از ۵۰ میلیون سال شروع شد و با اوج گیری در زمان ائوسن میانی حدود (۴۷-۴۲) میلیون سال ادامه یافته است. همان‌گونه که پیش‌تر (در بخش پیش‌نوشتار) نیز اشاره شد، فعالیت ماگماتیسمی آندزیتی از جنس مواد آواری و آتشفشانی غالباً آندزیتی و به سبب رخداد فرورانش بوده است. با ادامه فرورانش تیتس جوان به زیر سنندج - سیرجان، حاشیه سنوزویک نه تنها با تشدید ماگمایی، بلکه با کشش هم همراه بوده است (Verdel et al., 2011). این کشش از اوایل تا اواسط کرتاسه شروع شده (Verdel et al., 2007) اما در ائوسن تشدید شد (Moritz et al., 2012; Mouthereau et al., 2006). در پهنه سنندج - سیرجان نمود فعالیت ماگمایی سنوزویک به‌ویژه در شمال این پهنه با پیدایش توده‌های نفوذی فلسیک عموماً از نوع A و I بوده است (Verdel et al., 2011; Chiu et al., 2013; Mazahari et al., 2020). گرانیتوئیدهای مریوان به سن 1 ± 37 میلیون سال (Rezaee et al., 2022)، بانه به سن ۳۷ میلیون سال (Azizi et al., 2018) و حسن سالاران به سن ۵۹ میلیون سال (Mahmoudi et al., 2011) نمونه‌هایی از همین فعالیت‌ها می‌باشد. از ژوراسیک پسین تا ائوسن اولیه، فعالیت‌های ماگمایی در سنندج - سیرجان به شمال باختری‌ترین ناحیه آن محدود بوده است (Mazahari et al., 2009; Azizi and Jahangiri, 2008). با این حال، مرحله گسترش پالئوسن پسین تا ائوسن پسین، کشش و افزایش ماگماتیسم در بیشتر نقاط ایران به زیر راندگی صفحه فرورو و عقب‌گرد آن (رول‌بک) و عقب‌نشینی ورقه تیتس جوان نسبت داده شده است (Verdel et al., 2011; Ballato et al., 2011).

برابر با (۱۳/۶۷-۲۹/۶۳) است که با داشتن یک منشأ OIB و MORB فاصله دارد. سنگ‌های مورد مطالعه غالباً غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE دارند و بی‌هنجاری آشکار و منفی Nb, Ta دارند و شباهتی با ویژگی‌های یک منبع گوشته تهی‌شده DMM و DM ندارند و از این رو، وجود یک منشأ غنی شده برای آن‌ها محتمل است (Schiano et al., 1995; Münker et al., 2004). مقدار Nb/La می‌تواند در تشخیص اینکه ماگمای والد یک گوشته سست کره‌ای (استنوسفری) و یا سنگ کره‌ای (لیتوسفری) است ارزشمند و با اهمیت باشد (Abdel-Rahman and Nassar, 2004). به باور اسمیت و همکاران (Smith et al., 1999) $Nb/La > 1$ گویای وجود یک گوشته سست کره‌ای و OIB-Like کمتر از ۰/۵ با میانگین ۰/۵۸ گویای یک گوشته سنگ کره‌ای است. سنگ‌های آتشفشانی بوکان Nb/La بین ۰/۴۶-۰/۶۳ و میانگین ۰/۵۵ دارند. در نمودار La/Yb در برابر Nb/La ماگماهایی که حاوی Nb/La کمتر از ۰/۵ هستند با منشأ سنگ کره‌ای و آن‌هایی که این نسبت در آن‌ها بالاتر از ۱ باشد از سست کره مشتق شده‌اند. نمونه‌های مورد مطالعه این پژوهش عمدتاً در گستره مخلوط گوشته سنگ کره‌ای و گوشته سست کره‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۱۲-ا). فراوانی عناصر کمیاب ردیاب‌های مناسبی برای بررسی منشأ ماگما هستند. فراوانی عنصر به شدت ناسازگار La و کمتر ناسازگار Sm می‌تواند در تعیین ترکیب منشأ مفید باشد. Sm و La به راحتی تحت تاثیر کانی‌شناسی منشأ قرار نمی‌گیرند (Aldanmaz et al., 2000). از سوی دیگر، نسبت‌های La/Sm و La/Yb به ترکیب کانی‌شناسی منشأ وابسته است (Shaw, 1970). نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb نشان می‌دهد، مقدار پایین Sm/Yb در سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی بوکان احتمالاً با ذوب بخشی یک گوشته با ترکیب اسپینل لرزولیت سازگار است (شکل ۱۲-ب). همگرایی صفحات عربی و اوراسیا و در نتیجه بسته شدن اقیانوس تیتس جوان در راستای زمین‌درز بزرگ زاگرس سبب ایجاد کمربندهای ماگمایی مهمی به طول ۳۰۰۰ کیلومتر از اناتولی تا فلات ایران شد که از جمله پهنه‌های ماگمایی ارومیه - دختر

