

Research Article

Petrogenesis and tectonic setting of Aftabru-Qlichkandi High-K metaluminous intrusive bodies (South of Buin-Zahra): Evidences from Nd-Sr isotopic Data

Hassan Gohari, Ph. D. Student, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
ha.gohari@mail.um.ac.ir

Mohammad Hassan Karimpour  , Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Mashhad, Iran; Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
karimpur@um.ac.ir

Hooshng Asadi Haroni, Assistant Professor, Earth Sciences University of western Australia, Perth, Australia
Hooshang.asadiharoni@uwa.edu.au

Seyyed Ahmad Mazaheri, Professor, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
mazaheri@um.ac.ir

Jose Fransisco Santos, Professor, Department of Geosciences, Geobiotec Research Unit, University of Aveiro, Portugal
jfsantos@ua.pt

Tonny Bern Thomsen, Ph. D., Department of Petrology and Economic Geology, Geological Survey of Danish and Greenland, Copenhagen, Denmark
tbt@geus.dk



Article History

Received: 27 November 2021

Accepted: 19 February 2021

Keywords

intrusive masses
calc-alkaline, subduction
Aftabru
Qlichkandi
Urmia-Dokhtar
Central Iran

 [20.1001.1.22285210.1401.13.2.7.7](https://doi.org/10.22285/210.1401.13.2.7.7)
 [10.22108/ijp.2022.131652.1259](https://doi.org/10.22108/ijp.2022.131652.1259)

Introduction

Granites are the most important components of the continental crusts. As an important part of the Alpine-Himalayan global belt and the result of the Tethys evolutionary cycle, the Urmia-Dokhtar Magmatic Arc (UDMA) has formed during different magmatic periods. The most important magmatic episode of UDMA igneous rocks, which is the result of lithospheric extension and extensive magmatism, occurred during 55 to 37 Ma (Moghadam et al., 2015). In order to enhance our understanding of tectonomagmatic evolution of the continental crust during this period, in this research, the intrusive masses of Aftabru and Qlichkandi will be investigated using geochemical data and the isotopic composition of neodymium and strontium. The mentioned intrusive masses are located in the southwest region of Buin Zahra in Central Iran zone.

 Corresponding Author

To cite this article:

Gohari, H., Karimpour, M. H., Asadi Haroni, H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Thomsen, T. B. (2022) Petrogenesis and tectonic setting of Aftabru-Qlichkandi High-K metaluminous intrusive bodies (South of Buin-Zahra): Evidences from Nd-Sr isotopic Data. *Petrological Journal*, 50, 151-176.

Geology Background

Urmia-Dokhtar magmatic arc with Cenozoic intrusive and Eocene-Quaternary extrusive rocks shows different levels and rock outcrops in terms of time of origin and erosion rate, same what is seen in the subduction arc of the Andean continental margin. The lithospheric stresses caused by the interaction of the African-Eurasian-Indian lithosphere led to the emergence of Paleogene extensive magmatic activity and a magmatic flare-up lasting 30 Myrs during Eocene and Oligocene. As a result, more than 4 km of Paleogene igneous rocks formed in Saveh, Zarandiyeh, and Tafresh regions. In the south of Bouin Zahra region, pyroclastic outcrops and Eocene lava with a width of about 5km² and 10 km² are found in Aftabru and Qlichkandi areas, respectively.

Methods

After field observations and detailed textural and petrographic studies, 12 suitable samples with minimal weathering and alteration were selected from intrusive rocks and analyzed by XRF and ICP-MS methods for major, trace and rare earth elements. 6 whole rock samples were analyzed for Sr-Nd isotopes.

Petrography

In Aftabru and Qlichkandi areas, quartz monzonites intruded the lower-middle Eocene volcanic and pyroclastic rocks.

Aftabru

Petrological observations show that the Aftabru intrusion contains 7-16 Vol% quartz, 25-30 Vol% K-feldspar, 39-54 Vol% plagioclase, 5-10 Vol% pyroxene, 8-15 Vol% amphibole, as well as 1 Vol% accessory minerals.

Qlichkandi

The medium-grained Qlichkandi intrusive rocks with granular texture, composed of quartz 9-15 Vol% quartz, 25-28 Vol% K-feldspar, 35-

45 Vol% plagioclase, 1-5 Vol% pyroxene, 5-10 Vol% of the common mafic mineral of amphibole, 5 Vol% biotite, and less than 1 Vol% accessory minerals.

Discussion

Based on new geochemical and isotopic data, we will investigate the tectonic location, genesis and magmatic processes affecting the parental magma and the possible source rock of the intrusive masses in the south of Bouin Zahra region.

Tectonic-magmatic zone:

As the pattern of rare earth elements and the spider diagrams of enrichment in LILE and LREE elements and depletion of HFSE and HREE elements display, the most important characteristic of intrusive rocks in the studied area is their similarity to continental margin arc rocks.

Generation and magmatic processes:

Some incompatible trace elements ratios, such as Y/Nb, Nb/Ta and Nb/La that are less affected by differentiation are good indicators for investigation of the magma origin and the crustal contamination effect on the magma. The higher amounts of Y belong to crustal melts or impregnation with crustal materials, and the higher amounts of Nb belong to melts derived from the mantle. In the studied intrusive rocks, Y/Nb ratio is 1.6 on average with a range of 0.6-3.6, which probably indicates mantle with crustal mixing in the magma origin. The Nb/La value is 0.1 in primary mantle and 0.46 in the crustal rocks (Morata et al., 2005), it is about 0.86 on average and equals to the range of 0.1-0.52 in the intrusive rocks of the southern region of Buin Zahra (Qlichkandi, Aftabru). This value indicates a mantle origin for the studied rocks. The Nb/Ta value in mantle rocks is 17.5 and in crustal rocks it is equal to 11-12 (Green, 1995). This ratio is 15 on average (ranging from 8 to 8.26), supporting the mantle origin as well.

Neodymium model age (460-550 Ma) and positive $\epsilon\text{Nd}(t)$ indicate the Cadomian origin of lithospheric rocks of the Aftabru region, while the model age of the samples from Qlichkandi region is 0.9. It shows $\epsilon\text{Nd}(t)$ less than zero. This difference is probably due to the high magma mixing with crustal materials in Qlichkandi region, which is confirmed by the diagram of ϵNd versus Sr isotope. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio for the Aftabru samples is 0.51270-0.51280. But in the Qlichkandi samples, it is 0.51252-0.51242, which is a sign of contamination with the lower continental crust materials and a tendency towards lower crust. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio is 0.70472-

0.70510 in Aftabru and 0.70631-0.70607 in Qlichkandi samples. Therefore, according to the intrusive rock petrologic diagrams, it shows signs of contamination with the underlying crustal materials.

Acknowledgements

The authors would like to express their utmost gratitude for the research grant number 41200/3 from Ferdowsi University of Mashhad, and we are also grateful to all dear referees who did not spare their kindness in increasing the scientific richness and literature of this article.

References


- Green, T. H. (1995) Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust–mantle system. *Chemical Geology*, 120, 347–359 .
- Moghadam, H. S., Li, X. H., Ling, X. X., Santos, J. F., Stern, R. J., Li, Q. L. and Ghorbani, G. (2015) Eocene Kashmar granitoids (NE Iran): Petrogenetic constraints from U-Pb zircon geochronology and isotope geochemistry. *Lithos*, 216, 118–135 .
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suarez, M. (2005) The Bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 18, 147–162.



سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های آذرین درونی متآلومین غنی از پتاسیم آفتابرو-قلیچ‌کندی (جنوب بویین‌زهرا): شواهدی از داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd

حسن گوهری، دانشجوی دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

ha.gohari@mail.um.ac.ir

محمدحسن کریم‌پور ، استاد، گروه زمین‌شناسی و مرکز تحقیقات مواد معدنی باختر کشور، مشهد، ایران؛

دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

karimpur@um.ac.ir

هوشنگ اسدی‌هارونی، استادیار، دانشگاه علوم زمین باختر استرالیا، پرت، استرالیا

hooshang.asadiharoni@uwa.edu.au

سید احمد مظاهری، استاد، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

mazaheri@um.ac.ir

خوزه فرانسیسکو سانتوز، استاد، گروه علوم زمین، واحد تحقیقات ژئوبیوتکنولوژی، دانشگاه آویرا، آویرا، پرتغال

jfsantos@ua.pt

تونی برن تامسن، دکتری، گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، سازمان زمین‌شناسی دانمارک و گرینلند، کپنهاگ، دانمارک

tbt@geus.dk

چکیده

توده‌های آذرین درونی آفتابرو و قلیچ‌کندی در ۴۰ کیلومتری جنوب‌باختری بویین‌زهرا از توابع استان قزوین جای دارند و در کمان ماگمایی ارومیه- دختر از پهنه ساختمانی ایران مرکزی رخنمون پیدا کرده‌اند. این توده‌های متآلومین ترکیب حد واسط با سرشت کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها بیشتر از جنس کوارتز-مونزونیت هستند و در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری انوسن تزریق شده‌اند. برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی، غنی‌شدگی از عنصرهای LREE نسبت به HREE و LILE نسبت به HFSE و کاهش شدید مقدار Nb، Ti و P و افزایش Pb نشانه پیدایش ماگما در پهنه فرورانشی حاشیه‌ای قاره‌ای است. در نمونه‌های منطقه آفتابرو مقدار $\epsilon_{\text{Nd}} +4/1$ تا $+2/3$ و نسبت ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برابر با $0/7047$ تا $0/7051$ است؛ اما در نمونه‌های قلیچ‌کندی مقدار $\epsilon_{\text{Nd}} (1/2 - 3/2)$ کمتر و نسبت ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برابر با $0/7061$ تا $0/7063$ است. سن مدل (TDM2) برای توده آذرین درونی آفتابرو برابر با $0/492$ تا $0/635$ میلیارد سال پیش است؛ اما برای قلیچ‌کندی برابر با $0/919$ تا $1/07$ میلیارد سال پیش است. داده‌های زمین‌شیمیایی توده آذرین درونی آفتابرو به خوبی گویای خاستگاه گوشته‌ای متأثر از سیال‌های رها شده از صفحه فرورانشی هستند؛ اما این داده‌ها برای توده آذرین درونی قلیچ‌کندی نشان‌دهنده اختلاط هیپربولیک یک قطب ماگمای مافیک جدایش‌یافته از گوشته یا یک قطب فلسیک و یا هضم سنگ‌های پوسته قاره‌ای نوپروتروزوییک در جایگاه فرورانشی هستند.

تاریخ دریافت ۱۴۰۰/۰۹/۰۶

تاریخ پذیرش ۱۴۰۰/۱۱/۳۰

کلید واژه‌ها

توده آذرین درونی

کالک‌آلکان

فرورانش

آفتابرو


قلیچ‌کندی

ارومیه- دختر

ایران مرکزی

 20.1001.1.22285210.1401.13.2.7.7

 10.22108/ijp.2022.131652.1259

 نویسنده مسئول

استناد به این مقاله:

گوهری، ح.، کریم‌پور، م. ح.، مظاهری، س. ا.، اسدی‌هارونی، ه.، سانتوز، خ. ف.، تامسن، ت. ب. (۱۴۰۱) سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های آذرین درونی متآلومین غنی از پتاسیم آفتابرو-قلیچ‌کندی (جنوب بویین‌زهرا): شواهدی از داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd. پترولوژی، ۵۰، ۱۵۱-۱۷۶.



مقدمه

گرانیتوئیدها مجموعه بزرگ و مهمی از سنگ‌های ماگمایی و مهم‌ترین سازنده پوسته قاره‌ای به‌شمار می‌روند. به کمک بررسی زمین‌شناسی، زمین‌شیمیایی، سن‌سنجی و ایزوتوپی گرانیتوئیدها، درک واقعی از جایگاه زمین‌ساختی آن و موقعیت ژئودینامیکی آنها در چرخه ویلسون و به‌تبع آن، پتانسیل کانه‌زایی‌های احتمالی همراهشان به‌دست آورده می‌شود (Martin and de Vito, 2005; Richards, 2003, 2009; Yang et al., 2016). کوهزاد زاگرس که بخش مهمی از کمربند جهانی آلپ-همالیا و حاصل چرخه تکاملی تیس است، نقش بسزایی در پیدایش و تکامل پوسته ایران زمین دارد و پهنه ارومیه-دختر با توالی‌های بزرگ ماگمایی عمدتاً سنوزویک پیامد آنست (Berberian and King, 1981; Alavi, 2007). از این‌رو، بررسی و درک فرایندهای ماگمایی آن نیازمند بررسی‌های زمین‌شیمیایی با به‌کارگیری داده‌های ایزوتوپی مختلف خواهد بود. پوسته قاره‌ای ایران به‌نام بلوک سیمیرین در پی اشتقاق لبه شمالی ابرقاره گندوانا طی کادومین (۵۰۰-۶۰۰ میلیون سال پیش) پدید آمده است (Stern, 1994; Şengör et al., 1989, 1985, 1996; Stampfli et al., 2000, 2002; Golonka, 2007). تنش‌های سنگ‌کره‌ای متأثر از دینامیک گوشته در آغاز مزوزویک که به‌دنبال بازشدگی اقیانوس اطلس شمالی و مرکزی روی داده‌اند، فرایند فرورانش با شیب رو به شمال را در بخش باختری ورقه ایران رقم زده‌اند؛ این فرایند تا امروز نیز ادامه دارد و سه‌گوش ماگمایی دور ایران زمین از جمله ارومیه-دختر پیامد آن به‌شمار می‌رود (Stöcklin, 1968; Berberian et al., 1981; Qasemi and Talbot, 2006; Alavi, 2007; Hasanzadeh et al., 2008; Omrani et al., 2008; Verdell et al., 2011). پیدایش سه‌گوش ماگمایی دورتادور ایران که ارومیه-دختر گسترده‌ترین

و مهم‌ترین بخش آن به‌شمار می‌رود، طی دوره‌های ماگمایی مختلف روی داده است. در این میان، مهم‌ترین رویداد ماگمایی سازنده سنگ‌های آذرین ارومیه-دختر که پیامد کشش سنگ‌کره‌ای و ماگماتیسیم گسترده است در ۵۵ تا ۳۷ میلیون سال پیش رخ داده است (Verdel et al., 2011; Rossetti et al., 2014; Moghadam et al., 2014, 2015, 2020) و ماگماتیسیم منطقه بررسی شده نیز بخشی از این رویداد است. از این‌رو، در راستای ارائه مطالب جدید در درک بهتر رخدادهای تکنونوماگمایی و تکامل پوسته قاره‌ای در این دوره، در این پژوهش، توده‌های آذرین درونی آفتابرو و قلیچ‌کندی با به‌کارگیری داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌کل و ترکیب ایزوتوپی نئودیمیم و استرانسیم بررسی خواهند شد. توده‌های آذرین درونی یادشده در جنوب‌باختری بویین‌زهره و در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) رخنمون دارند.

