

Research Article

Geochemistry, mineral chemistry, and tectonic setting of the metabasites in the S.E. of Borujerd, Sanandaj–Sirjan zone

Amir Mohammadzadeh¹, Ahmad Ahmadi Khalaj¹, Hadi Yeganehfar^{2*}, Zahra Tahmasbi¹

1- Department of geology, faculty of science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2- Department of geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Keywords: *Neo-Tethyan Ocean, Triassic, Sanandaj–Sirjan zone, Metabasic rocks, Geochemistry*

1-Introduction

The Tethys orogeny extends from the Alps to the Himalayas (Agard et al., 2011). The Iranian plateau is located in the Mesozoic-Cenozoic part of the Tethys orogenic belt. The convergence of several continental blocks has caused the closure of the Neotethys Ocean between the Arabian and Eurasian plates. The Sanandaj-Sirjan area is southwestern the Iranian Plateau and part of the Tethyan Orogenic Belt. According to most researchers (Stöcklin and Nabavi, 1973; Berberian and Berberian, 1981; Mohajjel et al., 2003; Ghasemi and Talbot, 2006; Davoudian et al., 2008; Mohajjel and Fergusson, 2014; Moinevaziri et al. 2015), Jurassic magmatism associated with subduction is the characteristic of this zone, which includes a large volume of volcanic and calc-alkaline intrusive rocks. However, Azizi et al. (2018) believe that the Jurassic magmatism in the Sanandaj-Sirjan zone is the result of the opening of a continental rift and the rise of a mantle plume, based on their analysis of metabasite rocks from Qorve City. According to Shakerardakani et al. (2017), the Late Triassic magmatism of the Sanandaj Sirjan Zone occurred in a passive continental margin environment in the northern Neotethys Ocean. The purpose of this study is to investigate the mineral chemistry, geochemistry, and petrology of the Triassic metabasite rocks in the southeast of Borujerd, located in the middle part of the Sanandaj-Sirjan zone, to ascertain the source mantle type and its magmatic and tectonic evolutions.

2-Material and methods

Sixty samples of volcanic rocks were collected during field studies in the southeast area of Borujerd. Twenty-one thin sections were prepared and studied for petrology and petrography investigations. Eighteen samples with minor alterations were analyzed using ICP-AES and ICP-MS at the S.G.S. laboratory in Vancouver, Canada, as described by Cotten et al. (1995). The relative standard deviation was $\pm 2\%$ for major elements and $\pm 5\%$ for rare elements. Also, two thin polished sections were prepared for a detailed examination of minerals and identification of their chemical composition. Microprobe analysis was performed on plagioclase and amphibole minerals in the Central Laboratory of Iran Mineral Processing Company using a Cameca SX 100.

3-Results and discussions

The Triassic metabasites are associated with marble and are locally intersected by mafic dykes. Metabasite rocks are metamorphosed in the lower greenschist facies and are mainly composed of plagioclase and amphibole. However, they locally preserve ophitic and porphyritic igneous textures. The electron microprobe analysis showed that feldspars are albite, oligoclase, and anorthoclase. Also, according to this analysis, type of amphiboles is calcic and includes actinolite, actinolite-hornblende, magnesiohornblende and tschermakite-hornblende to tschermakite. According to geochemical studies, these rocks have alkaline magma characteristics. The chondrite-normalized REE patterns show LREE enrichment, while the primitive-mantle normalized multi-element patterns show uniformly enriched LREE, Th, Nb, and Ta. These characteristics are similar to those of basalts derived from OIB-like mantle sources. Trace-element ratios,

* Corresponding author: h_yeganehfar@pnu.ac.ir

DOI: 10.22055/AAG.2023.43384.2359

Received: 2023-04-01

Accepted: 2023-07-03

including Ce/Nb (1.22– 2.20), Hf/Nb (0.08–0.2), Zr/Nb (3.63–6), and high TiO₂/Yb and Nb/Yb ratios, indicate that these magmas were derived from a deep O.I.B. reservoir, i.e., an enriched asthenospheric mantle source. These rocks underwent slight crustal contamination. The geochemical characteristics of these Triassic metabasites suggest that they are formed in an intra-continental rifting regime.

4-Conclusion

In general, the results of this study show that the metabasite rocks of southeast Borujerd are OIB-type alkaline basalt formed in the passive northern margin of the Neotethys Ocean during its rifting stage.

5-References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, Band Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: A subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6), pp.692-725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Azizi, H., Lucci, F., Stern, R.J., Hasannejad, S. and Asahara, Y., 2018. The Late Jurassic Panjeh submarine volcano in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, northwest Iran: Mantle plume or active margin? *Lithos*, 308, pp.364-380. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.03.019>
- Berberian, F. and Berberian, M.J.Z.H.K.H.G.E., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. *Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution*, 3, pp.5-32. <https://doi.org/10.1029/GD003p0005>
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. and Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119(1-4), pp.115-138. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00102-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00102-E)
- Davoudian, A.R., Genser, J., Dachs, E. and Shabaniyan, N., 2008. Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Mineralogy and Petrology*, 92, pp.393-413. <https://doi.org/10.1007/s00710-007-0204-6>
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6), pp.683-693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, 56(3), pp.263-287. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.853919>
- 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), pp.397-412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Moinevaziri, H., Akbarpour, A. and Azizi, H., 2015. Mesozoic magmatism in the northwestern Sanandaj–Sirjan zone as an evidence for active continental margin. *Arabian Journal of Geosciences*, 8, pp.3077-3088. <https://doi.org/10.1007/s12517-014-1309-y>
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Liu, X., Genser, J., Monfaredi, B. and Masoudi, F., 2017. Geochemical and isotopic evidence for Carboniferous rifting: Mafic dykes in the central Sanandaj-Sirjan zone (Dorud-Azna, West Iran). *Geologica Carpathica*, 68(3), pp.229-247. <https://doi.org/10.1515/geoca-2017-0017>
- Stocklin, J. and Nabavi, M.H., 1973. Tectonic map of Iran. *Geological Survey of Iran*, 1(5).

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Mohammadzadeh, A., Ahmadi Khalaj, A., Yeganehfar, H., Tahmasbi, Z., 2024. Geochemistry, mineral chemistry, and tectonic setting of the metabasites in the S.E. of Borujerd, Sanandaj–Sirjan zone. *Adv. Appl. Geol.* 13(4), 1118 – 1136.

DOI: 10.22055/AAG.2023.43384.2359

URL: https://aag.scu.ac.ir/article_18651.html

©2024 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

زمین شیمی، شیمی کانی و جایگاه زمین ساختی متابازیت‌های جنوب شرق بروجرد، پهنه سنندج-سیرجان

امیر محمد زاده

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

احمد احمدی خلج

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

هادی یگانه فر*

گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

زهرا طهماسبی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

*h_yganehfar@pnu.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۴/۱۲

چکیده

در بخش میانی پهنه سنندج سیرجان در جنوب شرق شهرستان بروجرد متابازیت‌هایی به سن تریاس پسین همراه مارن مشاهده می‌شوند و توسط دایک‌های بازیک قطع شده‌اند. متابازیت‌ها در حد سطوح پایین رخساره شیست سبز متحمل دگرگونی شده‌اند و کانی‌های عمده آن‌ها، پلاژیوکلاز و آمفیبول است و آثاری از بافت‌های افیتیک و پورفیریتیک آذرین در آنها قابل مشاهده است. داده‌های حاصل از تجزیه ریزپردازنده الکترونی بیانگر آن است که فلدسپارها از نوع آلبیت، اولیگوکلاز و آنورتوکلاز هستند. همچنین آمفیبول‌ها از نوع کلسیک بوده و ترکیب آن‌ها در محدوده اکتینولیت، اکتینولیت هورنبلند، منیزبوهورنبلند و چرماکیت هورنبلند تا چرماکیت قرار می‌گیرند. بر طبق مطالعات زمین‌شیمیایی، این سنگ‌ها ویژگی‌های ماگمای آلکالن دارند. در الگوهای عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته و عناصر REE بهنجار شده به کندریت، این سنگ‌ها از عناصر HFSE (به عنوان مثال Th، و Nb) و LREE به طور یکسان غنی شده‌اند که این امر نشانگر خصوصیات بازالت‌های OIB آن‌ها می‌باشد. نسبت عناصر کمیاب، از جمله $Ce/Nb(1.22-2.20)$ ، $Hf/Nb(0.08-0.2)$ ، $Zr/Nb(3.63-6)$ و نسبت بالای TiO_2/Yb و Nb/Yb نشان‌دهنده آن است که خاستگاه ماگمای سازنده این سنگ‌ها از یک منبع OIB عمیق برای مثال گوشته آستوسفری غنی شده است. این سنگ‌ها تحت تأثیر آلودگی اندک پوسته قرار گرفته‌اند. خصوصیات زمین‌شیمیایی متابازیت‌های تریاس پسین نشانه ایجاد آن‌ها در یک محیط ریفت درون قاره‌ای است.

واژه‌های کلیدی: اقیانوس نئوتتیس، تریاس، پهنه سنندج سیرجان، سنگ‌های متابازیت، زمین‌شیمی

۱- مقدمه

(۲۰۱۸) بر اساس بررسی سنگ‌های متابازیت شهرستان قروه معتقد هستند ماگماتیسم ژوراسیک در پهنه سنندج-سیرجان نتیجه باز شدن ریفت قاره‌ای و بالا آمدن پلوم گوشته‌ای است. به عقیده Shakerardakani و همکاران (۲۰۱۷) ماگماتیسم اواخر تریاس پهنه سنندج-سیرجان در محیط حاشیه غیر فعال قاره‌ای در شمال اقیانوس نئوتتیس رخ داده است. هدف از این مطالعه بررسی شیمی کانی، زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی سنگ‌های متابازیت تریاس پسین در جنوب شرق بروجرد واقع در بخش میانی پهنه سنندج-سیرجان جهت شناخت نوع منشأ و تحولات ماگمایی و زمین‌ساختی آن است.

