

Original Research Paper

Sr-Nd-Pb isotope and geochemistry of Anomaly 21 plutonic rock, Bafq metallogenic district (Central Iran): the evidence of Late Neoproterozoic magmatism

Niloofer Nayeibi¹, Dariush Esmaeily^{1*}, Soroush Modabberi¹, and Ryuichi Shinjo²

¹ School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

² Department of Physics and Earth Sciences, University of the Ryukyus, Okinawa, Japan

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2022 July 29

Accepted: 2022 October 22

Available online: 2023 March 21

Keywords:

Late Precambrian-Early Paleozoic

Central Iran

Sr-Nd-Pb isotopes

Monzonites

Subduction

Continental crust

ABSTRACT

Anomaly 21A, as a part of Bafq iron-apatite ore metallogenic district, is located in Central Iran, and encompasses wide spectrum of igneous, sedimentary and metamorphic rocks. The igneous rocks that show narrow geochemical variations and dominantly plot in the monzonite to monzodiorite fields, are plotted in the calc-alkaline and high-K calc-alkaline affinities. Geochemical data are characterized by enrichment LILE and LREE as compare to HFSE and HREE, respectively, and depletions in Nb-Ta-Ti imply the mantle-derived melts modified by subduction components. The isotopic signatures of Anomaly 21A samples, e.g., $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, $\epsilon\text{Nd}_{0.7}$, imply the dominant mantle signature. Their initial Pb isotopic composition of study rocks are 18.87 to 20.32 for $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, 15.72 to 15.84 for $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, and 40.74 to 42.32 for $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$. The isotopic modellings show less than 4% incorporation of melt-derived subducted sediment into the mantle wedge or variable degrees of contamination by upper continental crust. We suggest partial melting of a sub-arc mantle melt that has been metasomatized by slab-derived sediments and interacted with continental crust en-route the shallower surface as the premise of the geodynamic of Central Iran.

1. Introduction

Although some of the igneous, metamorphic, and sedimentary Cadomian districts of the Central Iran have been thoroughly investigated, much lesser effort has been so far devoted to the study of isotopic signatures of Central Iran, and there are still considerable gaps in the regional age pattern so that for large parts of the Central Iran no radiometric age data are yet available at all, e.g., Posht-e-Badam. The plutonic rocks of Anomaly 21A located within the Early Paleozoic intrusive and volcano-sedimentary sequence is the most recently explored deepest iron anomaly in the Bafq district. The presence of significant volcano-sedimentary sequences along the Posht-e-Badam Block is considered as the

complexity of this Zone. This study, for the first time, reports Sr-Nd-Pb isotopes, and whole rock data to decipher magma source, and contribution of the down-ward slab, and continental crust during the petrogenesis of the Anomaly 21A plutonic rocks. Kashmar tectonic zone, with an approximately 1000*80 kilometer dimension, defines as a continental region that is covered by Late Neoproterozoic–Early Paleozoic to Meso-Cenozoic metamorphic rocks. This magmatic zone hosts Bafq, Saghand, Chadormalu, and Jalal Abad iron ore deposits (Figs. 1 and 2). The Bafq-Saghand metallogenic province as the Cambrian Volcanic-Sedimentary Unit (CVSU) belongs to the Tashk complex (627–533 Ma) which is

* Corresponding author: Dariush Esmaeily; E-mail: dsmaeili@ut.ac.ir

Citation:

Nayeibi, N., Esmaeily, D., Modabberi, S., and Shinjo, R., 2023. Sr-Nd-Pb isotope and geochemistry of Anomaly 21 plutonic rock, Bafq metallogenic district (Central Iran): the evidence of Late Neoproterozoic magmatism. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(1), 127, 143-160. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.353903.2022>.

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

doi: 10.22071/gsj.2022.353903.2022

dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.1.10.7



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

defined as the oldest rock series of this province and is dominantly composed of schists, amphibolites, gneisses, migmatites, and to a lesser extent, marbles, and quartzites along with carbonatic and volcano-sedimentary sub-units of the Boneh-Shurow formation (617–544 Ma). To better understanding of magmatism and its association with mineralization, three deep holes were drilled with the depth of SH.A.1, SH.A.2 and SH.A.3 with depths of 1900.1 m, 1907.5 m, and 1995.5 m, respectively. The rocks in the deep holes show monzonite to quartz-monzonite (Figs. 3) and are slightly altered and partly replaced by argilic, silicic, and carbonatic alteration.