زمین‌شناسی

الف- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

در پی تنش‌های سنگ‌کره‌ای ناشی از برهمکنش ورقه‌های آفریقا-اوراسیا - هند، فعالیت‌های ماگمایی گسترده عمدتاً ۳۰ میلیون ساله از ائوسن تا الیگوسن و در امتداد کمان ماگمایی ارومیه-دختر رخ داده‌اند (Verdel et al., 2011; Moghadam et al., 2020). از نتایج چنین فعالیت‌هایی پیدایش بیشتر از ۴ کیلومتر سنگ‌های پالئوژن در منطقه ساوه، زرنديه و تفرش در حوالی منطقه بررسی شده است که مشتمل بر جریان‌های گدازه، لایه‌های آذرآواری، توف و ایگمبریت هستند (Stöcklin 1968; Berberian and Berberian, 1981; Emami, 1991; Alavi, 2007; Verdell et al., 2011). ترکیب سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن UDMA بسیار متنوع است و

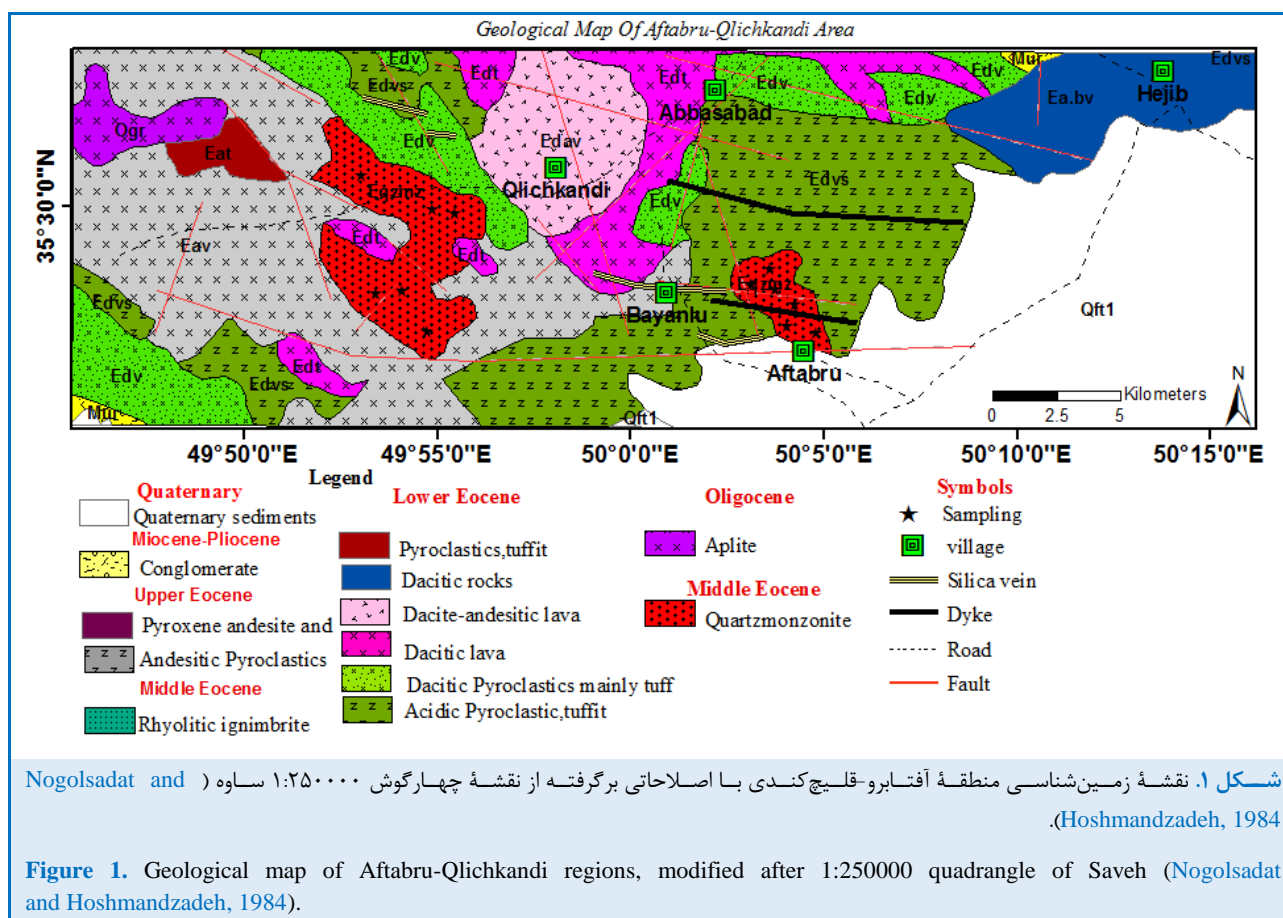
¹ Urmia-Dokhtar Magmatic Arc

K-Ar، توده‌های آذرین درونی این بخش از ایران، سن ۳۷ میلیون سال پیش را نشان می‌دهند. وردل (Verdel, 2011) کشتش ائوسن و روبرداری پوسته زیرین که همراه با گسل‌های امتداد لغز بوده است را مسئول پیدایش توالی‌های ماگمایی در منطقه تفرش-ساوه در جنوب منطقه بررسی شده می‌داند و سن اورانیم-سرب ۳۷/۳ میلیون سال پیش را برای توف‌های بخش بالایی توالی آتشفشانی شمال خاوری ساوه گزارش کرده است. همچنین، وردل (Verdel, 2011) برای سنگ‌های آتشفشانی بخش میانی تا پایه مقطع آتشفشانی ائوسن شمال تفرش، سن ۵۶/۶ تا ۴۴/۳ میلیون سال پیش را به دست آورده است.

ب- زمین‌شناسی منطقه‌ای

در فاصله دو گسل اصلی اشتهارد در شمال و گسل کوشک نصرت در جنوب منطقه، تناوبی از رخنمون‌های آذرآواری و گدازه ائوسن دیده می‌شود. در دو منطقه آفتابرو و قلیچ‌کندی توده‌های آذرین درونی به ترتیب با وسعت نزدیک به ۵ کیلومتر مربع و ۱۰ کیلومتر مربع درون سنگ‌های یادشده نفوذ کرده‌اند (شکل ۱). واحدهای ایگنمبریتی و آذرآواری‌های اسیدی قدیمی‌ترین واحدهای آتشفشانی منطقه به سن ائوسن زیرین هستند که روی آنها تناوبی از واحدهای توفیت و آذرآواری اسیدی و سنگ‌های رسوبی ولکانوژنیک قرار دارد (Nogolsadat and Hoshmandzadeh, 1984). در منطقه قلیچ‌کندی روی واحدهای توفیت، ایگنمبریت و گدازه‌های داسیتی و متعاقباً گدازه‌های آندزیتی همراه با حجم بالایی از آذرآواری‌های آندزیتی نشسته است. جوان‌ترین توالی‌های آتشفشانی منطقه شامل گدازه‌های آندزیتی پیروکسن‌دار و آندزیت‌بازالتی هستند که رخنمون کمابیش گسترده‌ای در باختر آفتابرو و اطراف قلیچ‌کندی دارند. امامی (Emami, 1991) در نقشه چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ قم به‌طور کامل این توالی‌های بزرگ و متنوع آتشفشانی و آذرآواری ائوسن را بررسی و آنها را در ۶ واحد سنگ‌شناختی به نام‌های E1 تا E6 دسته‌بندی کرده است.

به‌همراه سنگ‌های رسوبی قاره‌ای و دریایی به‌صورت میان‌لایه قرار دارند (Amidi et al., 1984). فسیل‌های دریایی نشان می‌دهند توالی‌های آتشفشانی ارومیه-دختر در حوضه‌های دریایی کم ژرفا نهشته شده‌اند؛ به‌گونه‌ای که انتظار می‌رود در محیطی کشتی روی داده باشند (Morley et al., 2009; Verdel et al., 2011). سنگ‌های آتشفشانی نشانه‌هایی از کمان قاره‌ای تیپیک دارند (Omri et al., 2011; Verdel et al., 2011) و با سازند قرمز پایینی ائوسن تا الیگوسن پوشیده می‌شوند که شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ و ژئوپس است. در الیگوسن، ماگماتیسیم به‌سوی محیط‌های برخوردی تغییر کرده و پیامد برخورد ایران با ورقه عربستان بوده است (Verdel et al., 2011). لایه‌های بالایی سنگ‌های پوشاننده الیگوسن سازند قم است که شامل آهک‌های دریایی و مارن با سن الیگوسن پایانی تا میوسن اولیه است. سنگ‌های جوان‌تر پلیوسن و کواترنری ارومیه-دختر از جریان‌های گدازه آکالان و آذرآواری ساخته شده‌اند (Berberian and King, 1981). لایه‌لایه شدن پوسته ضخیم‌شده ایران (Hatzfeld and Molnard, 2010) یا شکست صفحه فرورونده نئوتتیس (Omri et al., 2008; Karimpour et al., 2021) چه‌بسا ولکانیسم پس از برخورد پلیوسن-کواترنری در ارومیه-دختر را به دنبال داشته است. رخنمون‌های سنگ‌های آذرین اصلی در ناحیه شمال‌باختری ساوه و جنوب بوبین‌زهرها به سن پالئوسن تا الیگو-میوسن هستند. این رخنمون‌ها از سنگ‌های آتشفشانی با میان‌لایه‌هایی از آهک و سنگ‌های گرانیتوئیدی ساخته شده‌اند و از دیدگاه شیمیایی بیشتر به سری کالک‌آکالان گرایش نشان می‌دهند (Rezaei-Kakhkhaei et al., 2011; Nouri et al., 2018; Gharamohammadi and Kananian, 2019; Gharamohammadi et al., 2016). همچنین، برپایه بررسی‌های زمین‌شناسی کایلات و همکاران (Caillat et al., 1978) به روش سن‌سنجی



برای سنجش مقدار اکسیدهای اصلی فرستاده شدند و پس از تهیه قرص‌های مخصوص شامل ۰/۵ گرم پودر نمونه و ۰/۵ گرم تتراپورات لیتیم، با دستگاه فیلیپس تجزیه شدند. قرص‌های تهیه‌شده پس از دما داده تا ۹۵۰ درجه سانتیگراد وزن شدند و افت وزنی هر قرص به‌عنوان مقدار مواد فرار نمونه لحاظ شد. سپس هر نمونه تا دمای ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد گرما داده شد و در دستگاه XRF مقدار اکسیدهای اصلی آن اندازه‌گیری شد. ۲۰ گرم پودر از هر نمونه نیز به آزمایشگاه ICP-MS سازمان زمین‌شناسی کشور فرستاده و عنصرهای فرعی و کمیاب اندازه‌گیری شد. در آزمایشگاه، برپایه استاندارد ASTM4698، هر نمونه به مدت دو ساعت در دمای ۸۰ درجه سانتیگراد خشک شد. سپس ۰/۱ گرم از هر نمونه درون ظرف تفلونی در بردار مخصوص ریخته و به آن ۶ میلی‌لیتر HF و ۶ میلی‌لیتر اسید HNO₃ غلیظ افزوده شد. آنگاه ظرف

روش انجام پژوهش

برای بررسی جایگاه زمین‌ساختی و ویژگی‌های ماگمای مادر توده‌های آذرین درونی منطقه، پس از بررسی‌های صحرائی و بررسی‌های دقیق بافتی و سنگ‌نگاری ۱۲ نمونه مناسب با کمترین هوازدگی و دگرسانی از توده‌های آذرین درونی انتخاب و برای تجزیه عنصرهای اصلی و فرعی و کمیاب به آزمایشگاه XRF و ICP-MS سازمان زمین‌شناسی ایران فرستاده شدند. برای بررسی پیدایش و خاستگاه ماگمایی، از میان نمونه‌های تجزیه‌شده، ۶ نمونه در آزمایشگاه ایزوتوپی سنگ کل دانشگاه آویرو کشور پرتغال برای ایزوتوپ‌های Sr-Nd تجزیه شدند. نمونه‌های GMI-01 تا GMI-03 از منطقه آفتابرو و نمونه‌های GMI-04 تا GMI-06 از منطقه قلیچ‌کندی برداشت شده‌اند.