پهنه سنندج سیرجان با حداکثر عرض ۲۰۰ کیلومتر و طول ۱۵۰۰ کیلومتر در امتداد گسل راندگی اصلی زاگرس (MZT) قرار دارد. گسل MZT به عنوان زمین‌درز اصلی اقیانوس نئوتتیس در نظر گرفته می‌شود. پهنه سنندج سیرجان دارای شواهد فراوانی از ماگماتیسم و دگرگونی با سن مزوزئیک است. به عقیده اکثر محققین (Stöcklin and Nabavi, 1973; Berberian and Berberian, 1981; Mohajjel et al., 2003; Ghasemi and Talbot, 2006; Davoudian et al., 2008; Mohajjel and Fergusson, 2014; Moinevaziri et al. 2015) ماگماتیسم ژوراسیک مرتبط با فرورانش مشخصه این پهنه است که شامل حجم فراوانی از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی کالک‌آلکالن است. با وجود این Azizi و همکاران

۲- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در بخش میانی پهنه سندرچ-سیرجان واقع شده است و جزء زیر پهنه پیچیده و تغییر شکل یافته می باشد (شکل a1). در منطقه مورد مطالعه عمده سنگ های دارای رخنمون، مربوط به دوره مزوزوئیک هستند. رخنمون های مربوط به پالئوزوئیک به صورت جزئی گزارش شده اند. قدیمی ترین نهشته های منطقه متعلق به تریاس هستند که شامل سنگ های آتشفشانی دگرگون شده با درون لایه هایی از مرمرهای نازک تا ضخیم لایه می باشند (Stöcklin, 1968) (شکل b1). واحدهای ژوراسیک در منطقه مورد مطالعه، سنگ های دگرگونی با رخساره شیست سبز می باشند که توده های گرانیتوئیدی بروجرد و گوشه در آن ها نفوذ کرده اند. علی رغم تکتونیک شدیدی که پیچیدگی هایی در زمین شناسی منطقه به وجود آورده است، می توان ردیفی از سنگ ها را تشخیص داد به طوری که قدیمی ترین سنگ های منطقه شامل متاریولیت و آمفیبولیت به همراه متادولومیت مربوط به پالئوزوئیک بوده که توسط گسل از دیگر واحدهای سنگی جدا می شوند. این سنگ ها به سمت بالا به وسیله یک واحد رسوبی-آتشفشانی از آهک و دولومیت های بلورین چرت دار با درون لایه هایی از شیست های سبز به طور هم شیب و پیوسته پوشیده می شوند. سپس بخش های آتشفشانی دگرگون شده و توف های تیره رنگ که ترکیب آندزیتی دارند و تا حد رخساره شیست سبز دگرگون شده اند به همراه آذرآواری ها و مرمر تریاس، واحدهای چینه شناسی بعدی ناحیه را تشکیل می دهند (Radfar, 1988). بالاترین بخش از ردیف دگرگونی را سنگ های پلیتی دگرگون شده موسوم به فیلیت های همدان تشکیل می دهند که تحت دگرگونی ناحیه ای در حد رخساره شیست سبز (زون کلریت) قرار گرفته اند و بیشتر شامل اسلیت و فیلیت می باشند. نهشته های آهکی دگرگون شده ای که بر روی این فیلیت ها قرار دارند، حاوی آمونیت هایی با سن توآرسین (اواخر ژوراسیک زیرین) هستند. مهمترین حادثه زمین شناسی که در این ناحیه رخ داده است پیدایش مجموعه گرانیتوئیدی بروجرد در زمان ژوراسیک میانی و توده گرانیتوئیدی گوشه در زمان ائوسن پایانی است (Ahmadi Khalaji, 2006) که درون این فیلیت ها نفوذ کرده اند و دگرگونی مجاورتی در اثر نفوذ آن ها به وقوع پیوسته است. همچنین Deevsalar و همکاران (۲۰۱۸، ۲۰۱۷) توده های نفوذی و دایک های مافیک با سن

ژوراسیک میانی و ائوسن پایانی را در مجموعه گرانیتوئیدی بروجرد گزارش نموده اند.

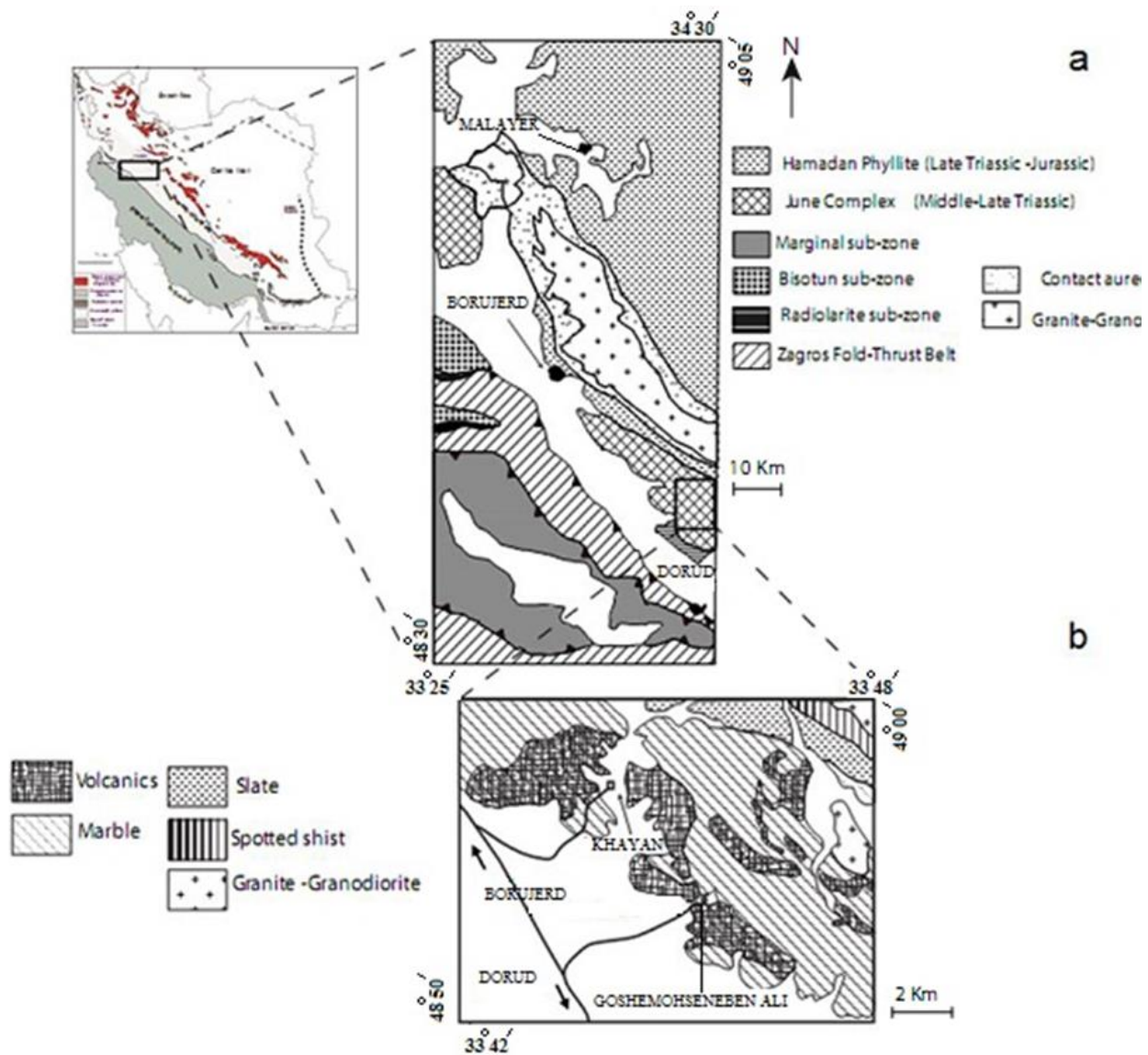
۳- روش مطالعه

بعد از گردآوری اطلاعات و انجام بازدید صحرایی، از ۲۱ نمونه مقطع نازک و از ۲ نمونه مقطع نازک صیقلی در کارگاه تهیه مقاطع دانشگاه بوعلی سینا همدان تهیه شد. به منظور مطالعه ی ترکیب شیمی کانی آمفیبول و فلدسپار، ۶۰ نقطه از این کانی ها در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با استفاده از دستگاه Cameca SX100 با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kv و شدت جریان nA 20 مورد تجزیه الکترون میکروپروب قرار گرفتند (در جدول های ۱ و ۲، از هر کانی ۱۰ نقطه آنالیز شده به عنوان شاخص آمده اند). برای اندازه گیری فراوانی عناصر اصلی و کمیاب در نمونه های انتخاب شده تعداد ۱۰ نمونه از منطقه مورد مطالعه از طریق شرکت کان پژو به کشور کانادا ارسال گردید و در آزمایشگاه SGS این کشور به روش های ICP-AES و ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند (جدول ۳). مراحل آنالیز توسط Cotten و همکاران (۱۹۹۵) توصیف شده است و انحراف استاندارد نسبی برای عناصر اصلی ۲ ± و برای عناصر کمیاب ۵ ± درصد است.