شکل ۱۱- a) نمودار Ce/Pb در برابر Ce از هافمن و همکاران (Hofmann et al., 1986). b) نمودار Nb/U در برابر SiO₂ (Gao et al., 2021). c) نمودار Ce/Pb در برابر Nb*/U و کی گورینگ و کی (Gorring and Kay, 2001). علائم اختصاری: CC = پوسته قاره‌ای و مقادیر رسوبات دریایی از کلاین و کارستن (Klein and Karsten, 1995) و Nb* = 17 * Ta از سان و مک دوناف (Sun and McDonough, 1989).

Figure 11- a) Ce/Pb against Ce diagram. b) Nb/U against SiO₂ diagram (Gao et al., 2021). c and d) Ce/Pb and Th/La against Nb*/U diagram (Gorring and Kay, 2001). Abbreviations: CC= continental crust, marine sediments from (Klein and Karsten, 1995) and Nb* = 17 * Ta from (Sun and McDonough, 1989).





شکل ۱۲- (a) نمودار Nb/La در برابر La/Yb از عبدالرحمان و ناصر (Abdel-Rahman and Nassar, 2004). (b) نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb از شاو (Shaw, 1970). علائم مانند شکل ۸

Figure 12-a) Nb/La against La/Yb diagram (Abdel-Rahman and Nassar, 2004). b) Sm/Yb vs La/Sm diagram (Shaw, 1970). Symbols are as Fig. 8.

۵- نتیجه‌گیری

یک گوشته با ترکیب اسپینل لرزولیت منشا گرفته باشند. سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه به سن ائوسن در منطقه بوکان گسترش دارند. این سنگ‌ها به دنبال فعالیت ماگمایی ائوسن (Flare up) و فوران فعالیت ماگمایی گسترده و فرایند کشش در سرتاسر ایران تشکیل شده‌اند.

سپاسگزاری

نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از دانشگاه بوعلی سینا که در راستای انجام رساله نویسنده اول مساعدت مالی داشته است، تشکر نمایند. از داوران محترم نیز که با صرف وقت سبب ارتقای علمی مقاله شده‌اند کمال سپاس را دارند. از آقای دکتر Urs Klötzli برای در اختیار قرار دادن امکانات آزمایشگاهی در دوران فرصت مطالعاتی نویسنده اول در دانشگاه وین تشکر و قدردانی می‌گردد.