الف- زمین‌شیمی سنگ کل

همه نمونه‌های برگزیده با آسیاب آگات خرد شدند. از هر کدام ۱۰۰ گرم پودر مناسب به آزمایشگاه XRF

یونیزاسیون حرارتی مدل VG Sector 54 اندازه‌گیری شدند. در هنگام اندازه‌گیری، استاندارد SRM-987 با میانگین $(N=12-95\%)$ ؛ $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.710279 \pm 16$ با سطح اطمینان ۹۵ درصد و همچنین، استاندارد JNd-1 با مقدار میانگین $143Nd/144Nd = 0.512638 \pm 78$ و سطح اطمینان ۹۵ درصد $(N=13-95\%)$ به کار گرفته شدند. برای ایزوتوپ‌های Rb و Sm مقادیرهای پیشنهادی^۲ IUPAC (Berglund and Wieser, 2011) به کار گرفته شدند. برای به دست آوردن ϵNd_0 ، داده‌های به دست آمده از^۳ CHUR با مقادیرهای $147Sm/144Nd = 0.1967$ و $143Nd/144Nd = 0.512638$ (de Paolo and Wasserburg, 1976, 1979) به کار گرفته شدند.

ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

در منطقه جنوب بویین زهرا، در دو نقطه بررسی شده در این پژوهش، به نام‌های آفتابرو و قلیچ‌کندی، توده‌های آذرین درونی کوارتز مونزونیتی رخنمون دارند که درون سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن زیرین-میانی نفوذ کرده‌اند (شکل‌های ۱، ۲-A و ۲-B). بافت غالب در هر دو توده آذرین درونی، همسان دانه با ابعاد ریز تا متوسط دانه است. فرسایش سبب ایجاد توپوگرافی نرم با ساخت پوست‌پیزی و سطح گرد تا نیمه‌گرد در رخنمون‌های سنگی منطقه شده است (شکل‌های ۲، ۲-C، ۲-D و ۲-E). از دیگر نکته‌های مهم درباره این توده‌های آذرین درونی حضور غالب آمفیبول بر کانی بیوتیت است. همچنین، در سنگ‌های هر دو منطقه آفتابرو و قلیچ‌کندی، انکلاوهای فراوان تیره رنگی از جنس بازالت و آندزیت‌بازالتی هم‌خاستگاه با سنگ میزبان دیده می‌شوند که ابعاد سانتیمتری تا دسیمتری دارند (شکل ۲-F).

تفلونی به مدت ۳۰ دقیقه در دمای ۲۰۰ درجه سانتیگراد روی صفحه‌های پلایت گذاشته شد تا به شکل ژله در آید. سپس به آن ۲ میلی‌لیتر $HClO_4$ افزوده شده تا محتوی HF حذف و از خورده شدن ظرف شیشه‌ای جلوگیری شود. در این مرحله، خروج دود سفید نشان‌دهنده خروج HF از نمونه است. در پایان برای جلوگیری از رسوب عنصرهایی مانند Sn و Ti، ۲ میلی‌لیتر HCl ۵۰ درصد و ۱۰ میلی‌لیتر آب خالص افزوده شد و به مدت ۵ دقیقه در دمای ۱۵۰ درجه سانتیگراد گرما داده شد. در پایان، ترکیب به دست آمده در بالن شیشه‌ای class ۵۰ با ۱۰۰ میلی‌لیتر آب خالص به حجم رسید و با دستگاه خوانش شد.

ب- ایزوتوپ‌های Sr-Nd

از میان ۱۲ نمونه فرستاده شده به آزمایشگاه ICP-MS و پس از دریافت داده‌ها، ۶ نمونه برگزیده شدند و ۱۰ گرم از پودر هر یک از آنها برای سنجش مقدار ایزوتوپی Sr و Nd به آزمایشگاه ایزوتوپی آویرا در پرتقال فرستاده و با دستگاه طیف‌سنجی چند کلکتوری یونیزاسیون حرارتی (TIMS-MC) تجزیه شدند. در آزمایشگاه، نخست پودر هر نمونه تا دمای ۲۰۰ درجه سانتیگراد در ظرف مخصوص تفلون که دارای محلول $HF-HNO_3$ ۶/۲ نرمال بود، حل شد و دوباره محلول به دست آمده خشک شد. برای خالص‌سازی عنصرهای مورد تجزیه، روش کروماتوگرافی یونی همرفتی در دو مرحله به کار رفت. نخست عنصرهای Sr و REE^۲ در ستون تبادل یونی با رزین تبادل یونی AG850W جداسازی شدند. سپس برای خالص‌سازی Nd از عنصرهای La، ستون کروماتوگرافی رزین LN تبادل یونی به کار رفت. Sr با اسید H_3PO_4 در یک رشته Ta جداگانه بارگذاری شد؛ اما Nd با HCl در یک رشته Ta دیگر به طور جداگانه بارگذاری شد. سپس نسبت‌های $87Sr/86Sr$ و $143Nd/144Nd$ با دستگاه مولتی کالکتور

² Rare Earth Elements

³ International Union of Pure and Applied Chemistry

⁴ Chondritic Uniform Reservoir



شکل ۲. تصویرهای صحرایی از سنگ‌های آذرین درونی آفتابرو و قلیچ‌کندی. (A) دورنمایی از توده‌های آذرین درونی منطقه آفتابرو با توپوگرافی هموار نسبت به توده‌های آتشفشانی و داسیتی مجاور (دید به‌سوی شمال‌خاوری)؛ (B) توده کوارتز مونزونیتی قلیچ‌کندی در همبری با توده‌های آتشفشانی ائوسن (دید به‌سوی شمال‌باختری)؛ (C) نمایی نزدیک از رخنمون سنگی توده کوارتز مونزونیتی همسان‌دانه آفتابرو؛ (D) نمایی نزدیک از توده آذرین درونی قلیچ‌کندی با فرسایش پوست پیازی و سطح فرسایش کمابیش گرد؛ (E) توده آذرین درونی کوارتز مونزونیتی متوسط دانه آفتابرو در سطح شکسته‌شده با اورتوز صورتی رنگ و کانی‌های مافیک نسبتاً فراوان؛ (F) توده آذرین درونی کوارتز مونزونیتی متوسط دانه قلیچ‌کندی در سطح شکسته‌شده همراه با قطعات دسیمتری انکلاو.

Figure 2. Field photograph of Aftabru and Qlichkandi plutonic rocks. (A) Perspective view of intrusive rocks of Aftabru region with smooth topography compared to adjacent volcanic and dacite massifs; (B) Qlichkandi quartz monzonite pluton in contrast to Eocene volcanic masses; (C) A close view of Aftabru quartz monzonite equigranular pluton; (D) A close view of the intrusive rocks in Qlichkandi with onion skin weathering and almost circular erosion surface; (E) The broken surface of intermediate quartz monzonite of Aftabru with pink orthose and relatively abundant mafic minerals; (F) The broken surface of intermediate quartz monzonite of Qlichkandi with decimetric parts of enclave.

الف - آفتابرو

در اطراف توده آذرین درونی آفتابرو حاشیه واکنشی و حرارتی دیده نمی‌شود. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهند توده آذرین درونی آفتابرو دربردارنده ۷ تا ۱۶ درصد حجمی کوارتز، ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز ۳۹ تا ۵۴ درصد حجمی، پیروکسن ۵ تا ۱۰ درصد حجمی و آمفیبول ۸ تا ۱۵ درصد حجمی، کانی‌های فرعی ۰/۵ تا ۱ درصد حجمی و کانی کدر ۲ تا ۴ درصد حجمی است. میزان آمفیبول، کلینوپیروکسن و پتاسیم‌فلدسپار در توده آذرین درونی آفتابرو نسبت به قلیچ‌کندی بیشتر است و بافت سنگ متوسط دانه است (شکل‌های ۳- A، ۳- B و ۳- C). پلاژیوکلازها ماکل پلی‌سینتتیک نشان می‌دهند و بافت‌های منطقه‌بندی و اختلاطی در آنها بسیار اندک هستند. در برخی بخش‌ها، نشانه‌هایی از فرایند سرپسیتی‌شدن اندک در پلاژیوکلازها دیده می‌شوند (شکل ۳- D). بیشتر آمفیبول‌ها هورنبلند تا اکتینولیت هستند و پلاژیوکلازها بیشتر ترکیب آندزین و الیگوکلاز دارند. کوارتز به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در میان کانی‌های نخستین متبلور شده است. کانی‌های فرعی بیشتر شامل زیرکن، مگنتیت و آپاتیت هستند. آپاتیت به صورت میانبارهایی از بلورهای کشیده و شکل‌دار درون پلاژیوکلازها دیده می‌شوند (شکل ۳- C).

نتایج**الف - زمین‌شیمی عنصرهای اصلی و فرعی**

برپایه ترکیب شیمیایی سنگ‌های منطقه (جدول ۱)، در نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O ، سنگ‌های منطقه آفتابرو در بخش کوارتز-مونزونیت و سنگ‌های منطقه قلیچ‌کندی در بخش مونزونیت نمودار جای گرفته‌اند (شکل ۴- A).

سنگ‌های آذرین درونی یادشده ترکیب حد واسط متالومین کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی با مقدار سیلیس برابر ۵۹-۶۳ درصدوزنی، Al_2O_3 برابر ۱۵/۵۹-۱۳/۸۹ درصدوزنی، مقدار CaO برابر ۶/۵۹-۴/۹۴ درصدوزنی، مقدار کم MgO (۲/۱۴) - ۱/۵۲ درصدوزنی و Fe_2O_3 (۷/۳۱) - ۴/۹۲ درصدوزنی، مقدار بالای Na_2O (۳/۵-۳/۸۳) درصدوزنی و K_2O (۴/۷۸-۴/۷۸) درصدوزنی دارند (شکل ۴- B).

برپایه نمودار آلکان در برابر سیلیس (شکل ۴- B)، مگر دو نمونه که در محدوده کالک‌آلکان جای گرفته‌اند، دیگر نمونه‌ها در بخش کالک‌آلکان

ب - قلیچ‌کندی

در اطراف توده آذرین درونی قلیچ‌کندی اثرات حاشیه حرارتی توده آذرین درونی با سنگ‌های اطراف تا اندازه‌ای اندک و در مقیاس سانتیمتری دیده می‌شود؛ به گونه‌ای که گاه دگرگونی همبری محدود سنگ‌های آتشفشانی اطراف را به دنبال داشته است. توده‌های بررسی‌شده از دیدگاه توپوگرافی نرم و کم‌ارتفاعی دارند و با سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری گوناگون فراگرفته شده‌اند (شکل‌های ۲- A و ۲- B). البته رخنمون آپلیتی کوچکی نیز در نزدیکی توده آذرین درونی قلیچ‌کندی دیده می‌شود. سنگ‌های آذرین درونی به‌علت وجود پتاسیم‌فلدسپارهای

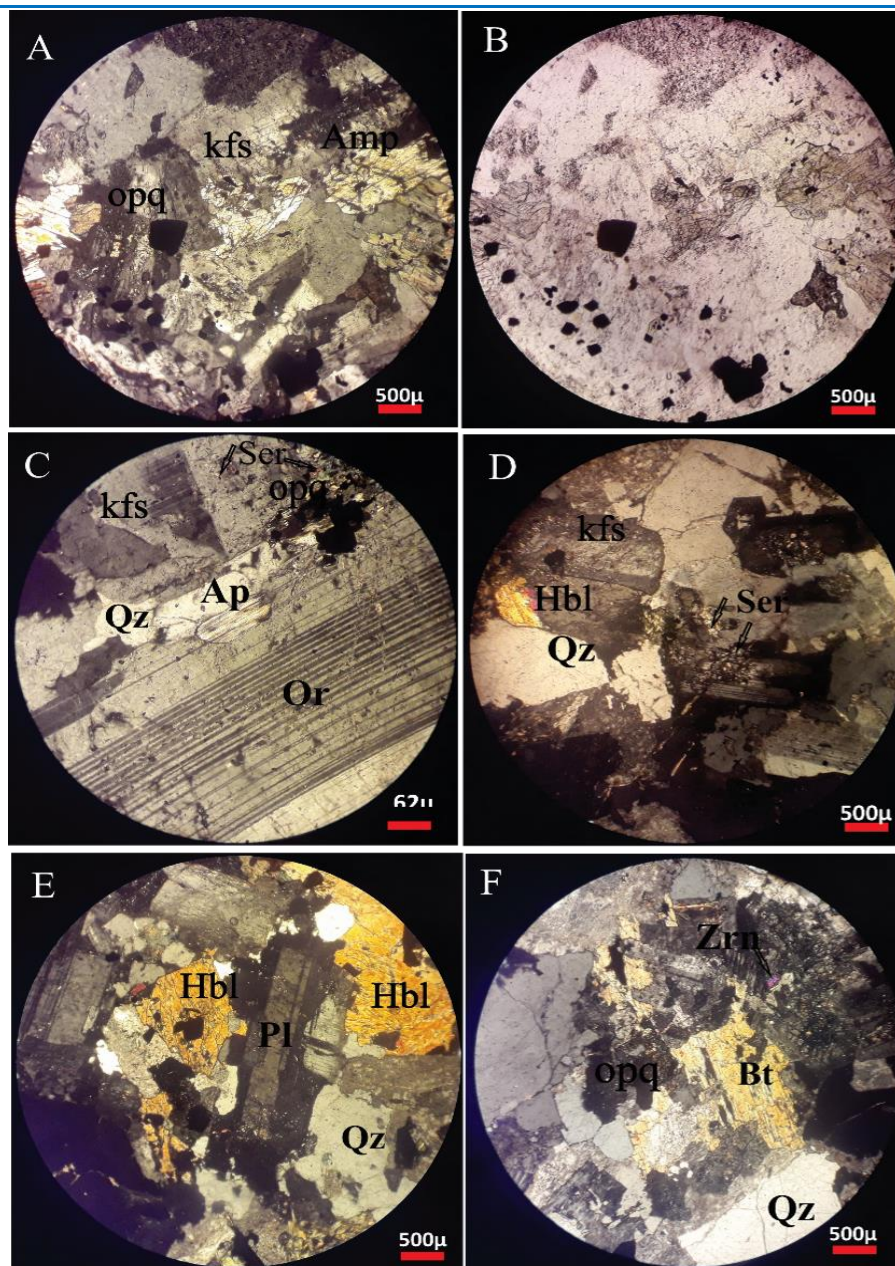
پتاسیم بالا تا شوشونیتی جای می گیرند.