۴- سنگ نگاری

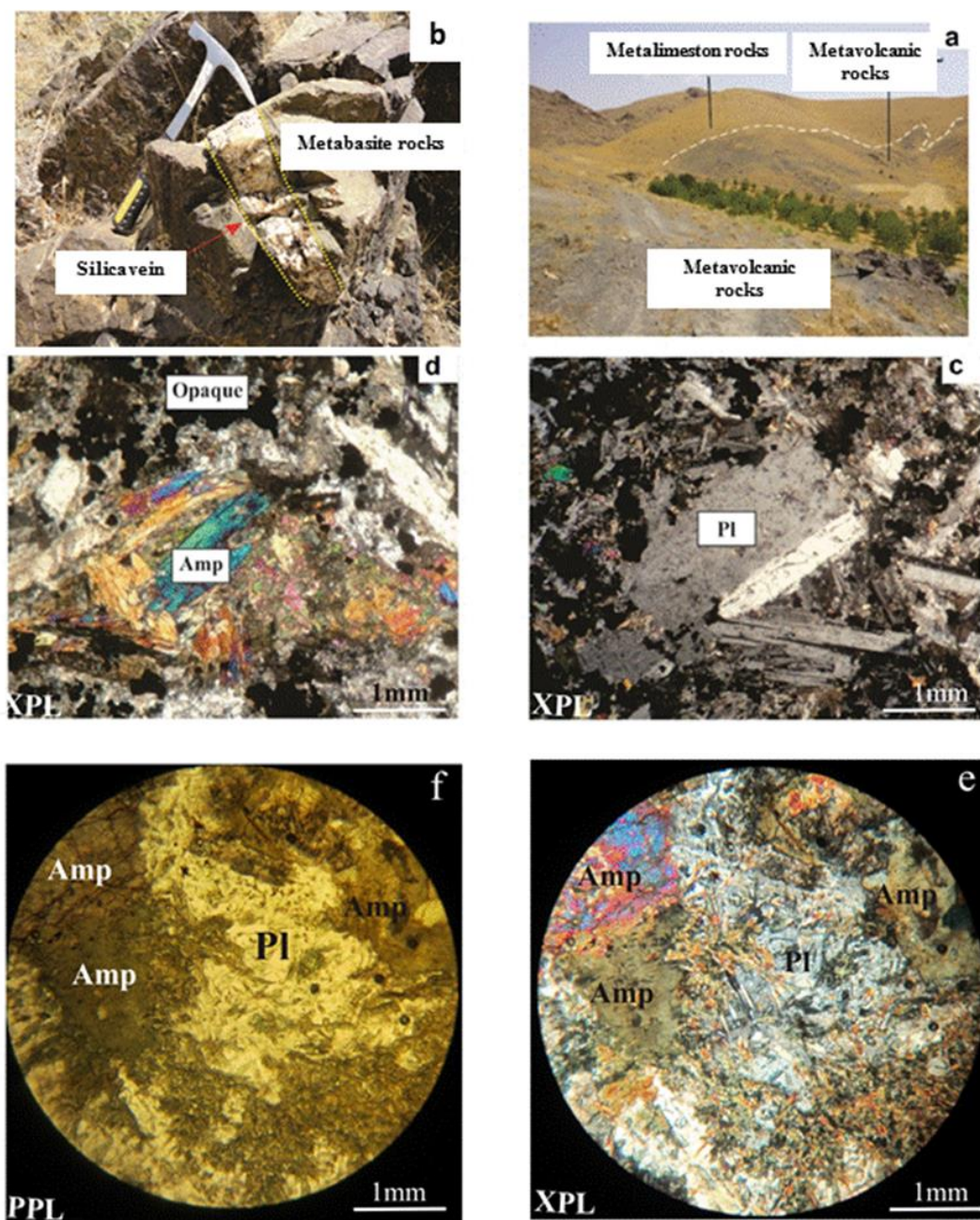
در جنوب شرق بروجرد سنگ های متابازیت به سن تریاس پسین به رنگ خاکستری و ارغوانی دیده می شوند (شکل a2) و دارای روند شمال غربی-جنوب شرقی می باشند که از روند کلی پهنه سندرچ-سیرجان پیروی می کنند. این سنگ ها دارای بافت افیتیک و پورفیریتیک هستند و کانی های عمده آن ها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و کانی های مافیک تجزیه شده است. وجود کانی های کلریت، اپیدوت، اکتینولیت، کلسیت و کوارتز نشان دهنده دگرگونی این سنگ ها در حد سطوح پایین رخساره شیست سبز است. پلاژیوکلازها، درشت بلور تا ریز بلور، دارای ماکل تکراری و به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار می باشند (شکل c2) و در بعضی نمونه ها به سریسیت تبدیل شده اند. در برخی از نمونه ها، این پلاژیوکلازها دارای ماکل های نوک نیزه ای می باشند که نشانه تأثیر فشار تکتونیک بر این سنگ ها می باشد. آمفیبول از کانی های مافیک شاخص در سنگ های مورد مطالعه می باشد که به صورت درشت بلور دیده می شود و دارای چندرنگی سبز می باشد (شکل d، e و f).

آمفیبول‌ها بیشتر از نوع ترمولیت - اکتینولیت می‌باشند و در بین بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند. کانی‌های اوپک نیز در کنار آمفیبول‌ها دیده می‌شوند.



شکل ۱- (a) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ساده شده زمین‌شناسی پهنه سنندج-سیرجان برگرفته از Mohajjel و همکاران (۲۰۰۳) و (b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (تغییر یافته و برگرفته از نقشه زمین‌شناسی 1/100000 Hajmolla-Ali و Sahandi (۱۹۸۹)).

Fig.1. (a) The location of the studied area in the simplified geological map of the Sanandaj- Sirjan zone, taken from Mohajjel et al., (2003). (b) Simplified geological map of the studied area (modified and taken from 1/100,000 geological map, Hajmolla-Ali and Sahandi, 1989).



شکل ۲- (a) تصویر صحرایی از سنگ‌های متابازیت و آهک‌های دگرگون شده جنوب شرق بروجرد، (b) تصویر صحرایی از نمونه سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده (متابازیت‌ها). (c,d,e,f) تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده (متابازیت‌ها) منطقه مورد مطالعه. Amp: amphibole, Pl: Plagioclase از (Whitney and Evans (2010)

Fig. 2. (a) Field image of metabasite rocks and metamorphosed limestones in the southeast of Borujerd (b) Field image of metabasite rocks. (c, d, e, f) Microscopic images of metabasite rocks of the study area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Amp: amphibole, Pl: Plagioclase).

دگرسانی بر نمونه‌ها در طی فرآیند پس از ماگماتیسم است (Lin et al., 2020). بطور کلی دگرسانی، عناصر متحرک مثل Cs, Ba, Rb, K, 20 را تحت تأثیر قرار می‌دهد و عناصر واسطه همانند Cr, Ni و HFSE (Nb, Ti, Zr, Y, Th) بصورت غیر

۵- شیمی سنگ کل

نمونه‌های مورد مطالعه دارای LOI کمتر از ۳/۶۶ هستند (جدول ۱) که نشانه سهم اندک کانی‌های کربناته و هیدراته ثانوی است. این امر نشانه تأثیر اندک دگرگونی درجه پایین و

۶- شیمی کانی

۶-۱- پلاژیوکلاز

به منظور تعیین عناصر اصلی سازنده پلاژیوکلازها، ۳۰ نقطه از این کانی با ریزپردازنده الکترونی از مرکز به حاشیه تجزیه شده است (۱۰ نقطه به عنوان شاخص در جدول ۱ آمده است). ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده مورد مطالعه در محدوده ی آلبيت، اولیگوکلاز و آنورتوکلاز قرار گرفته‌اند (شکل ۴).

۶-۲- آمفیبول

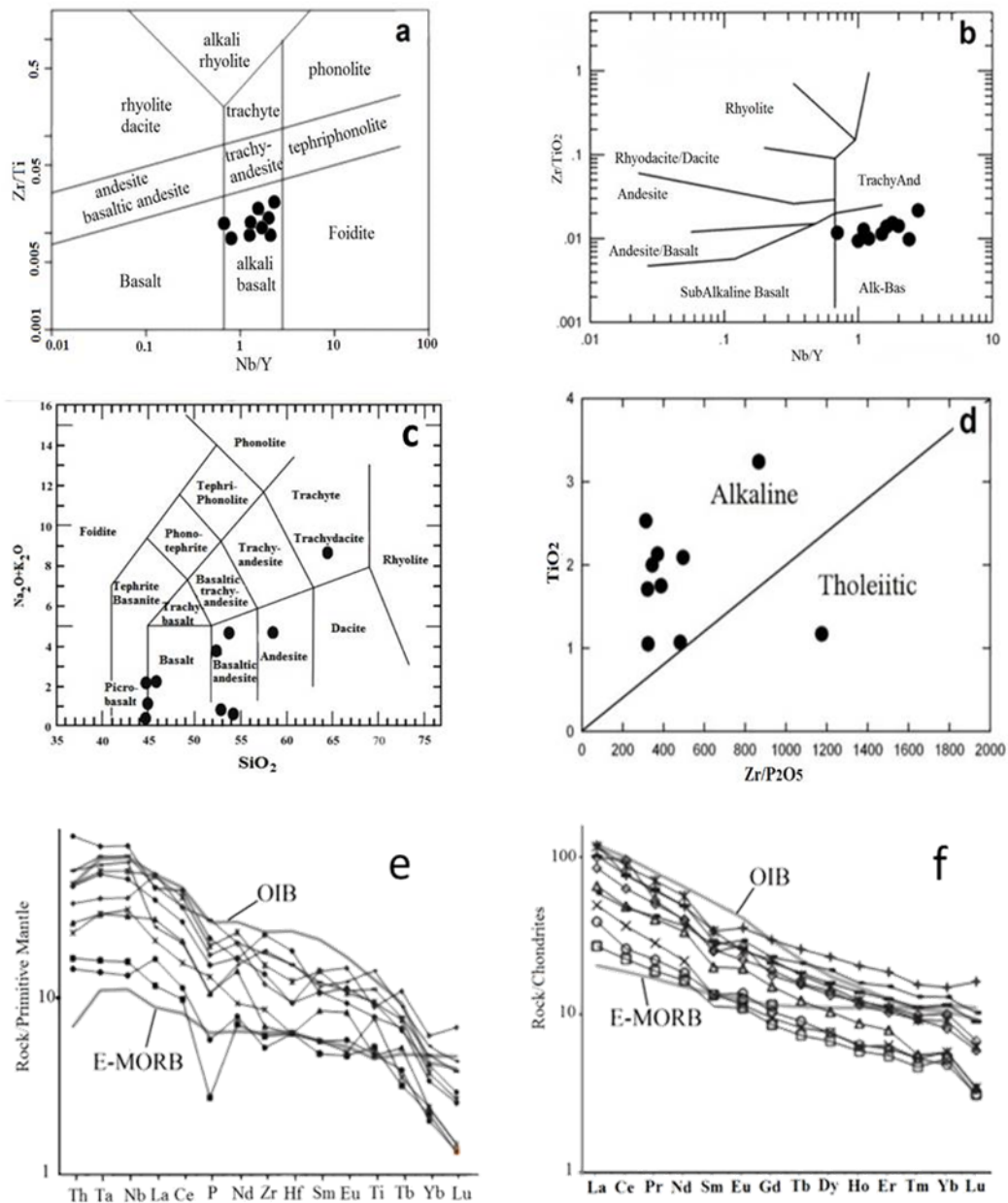
آمفیبول مهم‌ترین کانی مافیک موجود در سنگ‌های متابازیتی منطقه است. برای بررسی آمفیبول‌های مورد نظر در کل ۳۰ نقطه از این کانی مورد تجزیه ریزپردازش الکترونی قرار گرفته است (۱۰ نقطه به عنوان شاخص در جدول ۳ آمده‌اند) که نتایج فرمول ساختاری آن‌ها بنابر فرمول استاندارد آمفیبول A0- $1B2C5T8O22(OH)2$ بر پایه ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون در موقعیت چهار وجهی و هشت وجهی به دست آمده است. برای تمامی آمفیبول‌های مورد بررسی رابطه $B(Ca+Na) \geq 1$ برقرار است، بنابراین آمفیبول‌های آنالیز شده از این سنگ‌ها جزء آمفیبول‌های کلسیک می‌باشند. مقادیر $BCa \geq 1.5$ ، $A(Na+K) < 0.5$ و $Ti < 0.5$ کلسیک بودن این آمفیبول‌ها را تایید می‌کنند. آمفیبول‌های سنگ‌های مورد بررسی در نمودار رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997) در گستره ی کلسیک‌قرار می‌گیرند (شکل ۵a). با توجه به نتایج آنالیز آمفیبول‌ها، ترکیب آن‌ها در محدوده اکتینولیت، اکتینولیت هورنبلند، منیزپوهورنبلند و چرماکیت هورنبلند تا چرماکیت قرار می‌گیرند (شکل ۵b). این طیف ترکیبی نشان می‌دهد آمفیبول‌ها در متابازیت‌های مورد مطالعه در دو دسته ماگمایی اولیه و دگرگونی قابل تقسیم هستند. ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های ماگمایی اولیه با ترکیب کلسیک تابع عمق و دمای اولیه تشکیل آن‌ها است و در طی صعود ماگما دچار تغییرات ترکیب شیمیایی می‌شود (Féménias et al., 2006). آمفیبول‌های دگرگونی عمدتاً دارای ترکیب اکتینولیتی هستند.