سنگ‌های آتشفشانی بوکان شامل آندزیت، آندزیت بازالت هستند. بافت پورفیری، گلومروپورفیری و گاهی بافت غربالی بافت متداول در آن‌هاست. این سنگ‌ها ویژگی کالک‌آلکان با پتاسیم بالا دارند. داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی بوکان با یک ماگمای اولیه متفاوت است و فاز کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول و آپاتیت به واسطه تبلور تفریقی جدایش یافته‌اند. سنگ‌های مورد مطالعه با Ba/Nb بزرگ‌تر از ۲۸ و Ba/Ta بیش از ۴۵۰ و Nb/Y پایین ویژگی‌های کمان قاره و حاشیه فعال قاره را دارند. داده‌های ژئوشیمیایی مانند Ba/Nb، مقدار Nb/Ta و Ce/Pb، Th/Ce و شیب منفی Nb/U در برابر SiO₂ نشان می‌دهد سنگ‌های مورد مطالعه تحت تاثیر مختصر مواد فرورانشی و آرایش با پوسته قاره‌ای بوده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی بوکان Nb/La بین ۰/۴۶-۰/۶۳ و میانگین ۰/۵۵ دارند که ماگمای والد آن‌ها احتمالاً یک گوشته سنگ‌کره‌ای غنی شده بوده است. نسبت عناصر کمیاب La/Sm و La/Yb نشان می‌دهد سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی بوکان احتمالاً از ذوب‌بخشی

کتابنگاری

حریری، ع.، فرجندی، ف.، واعظی پور، م. و صادقی، آ.، ۱۳۸۲، نقشه زمین‌شناسی سقز، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 دامچین مشاک، س.، ترکیان، ا. و فورمن، ت.، ۱۴۰۳، شیمی کانی و تخمین دما و فشار کانی‌های همزیست در سنگ‌های آندزیتی شمال سقز، شمال غرب ایران. مجله بلور و کانی، تابستان ۱۴۰۳، سال سی و دوم، شماره دوم، ص ۳۳۹-۳۵۸.
 Doi:10.61186/ijcm.32.2.339

References

- Abdel-Rahman, A.F.M., and Nassar, P.E., 2004. Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon, Geological Magazine, 141, 545-63. <https://doi.org/10.1017/S0016756804009604>.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine 148, 692-725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>.
- Alavi, M., 1980. Tectono stratigraphic evolution of Zagrosides of Iran Geology, 8, 144-149. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1980\)8<144:TEOTZO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1980)8<144:TEOTZO>2.0.CO;2).
- Alavi, M., 1994. Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation, Tectonophysics, 229, 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2).
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F., and Mitchell, J. G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Volcanology and Geothermal Research 102: 67- 95. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7).