جدول ۱. داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایه wt%) و عنصرهای فرعی و کمیاب (برپایه ppm) در توده‌های آذرین درونی آفتابرو و قلیچ‌کندی.

Table 1. Geochemical data of major elements (in wt%), rare and trace elements (in ppm) of Aftabru and Qlichkandi plutons.

Region Sample No.	Aftabru						Qlichkandi					
	G-1	G-2	G-3	G-4	G-5	G-6	G-7	G-8	G-9	G-10	G-11	G-12
SiO ₂	62.74	63.2	61.63	62.12	61.36	61.79	59.69	61.1	60.81	61.21	60.01	60.23
TiO ₂	0.76	0.78	0.73	0.69	0.67	0.7	0.82	0.79	0.73	0.78	0.74	0.69
Al ₂ O ₃	14.37	13.89	14.27	14.49	14.51	14.01	14.38	14.38	14.7	15.12	15.31	15.59
Fe ₂ O ₃	6.18	6.32	6.24	6.56	4.92	5.02	7.05	6.89	6.84	7.12	7.31	7.06
MgO	1.64	1.6	1.87	1.9	2.14	1.99	1.66	1.52	1.76	1.82	2.03	1.98
CaO	5.24	4.9	4.94	5.2	6.45	6.31	6.17	5.8	5.59	6.21	5.98	6.02
Na ₂ O	3.98	3.7	4.29	4.02	5.36	5.83	3.39	2.99	3.4	2.98	3.3	3.70
K ₂ O	3.86	4.23	4.25	3.98	1.64	2.55	4.78	4.55	4.71	4.65	4.72	4.50
P ₂ O ₅	0.22	0.19	0.22	0.21	0.22	0.2	0.15	0.17	0.14	0.15	0.16	0.15
L.O.I.	0.9	1.2	2.3	0.6	0.7	0.1	0.8	1.3	0.8	1.5	1	1.80
Total	99.89	100.01	100.74	99.77	97.7	98.5	98.9	99.49	99.48	101.54	100.56	101.72
Be	1.46	1.51	1.80	1.81	1.48	1.57	1.86	1.80	2.37	2.51	1.98	1.92
Sc	21.3	23.6	27.7	26.4	22.6	25.7	20.0	19.0	23.9	21.8	20.7	19.6
Ti	4099.4	4140.9	4143.6	4473.0	4927.8	4847.0	4890.8	5130.0	5073.8	4880.1	4560.5	4533.7
Mn	444.7	520.3	812.4	834.5	984.4	893.2	997.2	1079.1	1092.5	1050.6	1206.8	1178.6
Co	10.1	11.0	10.5	10.6	7.98	7.52	14.9	14.9	15.3	14.9	15.3	15.4
Ni	11.5	11.2	12.0	13.4	13.6	14.5	14.8	15.6	17.2	16.2	12.1	10.8
Cu	13.8	18.6	7.32	11.3	9.44	14.5	48.1	44.9	46.6	42.0	34.1	39.2
Zn	90.2	97.0	114.5	110.6	99.7	101.7	135.5	137.2	133.5	127.9	140.9	141.3
Ga	17.8	19.2	21.1	20.9	20.2	20.4	20.8	22.0	22.7	21.2	19.6	19.4
Rb	44.6	43.7	68.8	75.0	31.2	25.3	170.5	166.5	186.2	172.4	158.7	153.1
Sr	354.9	381.2	351.5	360.0	410.2	440.4	350.6	345.9	366.5	356.1	381.0	362.4
Y	31.8	37.6	49.9	46.1	36.1	34.6	27.4	29.2	35.0	33.9	29.9	28.9
Zr	191.0	203.0	198.0	176.0	197.00	188.00	195.0	178.00	189.00	166.0	187.0	190.00
Nb	14.8	15.3	13.7	15.9	17.1	14.7	45.3	45.5	44.8	38.6	40.5	35.1
Mo	0.90	0.89	1.22	1.18	0.64	0.80	1.47	1.53	2.05	1.77	2.59	2.49
Sn	2.74	2.49	3.07	3.34	3.03	3.01	3.53	3.49	3.59	3.39	3.67	3.55
Cs	0.31	0.33	0.56	0.59	0.53	0.55	4.53	4.64	6.16	5.87	3.98	3.82
Ba	850.8	893.9	967.1	997.0	494.6	497.8	1019.1	1010.8	1009.3	975.0	1021.3	1000.0
La	17.9	19.3	26.1	28.5	23.5	24.7	39.1	38.3	45.1	45.4	35.8	36.2
Ce	40.9	45.0	62.5	58.5	51.8	49.6	69.7	71.9	84.4	82.9	73.2	68.7
Pr	4.87	5.18	6.45	6.98	6.43	6.43	7.50	7.57	8.44	8.34	8.30	8.07
Nd	21.6	23.7	31.4	31.2	24.4	23.9	27.1	27.0	32.6	31.1	26.8	27.0
Sm	5.56	6.00	7.21	7.34	5.46	5.34	6.25	6.13	7.09	6.89	6.31	6.33
Eu	1.63	1.58	1.83	1.81	1.34	1.47	1.85	1.76	1.83	1.77	1.75	1.70
Gd	4.38	3.31	3.12	4.63	3.08	4.54	4.05	4.51	3.85	4.54	3.98	3.31
Tb	0.712	0.605	0.526	0.766	0.507	0.77	0.64	0.737	0.639	0.598	0.639	0.615
Dy	4.71	4.1	3.3	4.84	3.35	5.03	4.2	4.85	4.08	4.19	3.99	4.1
Ho	1	0.914	0.683	1.07	0.704	1.03	0.86	1.03	0.841	0.904	0.841	0.901
Er	3.01	2.54	2	3.13	2.07	3.23	2.64	3.09	2.54	2.79	2.32	2.79
Tm	0.424	0.419	0.281	0.437	0.301	0.435	0.376	0.434	0.356	0.412	0.356	0.399
Yb	2.86	2.902	1.87	2.97	1.95	2.96	2.51	3	2.42	2.81	2.42	2.724
Lu	0.421	0.45	0.288	0.43	0.291	0.436	0.377	0.39	0.37	0.42	0.37	0.47
Hf	1.42	1.21	1.47	1.52	1.06	0.75	1.53	0.81	1.11	0.75	0.73	0.68
Ta	1.61	1.26	1.57	1.28	2.13	0.55	2.93	2.92	3.57	1.98	2.14	1.66
W	0.17	0.24	0.21	0.21	0.20	0.12	2.01	1.59	6.34	6.36	4.05	2.74
Tl	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	0.57	0.59	0.63	0.57	0.59	0.62
Pb	20.1	20.4	20.3	21.6	22.0	23.2	31.8	40.5	51.9	49.4	47.2	45.3
Th	7.20	8.01	7.72	7.78	6.94	6.48	15.4	15.5	22.7	22.5	15.7	15.8
U	1.04	1.05	0.96	1.06	1.09	1.10	2.56	2.93	4.63	4.31	2.80	2.62
Eu/Eu*	1.02	1.09	1.19	0.95	1	0.92	1.13	1.03	1.08	0.97	1.07	1.14
La _N /Yb _N	4.17	4.43	9.3	6.4	8.03	5.56	10.39	8.51	12.42	10.77	9.86	8.86
La _N /Sm _N	1.98	1.98	2.23	2.39	2.65	2.85	3.85	3.84	3.91	4.05	3.49	3.52

Gd _N /Yb _N	2.10	2.23	4.17	2.67	3.03	1.95	2.69	2.21	3.17	2.65	2.82	2.51
----------------------------------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی از توده‌های آذرین درونی آفتابرو و قلیچ‌کندی. (A) تصویر نور عبوری متقاطع (XPL) نمونه سنگی توده آذرین درونی آفتابرو دارای آمفیبول و پتاسیم‌فلدسپار؛ (B) تصویر نور عبوری معمولی (PPL) مربوط به تصویر A؛ (C) تصویر XPL نمونه سنگی کوارتزمونزونیت قلیچ‌کندی، بلور آپاتیت شکل‌دار به صورت میانبار درون بلور پلاژیوکلاز؛ (D) تصویر XPL نمونه سنگی توده آذرین درونی قلیچ‌کندی که سربستی شدن نسبی پتاسیم‌فلدسپار در آن دیده می‌شود؛ (E) تصویر XPL نمونه سنگی توده آذرین درونی قلیچ‌کندی همراه با هورنبلند و پلاژیوکلاز؛ (F) تصویر XPL نمونه کوارتز مونزونیتی آفتابرو دارای زیرکن دانه‌ریز با بیرفرئانس بالا در گوشه سمت راست بالای تصویر (نام اختصاری کنی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010)).

Figure 3. Photomicrographs of Aftabru and Qlichkandi intrusions. **A)** Cross Polarized Light (XPL) image of Aftabru pluton containing amphibole and plagioclase; **B)** Plane Polarized Light (PPL) image of image A; **C)** XPL image of Qlichkandi quartzmonzonite, Euhedral apatite crystal inclusion within plagioclase crystal; **D)** XPL image of a rock sample of Qlichkandi pluton with relative sericitic alteration of potassium feldspar; **E)** XPL image of a rock sample of Qlichkandi intrusive mass with hornblende and plagioclase; **F)** XPL image of a sample of Aftabru quartzmonzonite with high birefringence zircon in the upper

⁵ Cross Polarized Light

⁶ Plane Polarized Light

right corner of the image (Mineral abbreviations taken from Whitney and Evans (2010)).

فرورانش (VAG) دسته‌بندی کرده‌اند (شکل‌های ۴- A و ۴- B). برپایه دسته‌بندی یادشده و برپایه فراوانی عنصرهای Ta+Yb در برابر Rb، نمونه‌ها در موقعیت حاشیه فرورانشی (VAG) جای می‌گیرند (شکل ۴- C). در نمودار Yb در برابر Ta، ترکیب بیشتر نمونه‌ها به گرانیت‌های همزمان با برخورد و جایگاه درون صفحه‌ای گرایش دارد (شکل ۴- D).

¹ Volcanic Arc Granite

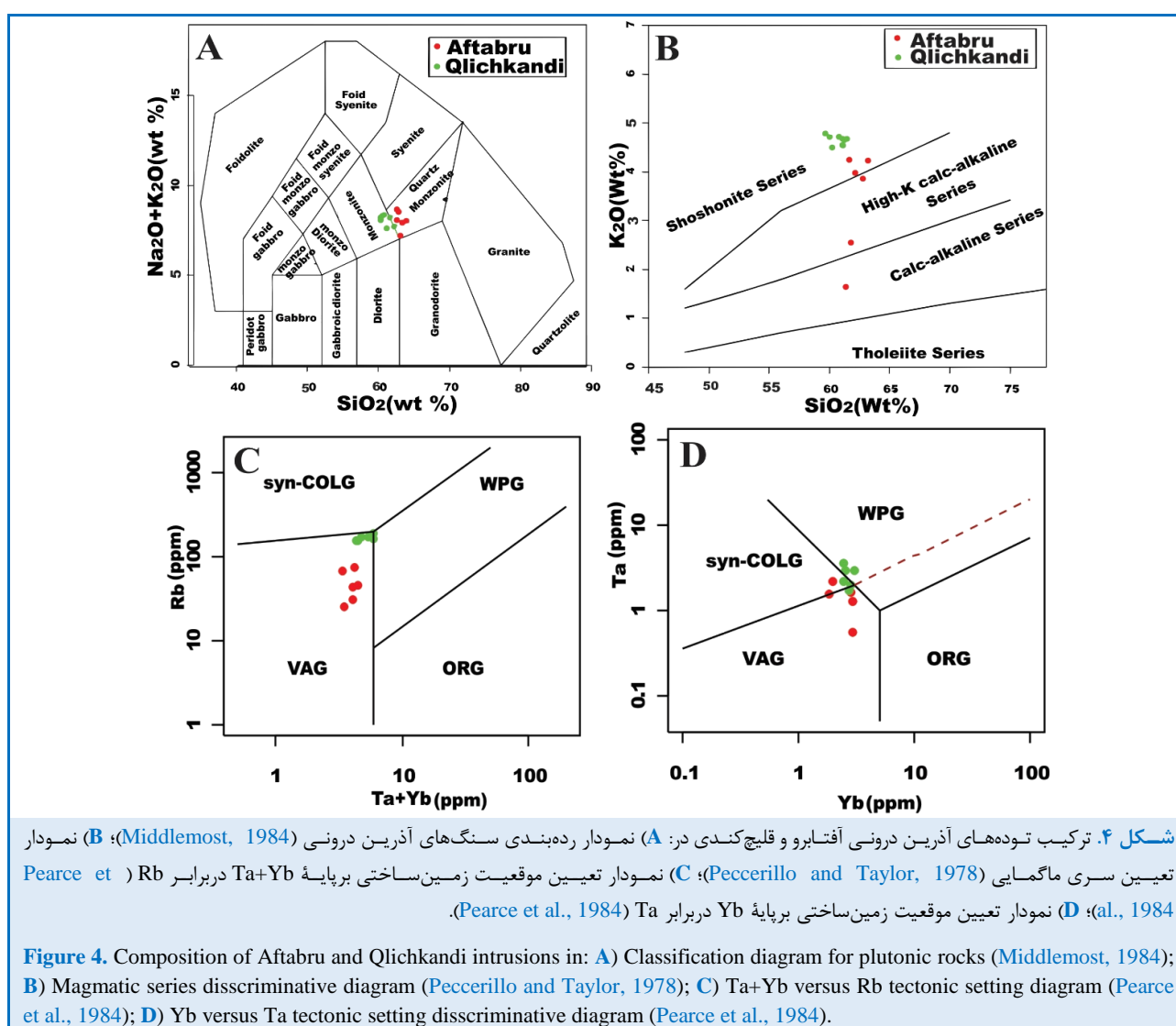
0

پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) گرانیتوئیدها را برپایه مقدار عنصرهای Rb، Yb، Ta و Nb به گرانیت‌های پهنه گسترش (ORG)، گرانیت‌های همزمان با برخورد قاره‌ای (Syn-COLG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای^۹ (WPG) و گرانیت‌های کمربندهای آتشفشانی حاشیه