متحرک در شرایط دگرسانی دما پایین باقی می‌مانند (Pearce and Cann, 1973; Winchester and Floyd, 1977; Bienvenu et al., 1990) بنابراین در ادامه بحث جهت اطمینان از عدم تأثیر فرآیندهای دگرسانی، برای برآورد ترکیب اولیه و محیط زمین‌ساختی از عناصر REE و HFSE استفاده شده است. میزان SiO_2 در این نمونه‌ها عمدتاً کمتر از ۵۴ درصد وزنی است و فقط دو نمونه دارای مقادیر ۵۸/۶ و ۶۴/۵ هستند، مقدار Al_2O_3 در آن‌ها ۷/۷۳-۱۷/۵، مقدار Fe_2O_3 ۳/۳۶-۱۶/۱ و همه نمونه‌ها دارای MnO اندک ($< ۰/۳۱$) هستند. P_2O_5 آن‌ها کمتر از ۰/۶۴ است. مقدار Ni در نمونه‌های مورد مطالعه (۲۶۷-۵۲۹) است و با افزایش مقدار تفریق ماگمایی میزان آن به ۲۶ کاهش می‌یابد که این امر نشانه تفریق یوین است. همه نمونه‌ها دارای تطابق منفی MgO و عناصر Co و Ni با افزایش SiO_2 هستند که نشانه تفریق یوین و پیروکسن است (Wilson, 2007). در نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Ti ارائه شده توسط Winchester و Floyd (۱۹۷۷) تمام نمونه‌ها در محدوده آکالی بازالت قرار دارند (شکل ۳a). همچنین در نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y نمونه‌های متابازیت مورد مطالعه در محدوده‌های بازالت آکالن واقع می‌شوند (شکل ۳b) اما در نمودار مجموعه آکالی در مقابل سیلیس طیف وسیعی از بازالت، آندزی بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت را نشان می‌دهند (شکل ۳c). در نمودار Zr/P_2O_5 در مقابل TiO_2 که برای تقسیم‌بندی سری‌های ماگمایی آکالن و تولیتی بر اساس عناصر تقریباً نامتحرک می‌باشد، سنگ‌های مورد مطالعه در میدان سری آکالن قرار می‌گیرند (شکل ۳d). الگوی عناصر نادر بهنجار شده به کندریت دارای غنی‌شدگی از LREE و الگوی نسبتاً همواری برای HREE است. نمونه‌ها دارای آنومالی مثبت خفیف Eu/Eu^* هستند (شکل ۳e). فقط یک نمونه دارای آنومالی منفی ناچیز Eu است. نسبت $(La/Yb)_N$ بین ۴ تا ۱۲/۸ است و نمونه‌ها دارای الگوی مشابه با OIB هستند. در الگوی عناصر نادر بهنجار شده به گوشته اولیه، این نمونه‌ها فاقد بیهنجاری در عناصر HFSE همانند Nb, Ta, Ti است و الگویی شبیه به بازالت‌های جزایر اقیانوسی را نشان می‌دهند (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۳f).

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های مورد مطالعه به روش ICP-MS

Table 1. Results of whole rock chemical analyses for the studied samples by ICP-MS method.

Sample	B.A.1	B.A.3	B.A.4	B.A.5	B.A.6	B.A.7	B.A.8	B.M.1	B.M.23	B.M.3
SiO ₂ (wt%)	52.4	54.3	53.8	64.5	44.7	58.6	45	44.8	52.9	45.9
TiO ₂	1.75	1.17	1.05	1.71	2.13	1.07	2	3.24	2.53	2.09
Al ₂ O ₃	10.4	11.1	7.73	14.6	17.5	9.84	15.7	15.3	13.5	16.7
Fe ₂ O ₃ (t)	11.4	11.7	7.31	3.36	13.2	9.76	14.5	15	10.9	16.1
MnO	0.28	0.08	0.22	0.04	0.23	0.13	0.2	0.24	0.21	0.31
MgO	4.85	0.24	0.24	0.15	2.39	1.92	1.13	2.9	3.15	9.41
CaO	11.4	16.1	21.2	3.49	16.3	10.6	17.1	12.3	12.1	2.59
Na ₂ O	3.7	0.4	4.6	8.6	0.3	4.6	0.6	1.8	0.8	2.2
K ₂ O	0.03	0.18	0.03	0.06	0.08	0.03	0.5	0.38	0.02	0.03
P ₂ O ₅	0.35	0.06	0.24	0.3	0.45	0.13	0.4	0.24	0.64	0.5
LOI	3.3	3.52	3.3	1.32	2.93	3.66	2.69	3.28	2.47	3.24
Sum	99.9	98.89	99.75	98.19	100.27	100.36	99.91	99.64	99.29	99.13
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.03	0.06	0.06	0.02	0.09	0.16	0.07	0.06
Ag (ppm)	1	1	1	1	1	1	3	2	3	6
Ba	20	80	20	50	50	30	260	120	670	10
Co	55.1	5.6	4.7	12.9	50.4	19.8	43.8	111	67.3	106
Cs	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.8	0.6	0.1	0.2
Cu	12	13	9	87	20	75	10	30	90	10
Ga	14	26	6	8	30	11	45	33	24	26
Hf	3	2	2	2	4	2	3	5	5	6
La	26.3	8.4	20.3	15.3	36.1	12	36.7	18.3	31.3	30.8
Ce	50.7	18.1	39.3	29.4	70.6	21.1	61.7	38.2	61.7	77
Pr	6.11	2.3	4.9	3.46	8.58	2.71	7.38	5.13	7.56	6.46
Nd	24	9.9	20.1	13.1	33.7	11	29.1	21.9	29.3	23.6
Sm	5	2.2	3.9	2.6	6.6	2.6	6.6	5.4	5.7	4.9
Eu	1.63	0.81	1.44	0.85	1.86	1	2.6	2.17	1.92	1.99
Gd	4.94	2.23	3.9	2.46	5.76	2.69	7.7	5.99	5.49	4.56
Tb	0.75	0.35	0.58	0.39	0.84	0.43	1.23	1	0.87	0.73
Dy	4.53	2.18	3.34	2.47	4.8	2.46	7.47	6.16	5.1	4.25
Ho	0.83	0.42	0.63	0.45	0.88	0.46	1.46	1.14	0.99	0.87
Er	2.16	1.15	1.67	1.34	2.28	1.27	3.9	3.17	2.63	2.34
Tm	0.3	0.15	0.18	0.17	0.3	0.17	0.5	0.42	0.36	0.32
Yb	1.7	1.1	1.2	1.2	1.9	1	3.1	2.7	2.4	2.1
Lu	0.19	0.1	0.11	0.11	0.2	0.1	0.52	0.33	0.29	0.22
Mo	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Nb	36	12	22	24	40	10	28	45	49	56
Ni	189	70	22	26	133	62	261	529	211	267
Rb	0.3	2.3	0.2	0.8	2.2	0.4	15.2	11.1	0.6	0.5
Sn	1	1	1	1	2	1	2	4	1	3
Sr	170	3830	180	190	4220	240	4270	2760	2600	170
Ta	2.2	0.7	1.3	1.3	2.3	0.6	1.6	2.5	2.8	3.2
Th	3.9	1.5	2.4	2.1	4	1.3	3.1	4.8	4.8	7.6
Ti	10500	7020	6300	10260	12780	6420	12000	19440	15180	12540
Tl	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
U	0.85	0.16	0.62	0.36	1.12	0.34	0.9	1.14	1.02	2.76
V	138	127	154	111	337	194	200	294	272	304
W	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Y	20.4	9.5	15.9	11.5	22.8	12.9	41.4	31.2	25.9	23.3
Zn	92	5	21	69	99	25	53	138	131	234
Zr	160	70	80	100	180	60	140	220	210	270

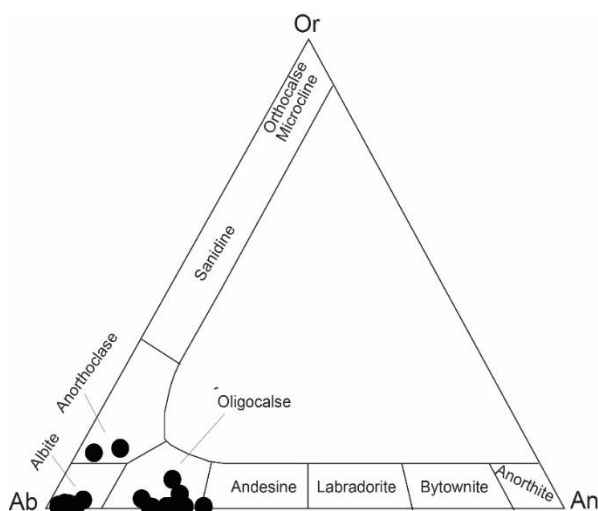


شکل ۳- (a) رده‌بندی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Ti (Winchester and Floyd, 1977) نمودار (b) نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت آلکان واقع می‌شوند (Winchester and Floyd, 1977) (c) نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مجموعه آلکالی در مقابل سیلیس (Le Maitre et al., 2002) که طیف وسیعی از بازالت، آندزیت، آندزیت و تراکی آندزیت را نشان می‌دهند (d) نمودار Zr/P_2O_5 در مقابل TiO_2 (Floyd and Winchester, 1977) سنگ‌های مورد مطالعه در میدان سری آلکان قرار می‌گیرند و (e, f) الگوی عناصر نادر بهنجار شده سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده جنوب شرقی پروچرد نسبت به گوشته اولیه و کندریت. داده‌های

OIB (جزایر اقیانوسی)، EMORB (مورب غنی شده) و گوشته اولیه از (Sun and McDonough, 1989) و کندریت از (Nakamura, 1974) Fig. 3. (a) Zr/Ti - Nb/Y rock type classification diagram (Winchester and Floyd, 1977). (b) Nb/Y vs Zr/TiO_2 classification diagram, almost all the samples plot in the field of sub-alkaline basalts (Winchester and Floyd, 1977). (c) alkalies – silica (TAS) chemical classification diagram (Le Maitre et al., 2002), showing that mafic rocks in the southeast of Borujerd plot in the basalt field. (d) Zr/P_2O_5 versus TiO_2 classification diagram (Floyd and Winchester, 1977) the studied rocks are placed in the alkaline series field, and (e, f) Chondrite-normalized REE diagrams and primitive mantle normalized trace element diagrams (after Sun and McDonough 1989) of the metavolcanic rocks in the southeast of Borujerd. OIB, Ocean island basalts, E-MORB (Enriched MORB), and primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) and chondrites (Nakamura, 1974).