- Arslan, M., and Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 177–193. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.03.002>.
- Azizi, H., and Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Geodynamics*, 45(4-5):178-90.
- Azizi, H., Hadad, S., Stern, R.J., and Asahara, Y., 2018. Age, geochemistry, and emplacement of the ~40-Ma Baneh granite–appinite complex in a transpressional tectonic regime, Zagros suture zone, northwest Iran. *Int. Geol. Rev.* 61 (2), 195–223. <https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1422394>.
- Ballato, P., Uba, C.E., Landgraf, A., Strecker, M.R., Sudo, M., Stockli, D.F., Friedrich, A., and Tabatabaei, S. H., 2011. Arabia–Eurasia continental collision: insights from late Tertiary foreland–basin evolution in the Alborz Mountains northern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 123, 106–131. <https://doi.org/10.1130/B30091.1>.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Science*, 18, 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Bonjour, J. L., and Dabard, M. P., 1991. Ti/Nb ratio of classic terrigenous sediments used as indicator of provenance, *Journal of Chemical Geology*, 91: 257-267.
- Boynton, W. V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies, In: P. Henderson, Ed., *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, 1984, pp. 63-114. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.
- Brophy, J.G., 2008. A Study of rare earth element (REE)-SiO₂ variations in felsic liquids generated by basalt fractionation and amphibolite melting: a potential test for discriminating between the two different processes, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156, 337–357. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0289-x>.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Iizuka, Y., 2013. Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny, *Lithos*, 162-163, 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>.
- Condie, K.C., 2003. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time, *Geochem. Geophys. Geosyst*, 4 (1). doi:10.1029/2002GC000333.
- Condie, K.C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79(3-4), pp.491-504.
- Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J., 1989. *The interpretation of igneous rocks*. Unwin Hyman, London, 450 pp.
- Damchinmashak, S., Torkian, A., and Furman, T., 2024. Mineral chemistry and P-T estimation of coexisting minerals in the andesitic rocks from the N-Saqez, NW Iran, *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 32 (2) :339-358 [10.61186/ijcm.32.2.339](https://doi.org/10.61186/ijcm.32.2.339). (In Persian).
- Davidson, J., Turner, S., and Plank, T., 2013. Dy/Dy*: variations arising from mantle sources and petrogenetic processes, *J. Petrol*, 54 (3), 525–537. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs076>.
- Defant, M.J., Jackson, T.E., Drummond, M.S., De Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C., and Stewart, R.H., 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: An overview: *Geological Society of London Journal*, V. 149, p. 569-579. <http://www.doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0569>.
- Dilek, Y., and Furnes, H., 2019. Tethyan ophiolites and Tethyan seaways. *J. Geol. Soc. Lond.* 176, 899–912. <https://doi.org/10.1144/jgs2019-129>.
- Ebrahimi, M., Esmaeili, R., and Aouizerat, A., 2017. New geodynamical model for regional Tertiary extension during the Zagros orogeny: A transtensional arc? *Iranian Journal of Earth Sciences*, 9(2), 115–120.
- Elburg, M.A., Van Bergen, M., Hoogewerff, J., Foden, J., Vroon, P., Zulkarnain, I., and Nasution, A., 2002. Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(15), pp.2771-2789. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00868-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00868-2).
- Fan, W.M., Guo, F., Wang, Y.J., and Zhang, M., 2004. Late Mesozoic volcanism in the northern Huaiyang tectono-magmatic belt, central China: partial melts from a lithospheric mantle with subducted continental crust relicts beneath the Dabie orogen? *Chem. Geol.* 209, 27–48. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.020>.
- Foley, S.F., and Wheller, G.E., 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanates, *Chemical Geology*, 85(1-2), pp.1-18. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90120-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90120-V).
- Gao, X., Yu, S., Peng, Y., Lv, P., Wang, M., Liu, Y., Li, S., Jiang, X., Ji, W., and Li, C., 2021. Insights into OIB-like magmatism contemporaneous with oceanic subduction: Petrogenetic constraints on the Kendelong metagabbro in the North Qaidam, *Lithos*, 392, p.106130. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106130>.
- Gazel, E., Hoernle, K., Carr, M.J., Herzberg, C., Saginor, I., Van den Bogaard, P., Hauff, F., Feigenson, M., and Swisher III, C., 2011. Plume–subduction interaction in southern Central America: Mantle upwelling and slab melting, *Lithos*, 121(1-4), pp.117-134. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.10.008>.

- Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y., and Tsuboi, M., 2021. Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope ratios for early cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran, *Geochemistry*, 81(1), p.125687. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2021.125687>.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate tectonics*, Springer-berlin, pp. 43–489.
- Gołuchowska, K., Barker, A.K., Manecki, M., Majka, J., Kościńska, K., Ellam, R.M., Bazarnik, J., Faehnrich, K., and Czerny, J., 2022. The role of crustal contamination in magma evolution of Neoproterozoic metaigneous rocks from Southwest Svalbard, *Precambrian Research*, 370, p.106521. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106521>.
- Gorring, M.L., and Kay, S.M., 2001. Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from southern Patagonia, Argentina, *Journal of petrology*, 42(6), pp.1067-1094. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.6.1067>.
- Hariri, A., Farjandi, F., Vaezipoor, M., and Sadeghi, A., 2003. *Geology Map of Saqqez (Scale 1:100000). No: 5262. Geological Survey of Iran, Tehran, (In Persian)*.
- Harker, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. Methuen, London (255 p).
- Hassanzadeh, J., and Wernicke, B.P., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an arc type for passive margin-arc transitions, *Tectonics*, 35(3), pp.586-621. <https://doi.org/10.1002/2015TC003926>.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W., and Van Calsteren, P., 1997. U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust, *science*, 276(5312), pp.551-555. doi: 10.1126/science.276.5312.551.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust, *Earth and planetary science letters*, 90(3), pp.297-314. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90132-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90132-X).
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., and White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 33–45. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5).
- Humphreys, M.C., Cooper, G.F., Zhang, J., Loewen, M., Kent, A.J., Macpherson, C.G., and Davidson, J.P., 2019. Unravelling the complexity of magma plumbing at Mount St. Helens: a new trace element partitioning scheme for amphibole, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174, 9. doi:10.1007/s00410-018-1543-5.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks, *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Jahn, B.M., Wu, F., Lo, C.H., and Tsai, C.H., 1999. Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from post-collisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chemical geology*, 157(1-2), pp.119-146. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00197-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00197-1).
- Kelemen, P.B., Hanghoj, K., and Greene, A.R., 2014. One view of the geochemistry of subduction-resecondd magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust Treat, *Geochem*, 3, 593–659.10.1016/B0-08-043751-6/03035-8.
- Keppler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the compositions of subduction-zone fluids, *Nature*, 380, 237–240. <https://doi.org/10.1038/380237a0>.
- Khalaji, A.A., Esmaily, D., Valizadeh, M.V., and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5-6), pp.859-877.
- Klein, E.M., and Karsten, J.I., 1995. Ocean ridge basalts with convergent margin geochemical affinities from the southern Chile Ridge, *Nature*, 374,52-57. <https://doi.org/10.1038/374052a0>.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckisen, A., and Zanettim, B., 1986. Achemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *J. Petrol.*26.745.750.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., and 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), pp.238-249. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.006>.
- Mason, B., and Moore, C.B., 1982. *Principles of geochemistry*. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Mazahari, S.A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J.F., Montero, P., Scarrow, J.H., and Williams, I.S., 2009. The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogeny. *Journal of the Geological Society*, 166(1), pp.53-69. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-022>.
- Mazahari, S.A., Ghalamghash, J., Kumar, S., Shellnutt, J.G., and Bea, F., 2020. Tectonomagmatic development of the Eocene Pasevh pluton (NW Iran): Implications for the Arabia-Eurasia collision, *Journal of Asian Earth Sciences*, 203, p.104551. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104551>.
- McCuaig, T.C., Beresford, S., and Hronsky, J., 2010. Translating the mineral systems approach into an effective exploration targeting system, *Ore Geology Reviews*, 38(3), pp.128-138. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.05.008>.
- McDonough, W.F., and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth, *Chemical geology*, 120(3-4), pp.223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H., Pang, K.N., Hsu, S.C., Chung, S.L., and Lee, H.Y., 2022. Early Eocene high-Sr/Y magmas from the