⁷ Oceanic Ridge Granite

⁸ Syn-Collisional Granite

⁹ Within-Plate Granite



جزیره‌های کمانی (IAG)^۱، گرانیتوئیدهای حاشیه قاره^{۱۲}

مانیار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989) نیز برپایه فراوانی عنصرهای اصلی، گرانیت‌ها را به گرانیتوئیدهای

¹ Island Arc Granitoids 1

¹ Continental Arc Granitoids 2

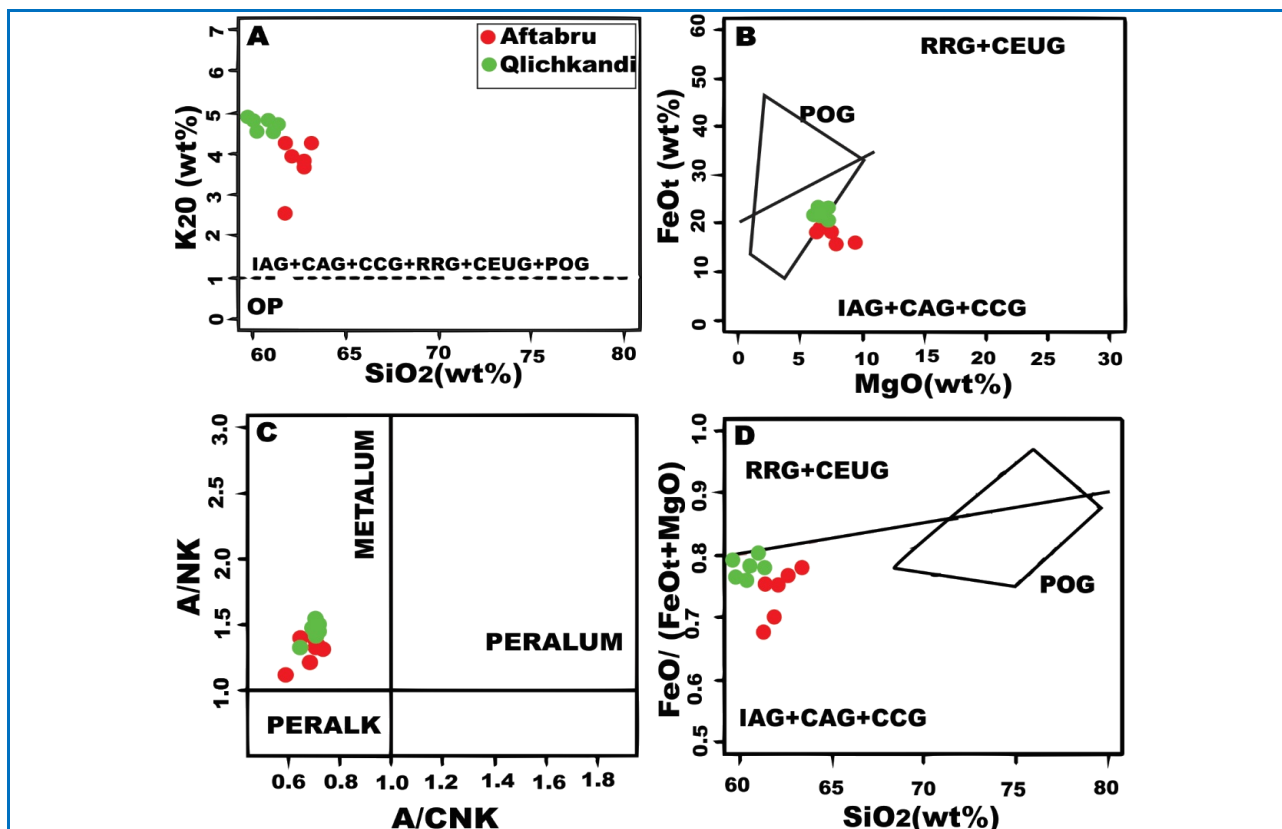
نمونه‌ها نیز در محدوده گرانیتویدهای پس از برخورد جای گرفته‌اند، اما با بررسی مقدار FeO_t در برابر SiO_2 ترکیب همه نمونه‌ها جایگاه فرورانشی را نشان می‌دهد (شکل ۵- B) که با داده‌های زمین‌شناسی و شرایط دیگر مناطق کمان ماگمایی ارومیه- دختر همخوانی دارد (Moghadam et al., 2010; Kananian et al., 2014; Modjarrad, 2015; Mirnejad et al., 2015; Pirmohammadi Alisha, 2015; Rasouli et al., 2015). برپایه رده‌بندی پیشنهادی شاندر (Shand, 1943)، همه توده‌های آذرین درونی متاآلومین هستند و ضریب اشباع‌شدگی از آلومینیم (A/CNK) آنها از ۱/۱ بیشتر است (شکل ۵- C).

(CAG)، گرانیتویدهای مناطق کافتی (RRG)، پلاژیوگرانیت‌ها (OP)^{۱۵}، گرانیتویدهای برخورد قاره‌ای^{۱۵} (CCG)، گرانیتویدهای پس از کوهزایی (POG) و گرانیتویدهای خشکی‌زایی (CEUG) دسته‌بندی کرده‌اند. برپایه درصدوزنی اکسیدهای اصلی SiO_2 در برابر K_2O ، ترکیب نمونه‌ها به گرانیتویدهای حاشیه فرورانشی شباهت نشان می‌دهد (شکل ۵- A).

برپایه نمودار FeO_t در برابر MgO نیز نمونه‌ها در قلمروی گرانیتویدهای حاشیه فرورانشی جای می‌گیرند. اگرچه برخی

- | | |
|---|---|
| ¹ Rift-Related Granitoids | 3 |
| ¹ Oceanic Plagiogranites | 4 |
| ¹ Continental Collisional Granitoids | 5 |
| ¹ Post-Orogenic Granitoids | 6 |

¹ Continent-Epirogenic Uplift Granitoids



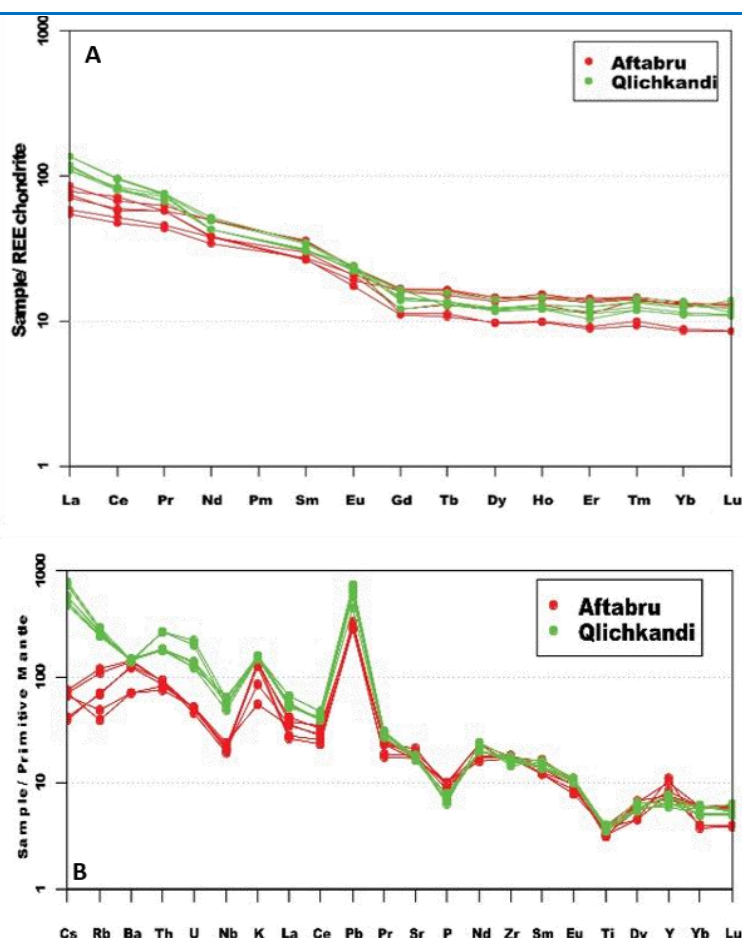
شکل ۵. ترکیب توده‌های آذرین درونی آفتابرو و قلیچ‌کندی در نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی گرانیتویدها (Maniar and Piccoli, 1989). (A) نمودار SiO_2 در برابر K_2O برای شناسایی پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی از گرانیتویدهای دیگر؛ (B) نمودار MgO در برابر FeO_t برای تفکیک گرانیتویدهای پس از برخورد از دیگر گرانیتویدها؛ (C) نمودار A/CNK در برابر A/NK برای تفکیک گرانیتویدها برپایه اندیس اشباع‌شدگی از آلومینیم؛ (D) نمودار $\text{FeO}/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ در برابر SiO_2 برای تفکیک گرانیتویدهای درون‌صفحه‌ای از گرانیتویدهای حاشیه فرورانشی (IAG=Island Arc Granitoids; CAG=Continental Arc Granitoids; CCG=Continental Collisional Granitoids; POG=Post-Orogenic Granitoids; RRG=Rift-related Granitoids; CEUG=Continental Epirogenic Uplift Granitoids).

Figure 5. Composition of Aftabru and Qlichkandi intrusions in tectonic setting diagram of granitoids (Maniar and Piccoli, 1989) values based on the weight percentage of oxides. (A) SiO_2 versus K_2O diagram for discrimination of ocean plagiogranites from other granitoids; (B) MgO versus FeO_t diagram for discrimination of granitoids post collisional with other granitoids; (C) A/CNK versus A/NK

diagram for granitoids discrimination in terms of aluminum saturation index; **D**) SiO₂ versus FeO/(FeO+MgO) diagram for discrimination of within plate granitoids from subduction margin granites (IAG=Island Arc Granitoids; CAG=Continental Arc Granitoids; CCG=Continental Collisional Granitoids; POG=Post-Orogenic Granitoids; RRG=Rift-related Granitoids; CEUG=Continental Epirogenic Uplift Granitoids).

نشان‌دهنده جدایش و تفریق بالای عنصرهای LREE نسبت به عنصرهای HREE است. همچنین، نسبت Gd_N/Yb_N برابر با $1/2$ نشانه دنباله کمابیش هموار نمودار در بخش HREE است. بر پایه داده‌های بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) در شکل ۶-B، کاهش Nb و Ta که در نمونه‌ها به خوبی دیده می‌شود از ویژگی‌های سنگ‌های ماگمایی حاشیه قاره‌هاست (Elliott et al., 1997). همچنین، در نمونه‌های قلیچ‌کندی Th و Rb غنی‌شدگی نسبتاً آشکاری نشان می‌دهند که پیامد آغستگی به مواد پوسته‌ای است و این ویژگی با داده‌های ایزوتوپی Nd-Sr آنها نیز همخوانی دارد. کاهش مشخص در میزان Ti و Sr چه‌بسا پیامد وجود فازهای پلاژیوکلاز، اسفن و روتیل در خاستگاه است.

در جدول ۱، داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ۱۲ نمونه به روش ICP-MS، با هدف بررسی جایگاه ژئودینامیکی توده‌های آذرین درونی منطقه آورده شده‌اند. بر پایه داده‌های جدول ۱، میزان میانگین نیکل برابر با $13/6$ ppm، کبالت برابر با $12/4$ و اسکندیم برابر با $22/7$ ppm است. الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بر پایه نمودار ناکامورا (Nakamura, 1974) نشان‌دهنده شیب کاهش و تند از بخش عنصرهای خاکی کمیاب سبک به سوی عنصرهای خاکی کمیاب سنگین است. این ویژگی از ویژگی‌های بارز سنگ‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا در پهنه‌های فرورانشی حاشیه قاره‌ای به‌شمار می‌رود (شکل ۶-A). مقدار Eu/Eu^* که برابر با $1/05$ است نشان‌دهنده درجه نسبتاً بالای اکسایش ماگماست (Karimpour et al., 2021) مقدار La_N/Yb_N برابر با $8/22$ و La_N/Sm_N برابر با $3/06$ نیز



شکل ۶- ترکیب توده‌های آذرین درونی آفتابرو و قلیچ‌کندی در: (A) نمودار الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974).

(1974؛ B) نمودار الگوی عنصرهای فرعی بهنجار شده به ترکیب گوشتۀ اولیه (Sun and McDonough, 1989).

Figure 6. Composition of Aftabru and Qlichkandi intrusions in: **A)** Chondrite-normalized pattern of rare earth elements (Normalization values from Nakamura, 1974); **B)** Primitive mantle-normalized pattern of trace elements (Normalization values from Sun and McDonough, 1989).