جدول ۲. نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی پلاژیوکلزهای مورد بررسی.
Table 2. Results of electron microprobe analyses of the studied plagioclase.

Point No	1 / 1	17 / 1	19 / 1	26 / 1	27 / 1	30 / 1	41 / 1	42 / 1	43 / 1	45 / 1
SiO ₂	67.36	67.53	67.34	67.03	67.63	66.76	63.29	61.16	63.53	63.49
TiO ₂	0	0.01	0	0	0.02	0.01	0	0.01	0	0.03
Al ₂ O ₃	20.21	19.62	19.97	20.17	19.6	20.25	22.94	24.15	22.8	22.72
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0.29	0.12	0.14	0.14	0.22	0.18	0.07	0.23	0.22	0.12
MnO	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0
MgO	0	0.01	0.36	0.05	0	0	0	0	0	0
CaO	0.98	0.33	0.6	0.82	0.51	1.1	5	6.44	4.45	5.12
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	11.66	11.85	11.9	11.79	11.94	11.82	9.58	8.47	8.77	9.32
K ₂ O	0.05	0.05	0.12	0.14	0.2	0.11	0.06	0.06	1.11	0.06
total	100.56	99.53	100.43	100.17	100.19	100.29	100.97	100.52	100.9	100.88
Si	2.925	2.957	2.918	2.916	2.943	2.902	2.766	2.701	2.792	2.784
Ti	0	0	0	0	0.001	0	0	0	0	0.001
Al	1.034	1.013	1.02	1.034	1.005	1.037	1.182	1.257	1.181	1.174
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe+3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe+2	0.011	0.004	0.005	0.005	0.008	0.007	0.003	0.008	0.008	0.004
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0.001	0.023	0.003	0	0	0	0	0	0
Ca	0.046	0.015	0.028	0.038	0.024	0.051	0.234	0.305	0.21	0.241
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0.982	1.006	1	0.995	1.007	0.996	0.812	0.725	0.747	0.792
K	0.003	0.003	0.007	0.008	0.011	0.006	0.003	0.003	0.062	0.003
tot. cat.	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
tot. oxy.	7.95	7.959	7.924	7.932	7.937	7.92	7.95	7.965	7.978	7.974
An	4.426	1.511	2.693	3.673	2.281	4.862	22.31	29.48	20.56	23.21
Ab	95.3	98.21	96.66	95.57	96.65	94.55	77.36	70.18	73.33	76.46
Or	0.268	0.272	0.641	0.746	1.065	0.579	0.318	0.327	6.106	0.323



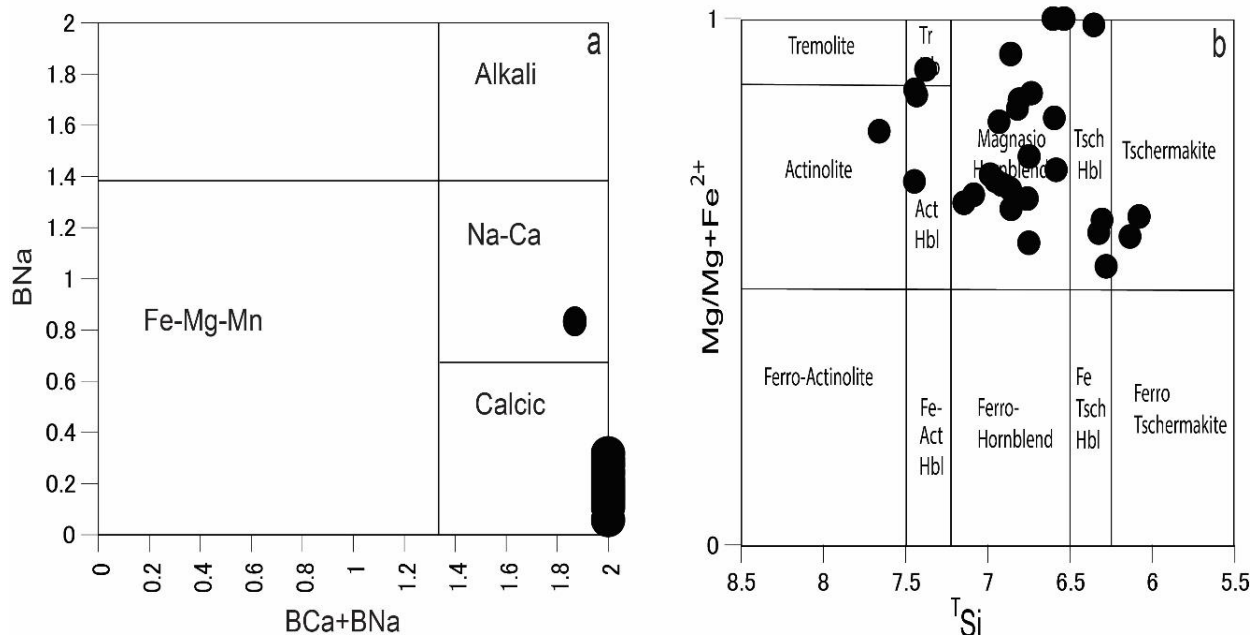
شکل ۴- طبقه‌بندی پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های متابازیت مورد مطالعه (Deer et al., 1991).

Fig. 4. Ab-Or-An diagram for studied plagioclase minerals in metabasite rocks (Deer et al., 1991).

جدول ۳- نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی آمفیبول.

Table 3. Results of electron microprobe analyses of amphibole mineral.

Point No	6 / 1	7 / 1	8 / 1	11 / 1	13 / 1	14 / 1	32 / 1	33 / 1	37 / 1	38 / 1
SiO ₂	47.93	46.2	48.8	49.72	45.85	44.93	43.33	42.3	53.37	50.48
TiO ₂	0.09	0.29	0.25	0.26	0.22	0.28	0.08	0.04	0.71	1.33
Al ₂ O ₃	13.65	10.04	8.39	7.79	10.26	11.49	14	16.1	4.02	6.71
FeO	11.11	12.25	11.17	10.3	10.79	10.44	19.44	15.83	15.02	15.76
MnO	0.68	0.62	0.61	0.65	0.62	0.58	0.2	0.22	0.21	0.18
MgO	14.33	13.21	16.29	17.41	15.23	16.09	8.97	10.53	14.62	13.34
CaO	7.01	12.39	12.35	11.91	12.03	11.1	11.56	11.88	12.25	11.87
Na ₂ O	3.12	2.43	1.9	1.55	2.16	1.79	2.71	3.13	0.86	1.44
K ₂ O	0.35	0.81	0.6	0.52	0.94	1.46	0.25	0.15	0.08	0.15
Total	98.29	98.26	100.37	100.13	98.13	98.19	100.57	100.19	101.15	101.27
T.Si	6.75	6.68	6.86	6.95	6.59	6.45	6.32	6.10	7.51	7.16
T.Al	1.27	1.32	1.14	1.05	1.42	1.56	1.71	1.93	0.46	0.82
T.Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02
T.sum	8.02	8.01	8.01	8.00	8.01	8.01	8.02	8.03	8.01	8.00
C.Al	0.99	0.39	0.25	0.23	0.32	0.38	0.70	0.81	0.20	0.30
C.Ti	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.12
C.Fe ⁺³	0.65	0.43	0.50	0.54	0.53	0.64	0.50	0.45	0.28	0.31
C.Mn ⁺²	0.05	0.07	0.05	0.05	0.06	0.05	0.02	0.03	0.01	0.01
C.Mg	2.89	2.85	3.41	3.63	3.26	3.40	1.94	2.27	3.05	2.79
C.Fe ⁺²	0.37	1.18	0.78	0.56	0.77	0.48	1.82	1.41	1.48	1.50
C.sum	4.98	4.93	5.01	5.04	4.97	4.99	5.01	4.99	5.07	5.04
B.Mn ⁺²	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01
B.Fe ⁺²	0.29	0.00	0.04	0.11	0.00	0.14	0.05	0.05	0.01	0.05
B.Mg	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.03
B.Ca	1.04	1.93	1.87	1.79	1.86	1.71	1.81	1.84	1.86	1.81
B.Na	0.48	0.25	0.08	0.05	0.13	0.06	0.12	0.11	0.10	0.09
B.sum	1.95	2.19	2.01	1.97	2.01	1.97	2.00	2.01	2.00	2.00
A.Ca	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
A.Na	0.37	0.43	0.44	0.37	0.47	0.44	0.64	0.76	0.13	0.30
A.K	0.06	0.15	0.10	0.09	0.17	0.27	0.04	0.02	0.00	0.02
A.sum	0.45	0.58	0.54	0.46	0.64	0.72	0.69	0.79	0.13	0.32



شکل ۵- (a) نمودار BNa در مقابل BCa + BNa برای کانی آمفیبول در سنگ‌های متابازیت مورد مطالعه (Leak et al., 1997) و (b) نمودار نسبت Mg/(Mg+Fe) در مقابل TSi (سیلیس تترائدری) برای کانی آمفیبول (Leak et al., 1997).

Fig. 5. (a) BNa versus BCa + BNa diagram for amphibole in studied metabasite rocks (Leak et al., 1997) (b) Mg/(Mg+Fe) versus TSi diagram for amphibole minerals (Leak et al., 1997).

نتیجه گرفت که آلودگی پوسته‌ای در تحول این ماگما نقش نداشته است یا اینکه دارای تأثیر اندکی بوده است.