- Urumieh-Dokhtar paleo-arc, Iran: Implications for the origin of high-flux events in magmatic arcs. *Lithos*, 416, p.106656. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106656>.
- Moritz, R., Ghazban, F., and Singer, B., S., 2006. Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj–Sirjan tectonic zone, western Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogeny *Economic Geology* 101, 1497–1524. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1497>.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., and Verges, J., 2012. Building the Zagros collisional orogeny: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence *Tectonophysics* 532–535, 27–60. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022>.
- Münker, C., Worner G., Yogodzinski, G., and Churikova, T., 2004. Behaviour of high Field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas, *Earth Planet Sci Lett* 224 (3–4):275–293. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.030>.
- Nelson, S. T., and Montana, A., 1992. Sieve-textured Plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression, *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Okay, A.I., Altner, D., Danelian, T., Topuz, G., Özcan, E., and Kylander-Clark, A.R., 2022. Subduction-accretion complex with boninitic ophiolite slices and Triassic limestone seamounts: Ankara Mélange, central Anatolia. *Geological Magazine*, 159(10), pp.1699-1726. <https://doi.org/10.1017/S0016756822000504>.
- 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), pp.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, 290-300. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5).
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00384745>.
- Rezaei, F., Azizi, H. and Asahara, Y., 2022. Tectonic significance of the late Eocene (Bartonian) calc-alkaline granitoid body in the Marivan area, Zagros suture zone, northwest Iran. *International Geology Review*, 64(8), pp.1081-1096. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1907624>.
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision, *Ore. Geol. Rev.* 70, 323–345. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009>.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, Wiley, New York, 352. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>.
- Rudnick, R.L., and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust*, Treatise in Geochemistry, volume 3. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1–64.
- Saccani, E., Allahyari, K., and Rahimzadeh, B., 2014. Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean, *Tectonophysics*, 621, 132–147. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.011>.
- Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Chiari, M., and Barbero, E., 2017. New insights into the geodynamics of Neo-Tethys in the Makran area: Evidence from age and petrology of ophiolites from the Coloured Mélange Complex (SE Iran). *Gondwana Research*, 62, pp.306-327. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.07.013>.
- Schaaf, P. J., Stimac, C., and Macias, J. L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal process in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology* 46: 212-321.
- Schiano, P., Cloochiatti, R., Shimizu, N., Maury, RC., Jochum, KP., and Hofmann, AW., 1995. Hydrous, silica rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas, *Nature* 377:595–600. <https://doi.org/10.1038/377595a0>.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34 (2), 237–243 [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8).
- Shelley, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, Cambridge, pp. 445. <https://lcn.loc.gov/9200433>.
- Smith, E.I., Sanchez, A., Walker, J.D., and Wang, K., 1999 Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane field, Utah: Implications for small and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology* v. 107, p. 433–448. doi:10.1086/314355.
- Stern, R.J., Moghadam, H.S., Pirouz, M., Mooney, W., 2021. The geodynamic evolution of Iran. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 49(1):9-36.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bulletin*, 52(7), pp.1229-1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>.
- Stöcklin, J., and Nabavi, M.H., 1973. Tectonic Map of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Sun, M., and Kerrich, R., 1995. Rare earth element and high field strength element characteristics of whole rocks and mineral separates of ultramafic nodules in Cenozoic volcanic vents of southeastern British Columbia, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(23), pp.4863-4879. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00341-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00341-X).

- 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), pp.313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East, *nature*, 235(5334), pp.147-150. <https://doi.org/10.1038/235147a0>.
- Tatsumi, Y., and Eggins, S., 1995. Subduction zone magmatism. In Subduction zone magmatism. Blackwell Science; *Frontiers in Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1023/A:1006543827628>.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust, *Reviews of geophysics*, 33(2), pp.241-265. <https://doi.org/10.1029/95RG00262>.
- Topuz, G., Okay, A.L., Lathers, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Zack, T., Satir, M., and Sen, M., 2011. Post-collisional adakite - like magmatism in the Ağvanis Massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos* 125, 131–150. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.02.003>.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran, *Tectonics* 30:TC3008. <https://doi.org/10.1029/2010TC002809>.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P.R., and Spell, T.L., 2007. Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 119(7-8), pp.961-977. <https://doi.org/10.1130/B26102.1>
- Wanke, M., Clynne, M.A., Von Quadt, A., Vennemann, T.W., and Bachmann, O., 2019. Geochemical and petrological diversity of mafic magmas from Mount St. Helens. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174, pp.1-25. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1544-4>.
- Weaver, B.L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints, *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 381 – 397. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90217-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90217-6).
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Dordrecht: Springer Netherlands, <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, pp.325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).
- Zhang, Z., Xiao, W., Ji, W., Majidifard, M.R., Rezaeian, M., Talebian, M., Xiang, D., Chen, L., Wan, B., Ao, S., and Esmaili, R., 2018. Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction, *Gondwana Research*, 62, pp.227-245. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.04.002>.
- Zheng, Y.F., 2019. Subduction zone geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10, 1223-1254. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.003>.