پوستۀ قاره‌ای است. از این‌رو، هنگام رویداد این پدیده، آمیزش دو ماگما به‌جای اینکه روند خطی داشته باشد، در امتداد یک منحنی نوع هیپرولیک (هذلولی شکل) روی می‌دهد. سن مدل برای نمونه‌های آفتابرو برابر با ۰/۴۹۲ تا ۰/۶۳۵ میلیارد سال و برای نمونه‌های منطقه قلیچ‌کندی برابر با ۱/۰۷ تا ۰/۹۱۹ میلیارد سال است. میزان $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در نمونه‌های منطقه آفتابرو برابر با ۰/۵۱۲۸۰ تا ۰/۵۱۲۷۰ است که به‌خوبی از مقدار میانگین ترکیب کندریت بالاتر است و در منطقه قلیچ‌کندی برابر با ۰/۵۱۲۴۲ تا ۰/۵۱۲۵۲ است که از مقدار آن در ترکیب کندریتی کمتر است.

ب- نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیم-نئودیمیم

توده آذرین درونی آفتابرو افسیلون نئودیمیم (ϵNd) برابر با ۴/۱+ تا ۲/۳+ و نسبت ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برابر با ۰/۷۰۴۷ تا ۰/۷۰۵۱ دارد که نشان‌دهندۀ خاستگاه گوشتۀ آنها هستند (Rollinson, 1993)؛ اما در توده‌های آذرین درونی اطراف قلیچ‌کندی، مقدار (ϵNd) برابر با ۱/۲۵- تا ۳/۱۴- با نسبت ایزوتوپی ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)، ۰/۷۰۶۱ تا ۰/۷۰۶۳ هستند (جدول ۲) که نشانۀ آمیختگی هیپرولیک یک قطب ماگمای مافیک جدایش‌یافته از گوشتۀ با یک قطب فلسیک و یا هضم سنگ‌های

جدول ۲. مقادیر ایزوتوپی Nd-Sr در آذرین درونی آفتابرو و قلیچ‌کندی.

Table 2. Nd-Sr isotopic values in Aftabru and Qlichkandi plutons.

Sample No.	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	TDM.2 stage
Aftabru								
GMI-01	0.254	0.704869	0.268	0.512870	0.7047283	0.5128016	4.17	0.492
GMI-02	0.264	0.705253	0.259	0.512859	0.7051068	0.5127929	4	0.505
GMI-03	0.193	0.705134	0.281	0.512780	0.7050271	0.5127083	2.35	0.635
Qlichkandi								
GMI-04	0.283	0.706300	0.186	0.512571	0.7061432	0.5125236	-1.25	0.919
GMI-05	0.329	0.706496	0.298	0.512503	0.7063137	0.512427	-3.14	1.067
GMI-06	0.225	0.706203	0.308	0.512546	0.7060784	0.5124674	-2.35	1.005

همخوانی دارد (Shahabpour, 2007; Shafiei et al., 2009; Haschke et al., 2010; Agard et al., 2011). برپایۀ الگوی عنصرهای خاکی کمیاب و نمودارهای عنکبوتی، غنی‌شدگی در عنصرهای LILE و LREE و تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE و HREE نشان‌دهندۀ این مهم است (شکل‌های ۶- A و ۶- B). برپایۀ نمودار عنکبوتی (شکل ۶- B)، نمونه‌های منطقه قلیچ‌کندی در بخش عنصرهای LILE به نسبت نمونه‌های منطقه آفتابرو غنی‌شدگی شدیدتری دارند و به‌خوبی جدایش نشان می‌دهند این نکته گویای آغشتگی بیشتر مذاب به مواد پوسته‌ای در منطقه قلیچ‌کندی است که با داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd نیز تایید می‌شود. تهی‌شدگی

بحث

در این بخش برپایۀ داده‌های جدید زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی به بررسی جایگاه زمین‌ساختی، پیدایش و فرایندهای ماگمایی تأثیرگذار بر ماگمای مادر و سنگ خاستگاه احتمالی توده‌های آذرین درونی منطقه جنوب‌باختری بویین‌زهره پرداخته خواهد شد.

الف- پهنۀ زمین‌ساختی- ماگمایی

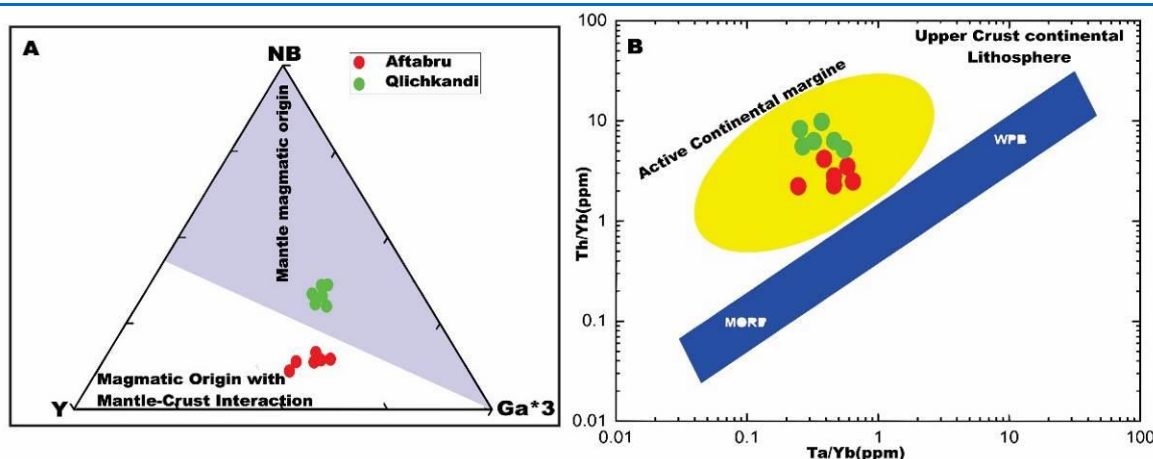
مهم‌ترین ویژگی سنگ‌های آذرین درونی در منطقه شباهت آنها به سنگ‌های کمان حاشیۀ قاره‌ای است که با دیگر بررسی‌های انجام‌شده در گسترده ارومیه- دختر

همه نمونه‌ها در عنصرهای HFSE مانند Nb، Ti و P نیز از دیگر ویژگی‌های سنگ‌های کمان ماگمایی حاشیه قاره‌هاست. در نمودار پیشنهادی مانیار و پیکولی (Maniar and Picolli, 1989)، نمونه‌ها در بخش متعلق به کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره، جزیره‌های کمانی و برخورد قاره‌ای است جایابی شده‌اند (شکل‌های ۵-A، ۵-B و ۵-D). برپایه نمودار Rb-Ta/Yb (Pearce et al., 1984)، سنگ‌های منطقه در بخش کمان‌های آتشفشانی با گرایش به منطقه همزمان با برخورد و درون‌صفحه‌ای جای می‌گیرند (شکل‌های ۴-A و ۴-B). شواهد جایگاه زمین‌ساختی با یافته‌های دیگر پژوهشگران کاملاً همخوانی دارد و همانند دیگر مناطق سنگ‌های ماگمایی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر است (Rezaei-Kakhkhaei et al., 2011; Verdel et al., 2011; Kananian et al., 2015; Moghadam et al., 2014).

نسبت‌های برخی عنصرهای کمیاب ناسازگار (مانند Nb/La و Nb/Ta، Y/Nb) کمتر تحت‌تأثیر تفریق قرار می‌گیرند و از این‌رو، راهنمای بسیار خوبی برای شناخت خاستگاه ماگمایی و بررسی تأثیر سنگ‌های پوسته قاره‌ای بر ماگمای مادر هستند. پیرس (Pearce et al., 1984) به بررسی مقدار Y-Nb-Ga در گرانیتوئیدها پرداخته است (شکل ۷-A) و ماگمای اولیه را برپایه اینکه از خاستگاه گوشته‌ای باشد یا ناشی از برهمکنش پوسته و ماگمای جدادشده از گوشته، به دو گروه تفکیک کرده است. برپایه نمودار یادشده، نمونه‌های قلیچ‌کندی خاستگاه گوشته‌ای صرف نشان می‌دهند؛ اما نمونه‌های آفتابرو حاصل ذوب صفحه فرورونده و دخالت پوسته زیرین هستند. همچنین، اینگونه استنباط می‌شود که مقدار بیشتر عنصر Y به مذاب‌های پوسته‌ای یا آغستگی به مواد پوسته‌ای و مقدار بالاتر Nb به مذاب‌های جدادشده از گوشته متعلق هستند. در سنگ‌های آذرین درونی منطقه بررسی شده، این نسبت به‌طور میانگین برابر با ۱/۶ با دامنه ۰/۶-۳/۶ است که چه‌بسا نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای با آلیش پوسته‌ای است.

ب- زایش و فرایندهای ماگمایی

بیشتر سنگ‌های آذرین درونی منطقه آفتابرو و قلیچ‌کندی در جنوب‌باختری بوبین‌زهره متالومین و کالک‌آلکانل پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند. محتوی SiO_2 با دامنه ۵۹/۶۹ - ۶۳/۲ درصدوزنی، $\text{Mg} \neq 20-30$ برابر با Cr بسیار اندک ۷-۱۵ پی‌پی‌ام، محتوی Ni برابر با ۱۰-۱۷ پی‌پی‌ام است که گویای تحمل فرایندهای جدایش بلورین بعدی ماگمای مادر است؛ زیرا به پیشنهاد ویلسون (Wilson, 1989)، این مقادیر از مقادیر مورد انتظار برای مذاب اولیه جدایش‌یافته از گوشته کمتر هستند ($\text{Cr} > 1000\text{ppm}$, $\text{Ni} > 400\text{ppm}$, $\text{Mg} \neq 73$). مقدار میانگین عنصرهای LILE در منطقه قلیچ‌کندی بر پایه ppm (Cs=4.83, Rb=167.9, Ba=1005.9, Th=17,)



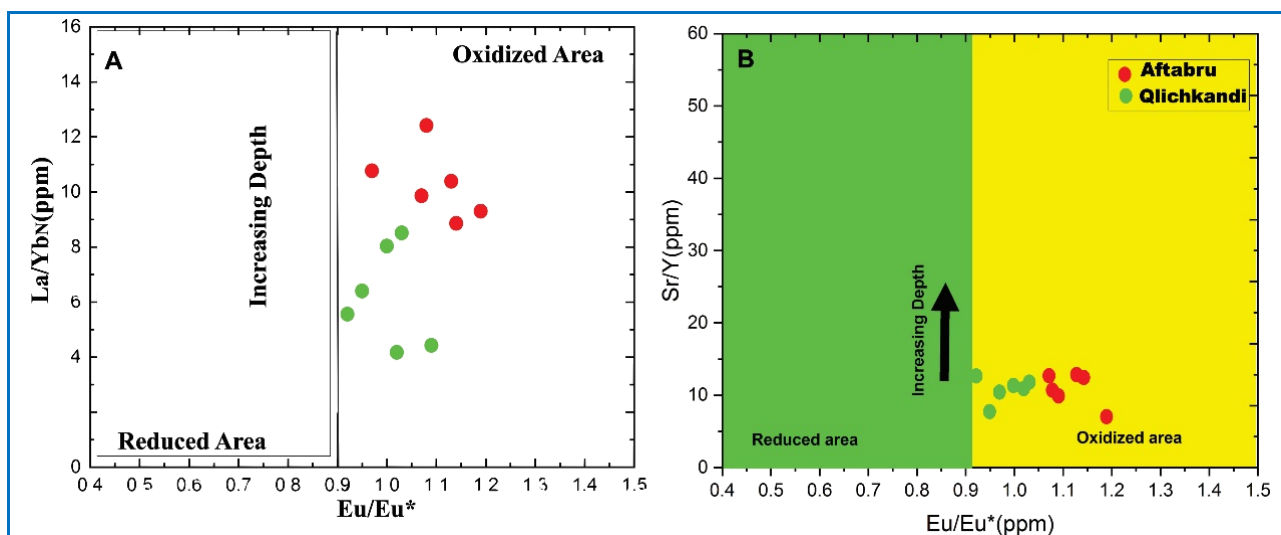
شکل ۷. ترکیب توده‌های آذرین درونی آفتابرو و قلیچ‌کندی در: (A) نمودار Y-Nb-Ga*3 برای تعیین خاستگاه ماگمایی توده‌های آذرین درونی (Eby, 1992)؛

(B) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی گرانیتوئیدها (Pearce et al., 1984).

Figure 7. Composition of Aftabru and Qlichkandi intrusions in: **A)** Discrimination Y-Nb-Ga*3 diagram for determining the magmatic source of intrusive masses (Eby, 1992); **B)** Ta/Yb versus Th/Yb diagram for determining the tectonic setting of granitoids (Pearce et al., 1984).

منطقه به جایگاه حاشیه فعال قاره‌ای متعلق بوده‌اند. کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2021) برای بررسی همزمان ژرفای تکامل ماگما و میزان درجه اکسایش، تغییرات نسبت La/Yb در برابر Eu/Eu^* را تفسیر کرده است. از این‌رو، برپایه بررسی‌های ایشان، افزایش نسبت La/Yb بازتابی از افزایش ژرفای تکامل ماگمای مادر است و توده آذرین درونی آفتابرو با مقدار نسبتاً بیشتر La/Yb در مقایسه با توده آذرین درونی قلیچ‌کندی در ترازهای ژرف‌تر پوسته تکامل یافته است؛ به‌گونه‌ای که نمونه‌های مربوط به دو منطقه آشکارا از یکدیگر تفکیک شده‌اند. از سوی دیگر، نسبت Eu/Eu^* نزدیک به یک یا بیشتر از آن بازتابی از طبیعت اکسیدان ماگمای مادر است. برپایه شکل ۸- A، همه توده‌های آذرین درونی در محدوده ماگمای اکسیدان جای می‌گیرند و از دیدگاه درجه اکسایش هر دو توده آذرین درونی کمابیش یکسان هستند.