۸- تعیین منشأ

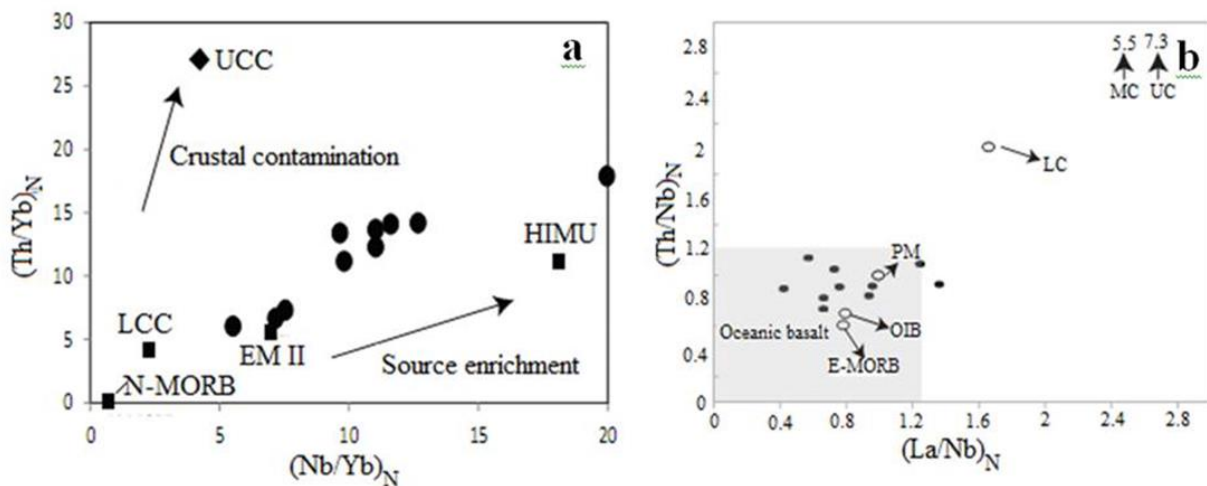
غنی‌شدگی از HFSE (Th, Nb) در الگوی عناصر نادر بهنجار شده با گوشته اولیه و LREE در الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده با کندریت نشان دهنده خصوصیات ژئوشیمی OIB در نمونه‌های مورد مطالعه است. نسبت عناصر نادر در نمونه‌های مورد مطالعه است. OIB: ۰/۰۸-۰/۲، Ce/Nb (۱/۷۴، OIB: ۱/۲۲-۲/۲۰) و Hf/Nb (۳/۶۳-۶، OIB: ۴/۲۸) مقادیر استفاده شده برای OIB برگرفته از Wilson (۲۰۰۷) است) موید گرایش این نمونه‌ها به OIB است. مقدار بالای نسبت Ti/V (۵۶/۵-۶۶/۸) این نمونه‌ها که در نمودار $Ti-V$ نشان داده شده است حاکی است که تمام نمونه‌ها در میدان OIB قرار دارند (شکل ۷a). همچنین در نمودار TiO_2/Yb در مقابل Nb/Yb نیز نمونه‌ها در میدان بازالت‌های آلکان OIB قرار می‌گیرند (Pearce, 2008) (شکل ۷b). Fitton و همکاران (۱۹۷۷) بر مبنای سه عنصر Zr-Y-Nb پارامتر ΔNb را برای تشخیص بازالت‌های OIB اطراف جزایر ایسلند پیشنهاد نمودند. بازالت‌های

۷- آلودگی پوسته‌ای

بی‌هنجاری Ti در مقایسه با عناصر مجاورش Eu, Y در نمودار عناصر نادر بهنجار شده به گوشته اولیه نشان آلودگی با پوسته قاره‌ای است (Rudnick and Gao, 2003). Ti جز مقاوم‌ترین عناصر در برابر دگرسانی است (Bienvenu et al., 1990). نمونه‌های مورد مطالعه فاقد بی‌هنجاری منفی Ti در نمودار عناصر نادر بهنجار شده با گوشته اولیه هستند. بنابراین می‌توان فرض آلودگی پوسته‌ای برای این نمونه‌ها را رد نمود. پوسته قاره‌ای، غنی از LREE و LILE و به شدت تهی از Nb, Ta است (Rudnick and Gao, 2003, Rollinson, 1993). لذا عدم وجود بی‌هنجاری منفی Nb در این نمونه‌ها را می‌توان به دلیل عدم مشارکت پوسته قاره‌ای در ژنز آن‌ها دانست. در نمودار pm (Th/Yb) در مقابل pm (Nb/Yb)، نمونه‌های مورد مطالعه در میدان EMORB و OIB هستند و این امر نقش کم اهمیت آلودگی پوسته‌ای را در تحول آن‌ها نشان می‌دهد (شکل ۷a). در نمودار $(Th/Nb)_N$ در مقابل $(La/Nb)_N$ تأثیر آلودگی پوسته‌ای نشان داده شده است (Zhu et al., 2008) (شکل ۷b). در این نمودار نیز نمونه‌ها در میدان بازالت جزایر اقیانوسی و به دور از ترکیب پوسته تحتانی قرار دارند. بنابراین می‌توان

می‌گیرند (شکل e۷). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت ماگمای اولیه این سنگ‌های مافیک از گوشته منشأ اسپینل دار با مقدار اندک گارنت ایجاد شده است. درجه ذوب بخشی اندک به همراه حضور گارنت در منشأ، الگوی تفریق یافته REE و نسبت بالا $Nb/Yb, TiO_2/Yb$ را به خوبی توضیح می‌دهد. این امر به دلیل سازگاری بالای عناصر HREE بخصوص Yb برای گارنت است. مشابه آنچه توسط Zhang و همکاران (۲۰۱۸) پیشنهاد شده می‌توان نتیجه گرفت که نمونه‌های مورد مطالعه در نزدیکی مرز تحولی گارنت-اسپینل از ذوب در اثر کاهش فشار در یک محیط کششی ایجاد شده‌اند.

OIB دارای $\Delta Nb > 0$ و بازالت‌های NMORB دارای $\Delta Nb < 0$ هستند. در سنگ‌های متابازیت منطقه جنوب شرق بروجرد ΔNb بین $0.07-0.55$ با میانگین 0.3 است که نشانه متمایز بودن این نمونه‌ها از بازالت‌های مورب و حواشی فعال قاره‌ای است. در نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Y و نمودار Zr/Nb در مقابل Nb/Th ارائه شده توسط Condie (۲۰۰۵) تمام نمونه‌ها در میدان OIB قرار دارند (شکل c۷ و d). نسبت La/Yb و Sm/Yb در نمونه‌های متابازیت جنوب شرق بروجرد بالا است به نحوی که این نمونه‌ها پایین‌تر از منحنی ذوب گارنت + اسپینل لرزولیت و بالاتر از منحنی ذوب اسپینل لرزولیت قرار



شکل ۶- (a) نمودار $(Th/Yb)_N$ در مقابل $(Nb/Yb)_N$ نسبت‌ها به مقادیر گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) به‌نجار شده‌اند. (b) نمودار نسبت‌های به‌نجار شده گوشته‌ای $(Th/Nb)_N$ در مقابل $(La/Nb)_N$ برای بررسی آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های جنوب شرق بروجرد. N نشان دهنده به‌نجار شده با ترکیب گوشته اولیه است. PM گوشته اولیه، E-MORB، N-MORB، OIB برگرفته از Sun و McDonough (1989). LC پوسته قاره‌ای تحتانی، MC پوسته قاره‌ای میانی، UC پوسته قاره‌ای بالایی برگرفته از Rudnick and Gao (2003).

Fig. 6. (a) $(Th/Yb)_N$ versus $(Nb/Yb)_N$ graph, ratios normalized to primary mantle values (Sun and McDonough, 1989). (b) Mantle normalized ratios $(Th/Nb)_N$ vs. $(La/Nb)_N$ diagram to investigate crustal contamination in the southeast of Borujerd rocks. N represents the normalized composition of the primary mantle (Sun and McDonough, 1989). Prime mantle PM, NMORB, EMORB, OIB taken from Sun and McDonough (1989). LC lower continental crust, MC middle continental crust, UC upper continental crust taken from (Rudnick and Gao, 2003).

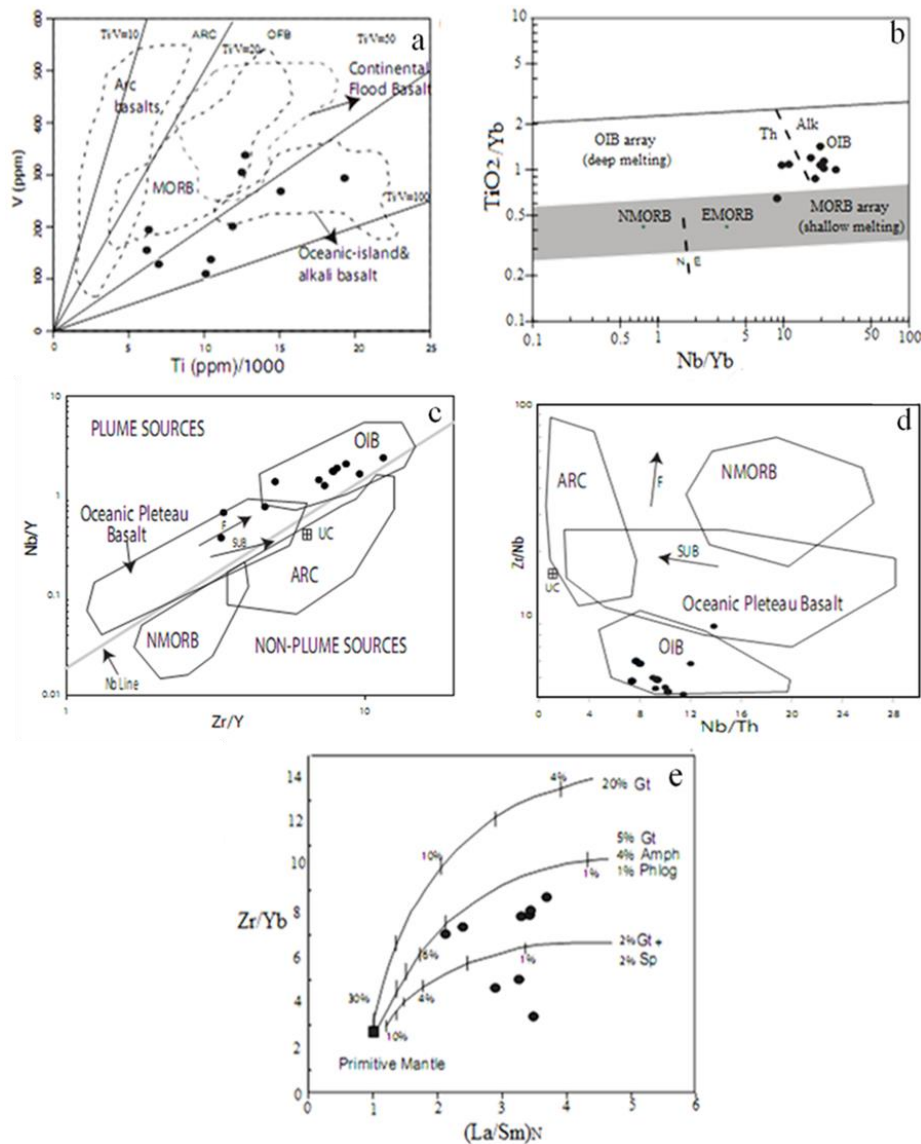
Hunziker et al., 2015). بر پایه این مطالعات برای پهنه

سنندج سیرجان در دوران ژوراسیک محیط ریفت قاره‌ای در حال گسترش ارائه شده است (Azizi and Stern, 2019; Hunziker et al., 2015; Lechmann et al., 2018).

Shakerardakani و همکاران (۲۰۱۷) در مجموعه ژان در بخش میانی پهنه سنندج-سیرجان در شرق منطقه مورد مطالعه، سنگ‌های مافیک تریاس را مورد بررسی قرار داده است. به نظر این محققین این سنگ‌های مافیک از نوع بازالت‌های آکالن با گرایش OIB هستند و در مرحله باز شدن اقیانوس

۹- جایگاه تکتونوماگمایی

عمدتاً سنگ‌های آذرین ژوراسیک را نتیجه ماگماتیسم در کمان ماگماییناشی از فرورانش نئوتیس به زیر پهنه سنندج - سیرجان می‌دانند (مانند- Esna Khalaji et al., 2007; Ashari et al., 2012; Deevsalar et al., 2017). با این وجود مطالعات اخیر نشان دهنده آن است که یک جزء گوشته‌ای غنی شده در تشکیل بازالت‌های توله‌ایتی به سن ژوراسیک در بخش‌های شمال غرب و جنوب شرق پهنه سنندج سیرجان نقش داشته است (Azizi et al., 2015, 2018;)

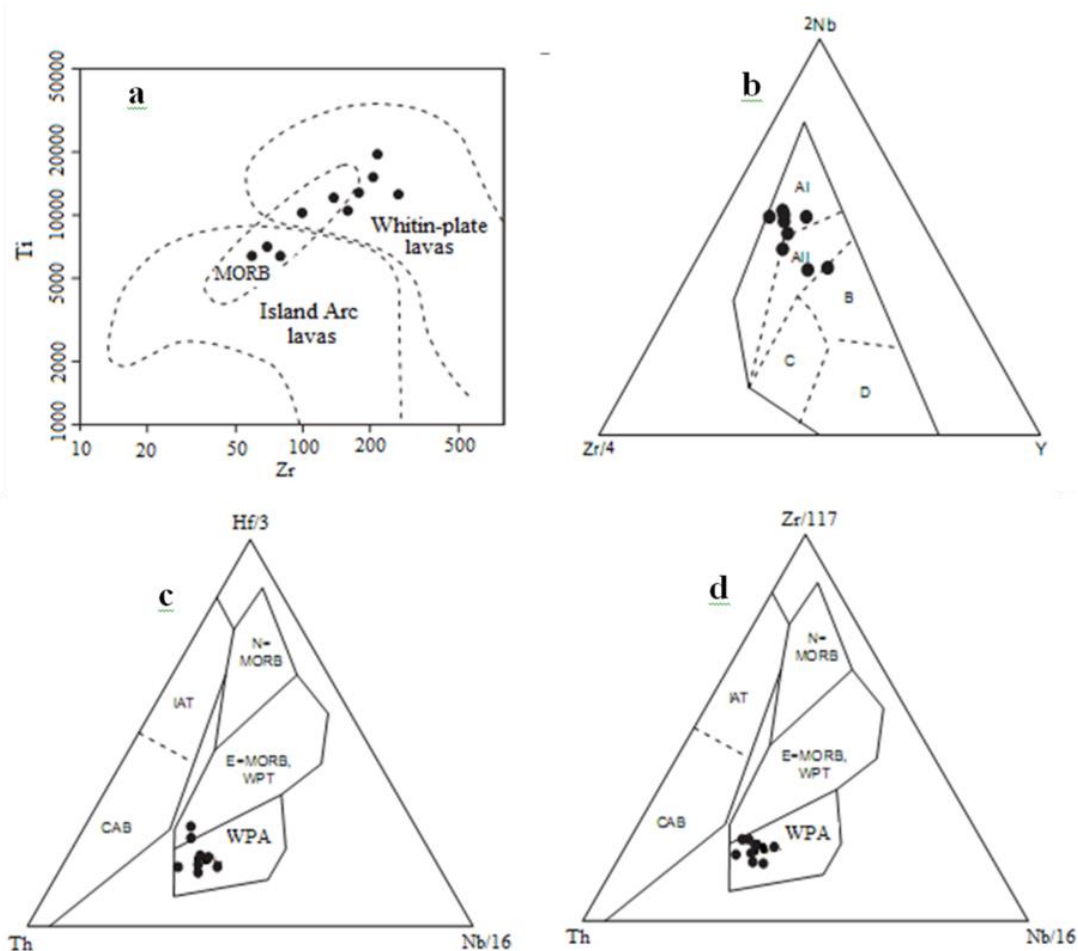


شکل ۷- انواع گوشته و میدان‌های مربوط به بازالت‌های نواحی زمین‌ساختی مختلف. (a) نمودار V-Ti/1000 برای بازالت‌ها (Shervais, 1982). میدان بازالت‌های کمائی، مورب، بازالت‌های طغیانی قاره‌ای، جزایر اقیانوسی و بازالت آلکالن بر گرفته از Rollinson (۱۹۹۳). (b) نمودار TiO₂/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce, 2008). OIB دارای نسبت Ti/Yb بالاتر از MORB است. (c) نمودار Nb/Th در مقابل Zr/Nb (Condie, 2005). OIB دارای نسبت Ti/Yb بالاتر از MORB است. (d) Zr/Y در مقابل Nb/Y، پیکان‌ها نشان دهنده مسیر ذوب بخشی (F) و فرورانش (sub) هستند. ARC بازالت مرتبط با کمان، N-MORB بازالت پشته میان اقیانوسی عادی، OIB بازالت جزایر اقیانوسی از Condie (2005) و (e) نمودار Zr/Y در مقابل N(La/Sm) برای سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده جنوب شرق بروجرد، منحنی‌ها نشان دهنده ترکیب مذاب‌های حاصل از ذوب یکنواخت پریدوتیت در ارتباط با گوشته اولیه هستند از Gurenko و همکاران (2006) و همکاران. Gt: گارنت، Amph: آمفیبول، Phlog: فلوگوپیت، Sp: اسپینل.

Fig. 7. Mantle types and fields related to basalts of different tectonic areas. (a) V-Ti/1000 diagram for basalts (Shervais, 1982), The field of arc basalts, MORB, continental flood basalts, oceanic islands and alkaline basalts taken from Rollinson (1993), (b) Graph of TiO₂/Yb versus Nb/Yb (Pearce, 2008). OIB has a higher Ti/Yb ratio than MORB. (c) Diagram of Nb/Th vs. Zr/Nb (Condie, 2005). (d) Zr/Y vs. Nb/Y, arrows indicate the path of partial melting (F) and subduction (sub). ARC basalt associated with the arc, N-MORB normal mid-ocean ridge basalt, OIB basalt of oceanic islands (Condie, 2005) and (e) graph of Zr/Y versus N(La/Sm) for metavolcanic rocks in the southeast of Borujerd, the curves show the composition of melts resulting from the uniform melting of peridotite in relation to the primary mantle (Gurenko et al., 2006). Gt: garnet, Amph: amphibole, Phlog: phlogopite, Sp: spinel

براساس شواهد زمین‌شیمی و مطالعات ایزوتوپی، متعلق به محیط ریفت درون قاره‌ای می‌دانند. براساس این مطالعات، به نظر می‌رسد که ماگماتیسم پهنه سندج-سیرجان از دوران تریاس فوقانی تا ژوراسیک در محیط کششی درون قاره‌ای پدید آمده است.

نئوتتیس و در حاشیه غیر فعال شمالی آن در زمان تریاس ایجاد شده‌اند. سنگ‌های متابازیت جنوب شرق بروجرد به سن تریاس پسین مشابه با سنگ‌های مافیک تریاس مجموعه ژان هستند و به نظر می‌رسد از گوشته نوع OIB در محیط ریفت درون قاره‌ای منشأ گرفته‌اند (شکل ۸ a، b، c، d). عزیز و همکاران، 2018، (2020) سنگ‌های متابازیت جنوب قروه به سن ژوراسیک را



شکل ۸- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده جنوب-شرق بروجرد در نمودارهای تفکیکی محیط تکتونوماگمایی. (a) نمودار تمایزی برای بازالت‌ها بر اساس Zr-Ti اکتباس از Pearce و Cann (۱۹۷۳)، (b) نمودار سه تایی Nb-Zr-Y از Meschede (۱۹۸۶) اکتباس شده است، (c) و (d) نمودارهای سه تایی Nb-Th-Hf-Zr از Wood (۱۹۸۰) اکتباس شده است.

Fig. 8. The position of metavolcanic rocks in the southeast of Borujerd in the tectonomagmatic environment separation diagrams. (a) Nb-Zr-Y diagram (Meschede, 1986), (b) Differentiation diagram for basalts based on Ti-Zr (Pearce and Cann, 1973) and (c, d) Nb-Th-Hf-Zr ternary diagrams (Wood, 1980).

این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، کوارتز، کلریت، اپیدوت، کلسیت و سریسیت می‌باشند. نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای نشان می‌دهد که ترکیب فلدسپارها در این سنگ‌ها در محدوده‌ی آلبیت، اولیگوکلاز و آنورتوکلاز قرار گرفته‌اند.

۱۰- نتیجه‌گیری

سنگ‌های متابازیت منطقه جنوب شرق بروجرد با ترکیب آکالی بازالت که به صورت بین لایه‌ای با سنگ‌های رسوبی دگرگون شده بهسن تریاس پسین می‌باشند. کانی‌های تشکیل دهنده

در سنگ‌های متابازیت جنوب شرق بروجرد بالا است که نشان می‌دهد ماگمای اولیه این سنگ‌ها از گوشته منشأ اسپینل دار با مقدار اندک گارنت ایجاد شده است و می‌توان نتیجه گرفت که این سنگ‌ها در نزدیکی مرز تحولی گارنت-اسپینل از ذوب در اثر کاهش فشار در یک محیط کششی ایجاد شده‌اند. به طور کلی نتایج حاصل از این مطالعه نشان می‌دهد که سنگ‌های متابازیت جنوب شرق بروجرد از نوع بازالت‌های آلکالن با گرایش OIB هستند که در محیط ریفت درون قاره‌ای در زمان تریاس ایجاد شده‌اند و با توجه به نسبت‌های عناصر نادر Ce/Nb , Hf/Nb , $Zr/NbTiO_2/Yb$, Nb/Yb ، غنی‌شدگی از HFSE (Th, Nb) در الگوی عناصر نادر بهنجار شده با گوشته اولیه و LREE در الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده با کندریت و نمودارهای متعدد تمایز محیط زمین‌ساختی به نظر می‌رسد از درجات ذوب بخشی اندک گوشته لرزولیتی با مشخصات OIB در میدان پایداری گارنت ایجاد شده‌اند.