مقدار Nb/La در گوشته اولیه برابر با ۱/۰ و در سنگ‌های پوسته‌ای برابر با ۰/۴۶ است (Morata et al., 2005)؛ اما در سنگ‌های آذرین درونی منطقه جنوب‌باختری بوبین‌زهرا (قلیچ‌کندی، آفتابرو)، میانگین این مقدار نزدیک به ۰/۸۶ و دامنه آن برابر با ۱/۱-۰/۵۲ است که باز هم خاستگاه عمده گوشته‌های این سنگ‌ها را نشان می‌دهد. مقدار Nb/Ta در سنگ‌های گوشته‌ای برابر با ۱۷/۵ و در سنگ‌های پوسته‌ای برابر با ۱۱-۱۲ است (Green, 1995). میانگین این مقدار در سنگ‌های منطقه برابر با ۱۵ و دامنه آن برابر با ۸-۲۶/۸ است و نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای این سنگ‌هاست. مقدار نسبت عنصرهای کمیاب ناسازگار نشان‌دهنده خاستگاه مختلط سنگ‌های منطقه جنوب بوبین‌زهرا با فاز غالب ماگمای مادر گوشته‌ای و مشارکت اندک سنگ‌های پوسته قاره‌ای است. نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (شکل ۷- B) نشان می‌دهد سنگ‌های آذرین درونی

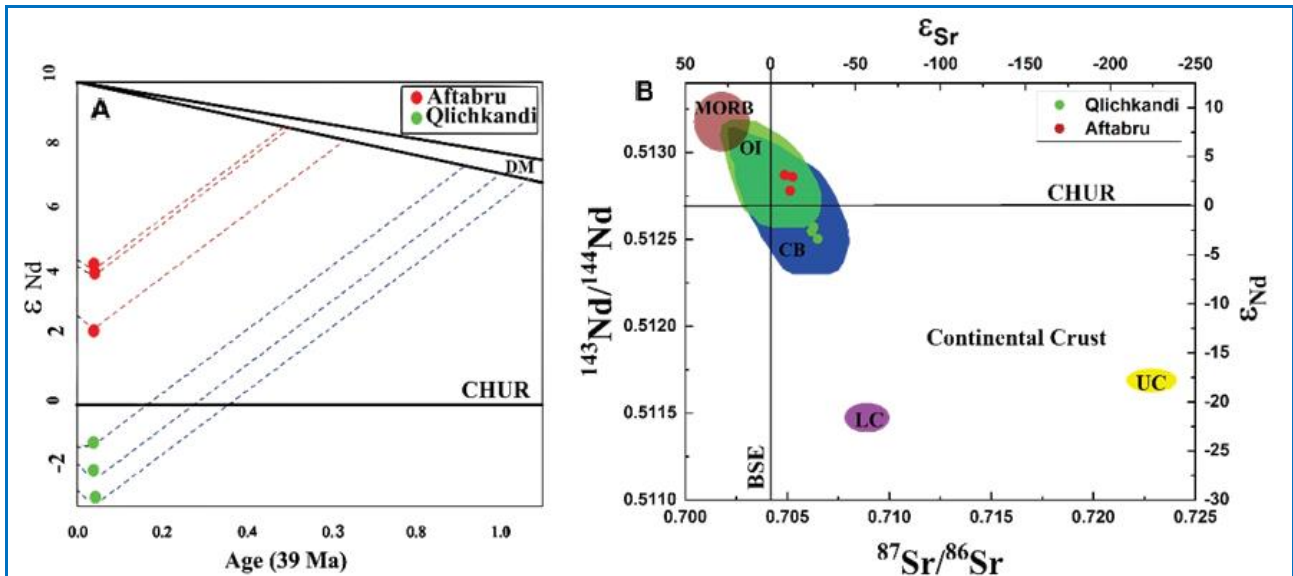


شکل ۸- A) ترکیب توده‌های آذرین درونی آفتابرو و قلیچ‌کندی در: نمودار Eu/Eu^* در برابر La/Yb Eu/Eu^* برای شناسایی ماگمای اکسیدان از احیایی (Karimpour et al., 2021)؛ نمودار Eu/Eu^* در برابر Sr/Y برای ارزیابی درجه اکسایش ماگما، بلوغ پوسته کماتی و ضخامت پوسته آن (Chiardia, 2021).

Figure 8. Composition of Aftabru and Qlichkandi intrusions in: **A)** Eu/Eu^* versus La/Yb Eu/Eu^* diagram to distinguish oxidant magma from reductive (Karimpour et al., 2021); **B)** Eu/Eu^* versus Sr/Y diagram to determine the magma oxidation degree, arc maturity and crustal thickness (Chiardia, 2021).

چیار دیا (Chiardia, 2021) در بررسی توان ماگمایی و استعداد بالقوه کانه‌زایی آن در کمربندهای فرروانشی کمانی قاره‌ای و اقیانوسی، چندین پارامتر (مانند نسبت Sr/Y) را بررسی کرده و دریافته‌اند مقدارهای ۵۰-۱۵۰ نشان‌دهنده پسته ضخیم‌شده و ماگمای تکامل‌یافته در ترازهای ژرف پسته و مقدارهای کمتر از ۵۰ نشان‌دهنده تکامل ماگمایی در پسته‌های نازک‌تر مانند پسته کمانی اقیانوسی یا پسته قاره‌ای دچار کشش است. مقدارهای میانگین کمتر از ۲۰ در نمونه‌های منطقه نیز نشان‌دهنده زایش و تکامل ماگمایی در پسته قاره‌ای دچار کشش است که با داده‌های مربوط به کشش و ماگماتیسم گسترده ائوسن سنگ‌کره قاره‌ای کادومین ایران همخوانی دارد (شکل ۸- B). محتوای Sr با میانگین ۳۷۲ ppm بدون دیدن آنومالی منفی Eu، به همراه نسبت Sr/Ba کمتر از یک چه بسا نشانه رویداد جدایش بلوری پلاژیوکلاز به همراه درجه بالای اکسایش ماگماست (Arth and Hanson, 1975; Barnes et al., 1996; Hou et

سن مدل نئودیمیم (۴۶۰-۵۵۰ میلیون سال پیش) و $\epsilon Nd(t)$ مثبت چه بسا نشان‌دهنده خاستگاه گوّه گوشته‌ای (Stern, 1994; Moghadam et al., 2013) سنگ‌های منطقه آفتابرو و البته متأثر از سیال‌های آزادشده هنگام فرورانش صفحه فرورونده است؛ اما سن مدل نمونه‌های منطقه قلیچ‌کندی ۰/۹-۱ میلیارد سال را نشان می‌دهد و ϵNd آنها از صفر کمتر است (شکل ۹- A). این اختلاف شاید پیامد اختلاط زیاد ماگمای اصلی منطقه قلیچ‌کندی در پی هضم مواد پسته‌ای قاره‌ای نوپروتروزوییک ایران است. نمودار ϵNd در برابر ایزوتوپ Sr (شکل ۹- B) نیز گویای این نکته است.



شکل ۹. ترکیب توده‌های آذرین درونی آفتابرو و قلیچ‌کندی در: (A) نمودار سن TDM2 در برابر ϵNd ; (B) نمودار نسبت‌های ایزوتوپی $\epsilon Nd(t)$ در برابر $\epsilon Sr(t)$ (Zindler and Hart, 1986) MORB: بازالت میان‌اقیانوسی؛ OI: جزیره اقیانوسی؛ CB: بازالت قاره‌ای؛ UC: پسته بالایی قاره‌ای؛ LC: پسته زیرین قاره‌ای؛ CHUR: مخزن یکنواخت کندریتی؛ BSE: ترکیب کل زمین سیلیکاته.

Figure 9. Composition of Aftabru and Qlichkandi intrusions in: A) Diagram of TDM2 versus ϵNd B) ϵNd versus ϵSr isotopic

نویسنده مسئول

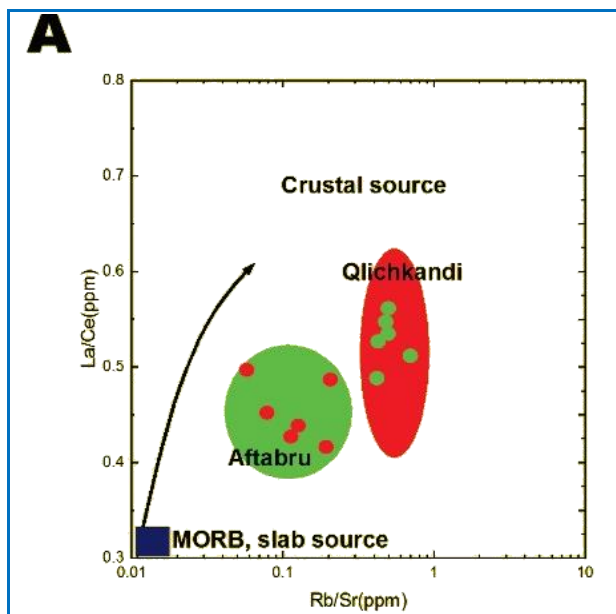
استناد به این مقاله:

گوهری، ح.، کریم‌پور، م. ح.، مطهری، س. ا.، اسدی‌هارونی، ه.، سانتوز، خ. ف.، تاسمن، ت. ب. (۱۴۰۱) سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های آذرین درونی متألومین غنی از پتاسیم آفتابرو- قلیچ‌کندی (جنوب بوبین‌زهرها): شواهدی از داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd. پتروژئولوژی، ۵۰، ۱۷۶-۱۵۱.

ratio diagram (Zindler and Hart, 1986) (MORB: Mid Oceanic Ridge Basalt; OI: Oceanic Island; CB: Continental Basalt; UC: Upper Continental Crust; LC: lower Continental crust; CHUR: Chondritic Uniform Reservoir; BSE: Bulk Silicate Earth).

برپایه نمودار یادشده، بیشترین میزان $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه در سنگ‌های MORB با کمترین آغشتگی و کمترین مقدار آن در سنگ‌های پوسته قاره‌ای دیده می‌شود. مقادیرهای $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه در سنگ‌های پشته میان‌اقیانوسی برابر با 0.5130 تا 0.5134 در جزیره‌های بازالتی (OI) مقدار آن برابر با 0.5131 تا نزدیک به 0.5125 و در بازالت‌های کافت درون‌قاره‌ای برابر با 0.5130 تا 0.5120 است. این مقدار برای نمونه‌های منطقه آفتابرو در محدوده سنگ‌های جدایش‌یافته از گوشته با مقادیرهای برابر با 0.51280 - 0.51270 است؛ اما در نمونه‌های قلیچ‌کندی این مقدار برابر با 0.51242 - 0.51252 است که نشانه آغشتگی آنها به مواد پوسته قاره‌ای زیرین و گرایش به قطب پوسته زیرین است. مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در سنگ‌های بازالتی میان‌اقیانوسی در بازه 0.703 - 0.704 ، در سنگ‌های بازالتی جزیره‌های اقیانوسی برابر با 0.7030 - 0.7065 و در بازالت‌های کافت درون‌قاره‌ای برابر با 0.703 - 0.715 است؛ اما این مقدار در توده آذرین درونی آفتابرو برابر با 0.70472 - 0.70510 و در نمونه‌های قلیچ‌کندی برابر با 0.70607 - 0.70631 است. از این‌رو، برپایه شکل ۹- B، توده آذرین درونی قلیچ‌کندی، آرایش با مواد پوسته زیرین را نشان می‌دهد.

برپایه نمودار Rb/Sr در برابر Nb/U (Hofmann et al., 1986) و Rb/Sr در برابر La/Ce (Hou et al., 2004)، نمونه‌های آفتابرو نشان‌دهنده تأثیر سیال‌های متاسوماتیسم‌کننده صفحه فرورانشی بر گوه گوشته‌ای است که تا اندازه‌ای به‌سوی آرایش با مواد پوسته زیرین نیز گرایش دارد و نمونه‌های قلیچ‌کندی نیز همین روند را دارند (شکل‌های A-10 و B-10)؛ اما به‌سوی خاستگاه پوسته‌ای بسیار بیشتر گرایش یافته‌اند که این ویژگی چه‌بسا نشان‌دهنده آمیزش ماگمای جدایش‌یافته از گوشته با ماگمای حاصل از ذوب پوسته زیرین باشد. از این‌رو، شاید سهم مشارکت مواد پوسته و گوشته در خاستگاه ماگمایی این دو منطقه متفاوت باشد. داده‌های ایزوتوپی Sr و مقدار میانگین Rb در قلیچ‌کندی



گارت‌دار هستند (Ge et al., 2002).

(میانگین: ۳۵ ppm)، نسبت Y/Yb برابر ۲۶/۶ - ۹/۷ (میانگین: ۱۳/۸) و نسبت کم (La/Yb)_N (میانگین: ۸/۲) گویای نبود خاستگاهی گارنت‌دار هستند.

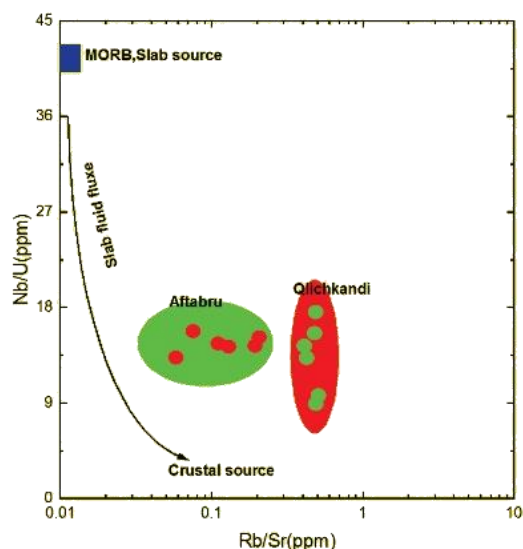
- اگرچه برپایه نمودار Nb-Y-Ga*3، به نظر توده آذرین درونی قلیچ‌کندی خاستگاه گوه‌گوشته‌ای و توده آفتابرو خاستگاه ورقه‌فرورانشی نشان می‌دهند، اما برپایه داده‌های ایزوتوپ‌های Sr-Nd، توده آذرین درونی آفتابرو مشخصاً خاستگاه گوشته‌ای متأثر از سیال‌های آزادشده حاصل از صفحه‌فرورنده در محیط فرورانشی حاشیه‌قاره‌ای را نشان می‌دهد؛ اما توده آذرین درونی قلیچ‌کندی اختلاط با سهم غالب یک قطب ماگمای مافیک جدایش‌یافته از گوشته با هضم سنگ‌های پوسته‌قاره‌ای را بازتاب می‌کند.