آمفیبول‌ها در محدوده اکتینولیت، اکتینولیت هورنبلند، منیزیوهورنبلند و چرماکیت هورنبلند تا چرماکیت قرار می‌گیرند. آمفیبول‌ها در این متابازیت‌ها در دو دسته ماگمایی اولیه و دگرگونی قابل تقسیم هستند. آمفیبول‌های دگرگونی عمدتاً دارای ترکیب اکتینولیتی هستند. بر طبق مطالعات زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها دارای ویژگی‌های ماگمای آلکالن می‌باشند. این سنگ‌ها در الگوی عناصر نادر بهنجار شده با گوشته اولیه فاقد بیهنجاری در عناصر HFSE همانند Nb, Ta, Ti است و الگوی شبیه به بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) را نشان می‌دهند. نبود بیهنجاری منفی Ti در این نمودارها و فقدان بیهنجاری منفی Nb در این نمونه‌ها را می‌توان به دلیل عدم مشارکت پوسته قاره‌ای در ژنز آن‌ها دانست. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که آلودگی پوسته‌ای در تحول ماگمای این سنگ‌ها نقش نداشته است یا اینکه دارای تأثیر اندکی بوده است. از طرف دیگر نسبت La/Yb و Sm/Yb

مراجع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148(5-6), 692-725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Anderson, J.L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 87(1-2), 125-138. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006544>
- Azizi, H., Stern, R. J. 2019. Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj-Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. *Terra Nova* 31(5), 415-423. <https://doi.org/10.1111/ter.12404>
- Azizi, H., Lucci, F., Stern, R.J., Hasannejad, S. Asahara, Y., 2018. The Late Jurassic Panjeh submarine volcano in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, northwest Iran: Mantle plume or active margin?. *Lithos*, 308, 364-380. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.03.019>
- Azizi, H., Zanjefili-Beiranvand, M., Asahara, Y. 2015. Zircon U-Pb ages and petrogenesis of a tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) complex in the northern Sanandaj-Sirjan zone, northwest Iran: Evidence for Late Jurassic arc-continent collision. *Lithos* 216, 178-195. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.012>
- Bas, M.L., Maitre, R.L., Streckeisen, A., Zanettin, B. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 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>
- Berberian, F. Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. *Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution* 3, 5-32. <https://doi.org/10.1029/GD003p0005>
- Bienvenu, P., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M. Dmitriev, L., 1990. MORB alteration: Rare-earth element/non-rare-earth hygromagmaphile element fractionation. *Chemical Geology* 82, 1-14. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90070-N](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90070-N)
- Condie, K.C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos* 79(3-4), 491-504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare earth element and yttrium enrichment in subaerially exposed basalts:

- Evidence from France Polynesia. *Chemical Geology* 119 (1-4), 115–138. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00102-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00102-E)
- Davoudian, A.R., Genser, J., Dachs, E. Shabaniyan, N., 2008. Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Mineralogy and Petrology* 92, 393-413. <https://doi.org/10.1007/s00710-007-0204-6>
- Deer, W.A., Howie, R. A., Zussman, J., 1991. An introduction to the rock-forming minerals. Longman, London, P.712.
- Deevsalar, R., Shinjo, R., Ghaderi, M., Murata, M., Hoskin, P.W.O., Oshiro, S., Wang, K.L., Lee, H.Y., Neill, I., 2017. Mesozoic–Cenozoic mafic magmatism in Sanandaj–Sirjan Zone, Zagros Orogen (Western Iran): Geochemical and isotopic inferences from Middle Jurassic and Late Eocene gabbros. *Lithos* 284-285, 588-607. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.05.009>
- Deevsalar, R., Shinjo, R., Wang, K.L., Yeganehfar, H., Neill, I., 2018. Gabbroic-dioritic dykes from the Sanandaj-Sirjan Zone: windows on Jurassic and Eocene geodynamic processes in the Zagros Orogen, western Iran. *Journal of the Geological Society* 175(6), 915-933. <https://doi.org/10.1144/jgs2017-156>
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M. V., Hassanzadeh, J., Sepahi, A. A. 2012. Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 43(1), 11-22. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.001>
- Féménias, O., Mercier, J.C.C., Nkono, C., Diot, H., Berza, T., Tatu, M., Demaiffe, D., 2006. Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *American Mineralogist* 91(1), 73-81. DOI: 10.2138/am.2006.1869
- Fergusson, C.L., Nutman, A.P., Mohajjel, M. Bennett, V.C., 2016. The Sanandaj–Sirjan Zone in the Neo-Tethyan suture, western Iran: Zircon U–Pb evidence of Late Palaeozoic rifting of northern Gondwana and mid-Jurassic orogenesis. *Gondwana Research*, 40, 43-57. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.08.006>
- Fitton, J.G., Saunders, A.D., Norry, M.J., Hardarson, B.S., Taylo, R.N., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters* 153(3-4), 197-208. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00170-2)
- Floyd, P.A. Winchester, J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters* 27(2), 211-218. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90031-X)
- Ghasemi, A. Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26(6), 683-693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Gurenko, A.A., Hoernle, K.A., Hauff, F., Schmincke, H.U., Han, D., Miura, Y.N., Kaneoka, I., 2006. Major, trace element and Nd–Sr–Pb–O–He–Ar isotope signatures of shield stage lavas from the central and western Canary Islands: Insights into mantle and crustal processes. *Chemical Geology* 233(1-2), 75-112. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.016>
- Hajmolla-Ali, A., Sahandi, M.R., 1989. Geological quadrangle map of the Borujerd area, 1:100000, No: 5757, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Hassanzadeh, J. Wernicke, B.P., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics* 35(3), 586-621. <https://doi.org/10.1002/2015TC003926>
- Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity: part I. Mafic phases. *Journal of Petrology* 14(2), 249-302. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.2.249>
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72(3-4), 231-239.
- Howie, R.A., Zussman, J. and Deer, W., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. London, UK: Longman. P. 696
- Hunziker, D., Burg, J. P., Bouilhol, P., von Quadt, A. 2015. Jurassic rifting at the Eurasian Tethys margin: Geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran. *Tectonics* 34(3), 571-593. <https://doi.org/10.1002/2014TC003768>
- Khalaji, A. A., Esmaeily, D., Valizadeh, M. V., 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), 859-877. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.06.005>
- Khalaji, A. A., 2006. Petrology of the granitoid rocks of the Boroujerd area. Ph.D Thesis, University of Tehran, Tehran, Islamic Republic of Iran.

- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G. Linthout, K., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist* 35(1), 219-246. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13>
- Lechmann, A., Burg, J. P., Ulmer, P., Mohammadi, A., Guillong, M., Faridi, M. 2018. From Jurassic rifting to Cretaceous subduction in NW Iranian Azerbaijan: geochronological and geochemical signals from granitoids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 173, 1-16. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1532-8>
- Lin, C., Zhang, J., Wang, X., Putthapiban, P., Zhang, B., Liu, K. Huang, T., 2020. Late Triassic back-arc spreading and initial opening of the Neo-Tethyan Ocean in the northern margin of Gondwana: Evidences from Late Triassic BABB-type basalts in the Tethyan Himalaya, Southern Tibet. *Lithos* 358, 105408. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105408>
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb, Zr, Y diagram. *Chemical Geology* 56(3-4), 207-218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5)
- Mohajjel, M. Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural Geology* 22(8), 1125-1139. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00023-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00023-7)
- Mohajjel, M. Fergusson, C.L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, 56(3), 263-287. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.853919>
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4), 397-412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Moinevaziri, H., Akbarpour, A. Azizi, H., 2015. Mesozoic magmatism in the northwestern Sanandaj–Sirjan zone as an evidence for active continental margin. *Arabian Journal of Geosciences*, 8, 3077-3088. <https://doi.org/10.1007/s12517-014-1309-y>
- Mousivand, F., Rastad, E., Meffre, S., Peter, J.M., Solomon, M. Zaw, K., 2011. U–Pb geochronology and Pb isotope characteristics of the Chahgaz volcanogenic massive sulphide deposit, southern Iran. *International Geology Review* 53(10), 1239-1262. <https://doi.org/10.1080/00206811003783364>
- Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D.V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, M. Zanchi, A., 2009. Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian. *GeoArabia* 14(4), 17-48. <https://doi.org/10.2113/geoarabia140417>
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica 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)
- Navabpour, P., Angelier, J. Barrier, E., 2010. Mesozoic extensional brittle tectonics of the Arabian passive margin, inverted in the Zagros collision (Iran, interior Fars). *Geological Society, London, Special Publications* 330(1), 65-96. <https://doi.org/10.1144/SP330.5>
- Pearce, J.A. 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., 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>
- Radfar, J., 1988. The study of geology and petrology of granitoid rocks in the Astana-Ghosheh area. M.Sc. thesis, Tehran University.
- Rollinson, H.R., 2014. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical. P. 384.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry* 3, 1-64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- Sahandi, M. R., Radfar, J., Hoseinidost, J., Mohajjel, M., 2006. Geological quadrangle map of the Shazand area, 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110(2-3), 304-310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>

- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Liu, X., Genser, J., Monfaredi, B. Masoudi, F., 2017. Geochemical and isotopic evidence for Carboniferous rifting: mafic dykes in the central Sanandaj-Sirjan zone (Dorud-Azna, West Iran). *Geologica Carpathica* 68(3), 229-247. <https://doi.org/10.1515/geoca-2017-0017>
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59(1), 101-118. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90120-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90120-0)
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7), 1229–1258.
- Stocklin, J., Nabavi, M.H., 1973. Tectonic map of Iran. *Geological Survey of Iran*, 1(5).
- 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>
- Willson, M., 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*, Springer Dordrecht. P. 466. <https://doi.org/10.1007/978-94-010-9388-0>
- Winchester, J.A. Floyd, P.A., 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)
- Zhang, H., Chen, J., Yang, T., Hou, Z., Aghazadeh, M., 2018. Jurassic granitoids in the northwestern Sanandaj–Sirjan Zone: Evolving magmatism in response to the development of a Neo-Tethyan slab window. *Gondwana Research* 62, 269-286. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.01.012>
- Zhu, D., Mo, X., Pan, G., Zhao, Z., Dong, G., Shi, Y., Liao, Z., Wang, L. Zhou, C., 2008. Petrogenesis of the earliest Early Cretaceous mafic rocks from the Cona area of the eastern Tethyan Himalaya in south Tibet: Interaction between the incubating Kerguelen plume and the eastern Greater India lithosphere? *Lithos* 100(1-4), 147-173. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.024>