- سن مدل (TDM2) برای توده آذرین درونی آفتابرو برابر ۰/۴۹۲ تا ۰/۶۳۵ میلیارد سال و εNdi برابر ۲/۳۵+ تا ۴/۱۷+ است؛ اما سن مدل (TDM2) برای توده آذرین درونی قلیچ‌کندی برابر ۰/۹۱۹ تا ۱/۰۷ میلیارد سال و εNdi آغازین برابر ۱/۲۵- تا ۳/۱۴- است که چه‌بسا نشان‌دهنده هضم پوسته‌قاره‌ای نوپروتروزوییک ایران هستند.

سپاس‌گزاری

نگارندگان نهایت مراتب سپاس خود را برای اختصاص پژوهانه به شماره اعتبار ۴۱۲۰۰/۳ از سوی دانشگاه فردوسی مشهد اعلام می‌دارند. همچنین، از همه‌داوران گرامی در افزایش بار علمی و نگارش این نوشتار، نهایت لطف خود را دریغ نکردند سپاسگزار هستند.

B



شکل ۱۰. ترکیب توده‌های آذرین درونی آفتابرو و قلیچ‌کندی در: (A) نمودار Rb/Sr در برابر La/Ce (Hofmann et al., 1986; Hou et al., 2004); (B) نمودار Rb/Sr در برابر Nb/U (Hofmann et al., 1986; Hou et al., 2004)

Figure 10. Composition of Aftabru and Qlichkandi intrusions in: (A) Rb/Sr versus La/Ce diagram (Hofmann et al., 1986; Hou et al., 2004); (B) Rb/Sr versus Nb/U diagram (Hofmann et al., 1986; Hou et al., 2004).

برداشت

توده‌های آذرین درونی عمدتاً کوارتز-مونزونیتی آفتابرو و قلیچ‌کندی سرشت کالک‌آلکالن متآلومین پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارند و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گرانیتوئیدهای حاشیه‌فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عنصرهای LILE و LREE نسبت به عنصرهای HFSE و HREE و تهی‌شدگی واضح از عنصرهای Nb، Ti و P نشان‌دهنده تعلق ماگمای سازنده توده‌های مورد نظر به پهنه‌های فرورانشی حاشیه‌قاره‌ای هستند. همچنین، مقادیر عنصر $Y > 12$

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148: 692–725.
- Alavi, M. (2007) Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Sciences* 307: 1064–1095.

- Amidi, S. M., Emami, M. H. and Michel, R. (1984) Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73: 917–932.
- Arth, J. G. and Hanson, G. N. (1975) Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39: 325–362.
- Barnes, C. G., Petersen, S. W., Kistler, R. W., Murray, R. and Kay, M. A. (1996) Source and tectonic implications of tonalite–trondhjemite magmatism in the Klamath Mountain. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123: 40–60.
- Berberian, F and Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran: Zagros Hindu Kush Himalaya geodynamic evolution, edited by H. K. Gupta and F. M. Delany. *American Geophysists Union* 3, 33–69.
- Berglund, M. and Wieser, M. E. (2011) Isotopic compositions of the elements 2009 (IUPAC Technical Report). *Pure Applied Chemistry* 83 (2): 397–410.
- Caillat, C., Dehlavi, P. and Martel-Jantin, B. (1978) Géologie de la région de Saveh (Iran). Contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme Tertiaires de la zone de L Iran Central Thèses de 3ème cycle, Grenoble, France.
- Chiardia, M. (2021) Magmatic Controls on Metal Endowments of Porphyry Cu-Au Deposits. *Society of Economic Geologists, Special Publications* 24: 1–16.
- De Paolo, D. J. and Wasserburg, G. J. (1976) Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysics Research Letters* 3:249-252.
- De Paolo, D. J. and Wasserburg, G. J. (1979) Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochimica et cosmochemica acta* 43:615-627.
- Eby, G. N. (1992) Chemical Subdivision of the A-Type Granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology* 20: 641-644.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. M. and Bourdon, B. (1997) Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Geophysical Research Atmospheres* 1021(B7): 14991-15020.
- Emami, M. H. (1991) Explanatory text of Qom. Geological Quadrangle Map 1: 250000, No. E6. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Frey, F. A., Chappell, B. W. and Roy, S. D. (1978) Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne Intrusive Series, Sierra Nevada batholith, California. *Geology* 6: 239–242.
- Ge, X., Li, X., Chen, Z. and Li, W. (2002) Geochemistry and petrogenesis of Jurassic high Sr low Y granitoids in eastern China: constrains on crustal thickness. *Chinese Science Bulletin* 47(11).
- Gharamohammadi, Z. and Kananian, A. (2016) Geochemistry and petrogenesis of the Dehe Bala calc-alkaline granodiorites, southwest of Boein Zahra. *Petrological Journal* 27(4) (in Persian with English Abstract).
- Gharamohammadi, Z., Kananian, A. and Eliassi, M. (2019) Geochemical and fractal analysis of enclaves in the Dehe-Bala intrusion (Northwestern Iran): a new concept to the interpretation of crust–mantle interaction process. *Geological quarterly* 63(3): 505–521.
- Ghasemi, A. and Talbot C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Science* 26: 683–693.
- Golonka, J. (2007) Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps: late Paleozoic. *Geologia* 33(2): 145–209.
- Green, T. H. (1995) Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust–mantle system. *Chemical Geology* 120: 347–359.
- Hanson, G. N. (1980) Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Earth and Planetary Sciences Letter* 8: 371–406.
- Hasanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D. (2008) U-Pb geochronology of late neoprotozoic- early Cambrian granitoid in Iran:

- implication for paleogeography, magmatism and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71- 96.
- Haschke, M., Ahmadian, J., Murata, M. and McDonald, I. (2010) Copper mineralization prevented by arc-root delamination during Alpine-Himalayan collision in Central Iran. *Economic Geology* 105: 855–865.
- Hatzfeld, D., Molnar, P. (2010) Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implication. *Review Geophysics* 48: RG2005.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. and White, W. M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constrains on mantle evolution. *Earth and Planetary Sciences Letter* 79: 33–45.
- Hou, Z. Q., Gao, Y. F., Qu, X. M., Rui, Z. Y. and Mo, X. X. (2004) Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east–west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Sciences Letter* 220: 139 –155.
- Kananian, A., Hamzei, Z., Sarjoughian, F. and Ahmadi, J. (2014) Origin and tectonic setting of granitic rocks and dolerite dikes in the Nasrand pluton, southeast of Ardestan. *Petrological Journal* 7: 103-118 (i in Persian with English Abstract).
- Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafroudi, A., Mohammadi, F., Askari, A., Sadeghi, M., Francisco, S. J. and Stern, C. R. (2021) Comparison of petrological and geochemical characteristics of three different type of Eocene copper-gold mineralization in eastern Iran. *Ore Geology Reviews* 138: 1-22.
- Karimpour, M. H., Rezaei, M., Zarasvandi, A. and Malekzadeh Shafroudi, A. (2021) Saveh-Nain-Jiroft Magmatic Belt replaces Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt: Investigation of genetic relationship between porphyry copper deposits and adakitic and non-adakitic granitoids. *Journal of Economic Geology* 13(3): 465-506 (in Persian).
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geology Society of American Bulletin* 101: 635-643.
- Martin, R. F. and De Vito, C. (2005) The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. *Canadian Mineralogist* 43: 2027–2048.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *646 Earth Science Reviews* 37: 215-224.
- Mirnejad, H., Raeisi, D. and Heidari, F. (2015) Geochemistry and petrogenesis of tonalite from Iju area, northwest of Shahr-e Babak (Kerman province), with emphasis on adakitic magmatism. *Petrological Journal* 24: 197-210 (in Persian with English Abstract).
- Mo, X., Hou, Z., Niu, Y., Dong, G., Qu, X., Zhao, Z. and Yang, Z. (2007) Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet. *Lithos* 96: 225–242.
- Modjarrad, M. (2015) Geochemistry of Bezow-Daghi volcanic rocks, Urmia; adakitic magmatism in the Urumieh-Dokhtar magmatic belt. *Petrological Journal* 21:121-138 (in Persian with English Abstract).
- Moghadam, H. S. and Shahbazi Shiran, H. (2010) Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region (Ardabil): An example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran. *Petrological Journal* 4:15-34 (in Persian with English Abstract).
- Moghadam, H. S., Corfu, F., Chiaradia, M., Stern, R. J. and Ghorbani, G. (2014) Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. *Lithos* 210–211: 224–241.
- Moghadam, H. S., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R. J., Santos, J. F. and Wu, Y. (2013) Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the Chah Jam–Biarjmand metamorphic complex (Iran):

- Magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research* 27: 439-452.
- Moghadam, H. S., Khademi, M., Zhaochu Hu, Robert J. Stern, Jose F. Santos, and Yuanbao Wu (2013) Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research* 27: 439-452.
- Moghadam, H. S., Li, Q. L., Li, X. H., Stern, R. J., Levresse, G., Santos, J. F., Lopez Martinez, M., Ducea, M. N., Ghorbani, G. and Hassannezhad, A. (2020) Neotethyan Subduction Ignited the Iran Arc and Backarc Differently. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 125.
- Moghadam, H. S., Li, X. H., Ling, X. X., Santos, J. F., Stern, R. J., Li, Q. L. and Ghorbani, G. (2015) Eocene Kashmar granitoids (NE Iran): Petrogenetic constraints from U-Pb zircon geochronology and isotope geochemistry. *Lithos* 216: 118–135.
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suarez, M. (2005) The Bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 147–162.
- Morley, C. K., Kongwung, B., Julapour, A. A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K. and Kazemi, H. (2009) Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere* 5: 1–38.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica and Cosmochemica Acta* 38: 757–775.
- Nouri, F., Azizi, H., Asahara, Y., Khodaparast, S., Madanipour, S. and Yamamoto, K. (2018) Evolution of the Late Eocene Saveh magmatic complex, central Iran: Partial melts of sub-continental lithospheric mantle and magmatic differentiation. *Lithos* 314–315: 274–292.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380–398.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1978) Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, north Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63–81.
- Pirmohammadi Alisha, F. (2015) Petrogenesis of post-collisional Plio-Quaternary adakitic rocks in south of Tabriz. *Petrological Journal* 22: 71-90 (in Persian with English Abstract).
- Rapp, R. P., Xiao, L. and Shimizu, N. (2002) Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakite in east China. *Acta Petrologica Sinica* 18: 293–311.
- Rasouli, J., Ghorbani, M. and Ahadnejad, V. (2015) Field evidence, microscopic and geochemical data to determine the origin of magmatic enclaves in the Jebale Barez plutonic complex (east and northeast Jiroft). *Petrological Journal* 22: 173-196 (in Persian with English Abstract)
- Rezaei-Kahkhaei, M., Galindo, C., Pankhurst, R. J. and Esmaeily, D. (2011) Magmatic differentiation in the calc-alkaline Khalkhab–Neshveh pluton, Central Iran: *Journal of Asian Earth Sciences* 42: 499–514.
- Richards, J. P. (2003) Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu– (Mo–Au) deposit formation. *Economic Geology* 98: 1515–1533.
- Richards, J. P. (2009) Post subduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology* 37: 247–250.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T. (2012) High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107(5), 295–332.
- Rollinson, H. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, New York.

- Rossetti, F., Nasrabady, M., Theye, T., Gerdes, A., Monié, P., Lucci, F. and Vignaroli, G. (2014) Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: the late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran). *Geological Society of America Bulletin* 126: 317–343.
- Şengör, A. M. C. (1985) The story of Tethys: how many view did Okieanos have. *Episodes* 8: 12-3.
- Şengör, A. M. C. (1989) The Tethyside orogenic system: An introduction. *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, Kluwer, 1-22.
- Şengör, A. M. C. and Natalin, B. A. (1996) Paleotectonics of Asia: fragment of a synthesis. In: *The Tectonic Evolution of Asia* (Eds. Yin, A. and Harrison, T. M.) 486–640. Cambridge University Press, Cambridge, London, England.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J. (2009) Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita* 44: 265–283.
- Shahabpour, J. (2007) Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 652–665.
- Shand, S. J. (1943) Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. John Wiley and Sons, New York.
- Stampfli, G. M. (2000) Tethyan oceans. In: *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area* (Eds. Bozkurt, E., Winchester, J. A. and Piper, J. D.) Special Publications 173: 1–23. Geological Society, London, England.
- Stampfli, G. M., Von Raumer, J. and Borel, G. (2002) The Paleozoic evolution of pre Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. *Geological Society of America, Special Paper* 364: 263–280.
- Stern, R. J. (1994) Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22: 319–351.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran; a review. *American Association Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229–1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: *Magmatic in Oceanic Basins* (Eds. Sunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications 42: 313–345. Geological Society London, England.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30: 3008–3302.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London.
- Yang, Z. M., Lu, Y. J. and Chang, Z. H. (2016) High-Mg Diorite from Qulong in Southern Tibet: Implications for the Genesis of Adakite-like Intrusions and Associated Porphyry Cu Deposits in Collisional Orogens. *Journal of Petrology* 56(2): 227–254.
- Zindler, A. and Hart, S. (1986) Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14(1): 493–571.