2. Analytical Methods

Whole-rock of 35 samples were crushed in a jaw crusher, and about 50g were powdered in an agate ring mill to less than 200 mesh. Whole-rock major-element oxides, and trace and rare earth elements analyses were performed by X-ray fluorescence (XRF) spectroscopy and ICP–MS techniques using a Philips PW2404 instrument at ALS Chemex (Guangzhou) Co., Ltd. These elements were analyzed after fusion of 0.2g of rock powder with 1.5g LiBO_2 that were then dissolved in 100 mL 5% $\text{Hf}+\text{HNO}_3$. Detection limits are in the range 1% for trace elements and 5% for REEs. The analyses of Sr, Nd, and Pb isotope compositions were performed by using a Thermo Scientific Neptune Plus multi-collector inductively coupled plasma-mass spectrometry (MC-ICP-MS) at the University of the Ryukyus. Strontium, Nd and Pb were separated from the same dissolution. Sr and Pb were purified using a single 0.1-ml Sr-Spec resin column (Eichrom Technologies) based on the method reported in Pin et al. (1994). Nd was separated using single column chemistry with 1 mL of Eichrom Ln-Spec resin (Shibata and Yoshikawa, 2004). This separation technique is simple and rapid compared with previous, traditional methods including several steps of column separation for each element; the technique was developed by modification of Shinjo et al. (2010) for Hf separation and Scher and Delaney (2010) and Huang et al. (2012) for Nd.

3. Results and discussion

The results of the geochemical analyses of the intrusive rocks of Anomaly 21A are presented in Table 1. The plutonic rocks plot in the monzonite field on the SiO_2 vs. $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ classification diagram (Middlemost et al., 1994) (Fig. 4a). On the K_2O vs. SiO_2 diagram, the samples show variable K_2O contents and dominantly plot in the calc-alkaline to high-alkaline fields (Fig 4b). The A/CNK (molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$) ratio of these rocks plot in the metaluminous and slightly peraluminous domains (Fig. 4c). The geochemical features of basic and intermediate samples, e.g., $\text{Na}_2\text{O}>\text{K}_2\text{O}$, A/CNK <1 and a positive association between Y and SiO_2 are characteristic of I-type granitoids

(Fig. 4d; White and Chappell, 1983), consistent with the presence of amphibole, or perturbation of the water in mantle protholite. Plots of primitive mantle and chondrite normalized trace element and REE patterns show the investigated samples are characterized by moderate enrichment in LREE and Rb, Th, U, K, and depletion in HFSE, Nb, Ta, Ti, P and Sr (Figs. 5a and b). The data show similar chondrite-normalized REE patterns (Sun and McDonough, 1989) and are characterized by light rare-earth element (LREEs) enrichment relative to heavy rare earth elements (HREEs).

Strontium and Nd isotope ratios of representative plutonic rocks are listed in Tables 2 and 3. The largely immobile behavior of Nd makes Nd isotopes more robust than Sr isotopes with respect to hydrothermal alteration, which is indicated by the variable Rb, Sr and LOI concentrations in the studied samples. The $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the samples range from 0.75 to 2.69, and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios fall in a restricted range of 0.7095–0.7147. The rocks show different initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios for gabbroic and granitic rocks, corresponding to $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ values of -3.2 to 0.5. The depleted mantle model ages (T_{DM}) of the rocks are 1.03–1.92 Ga, in accordance with derivation of the magma from a much older source than the Cadomian continental crust. The samples display similar Sr-Nd isotope ratios with the Cadomian plutonic rocks from Zarand and Saghand in Central Iran (Sepidbar et al., 2020), in contrast to Soltan Meydan basaltic rocks (Derakhshi et al., 2017) located in the Alborz Magmatic Zone (Fig. 6a). The Pb isotope compositions of the samples from study area are listed in Table 4. The rocks display Pb isotopic composition with $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of 18.87–20.32, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of 15.72–15.84, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of 40.74–42.32. These isotopic ratios are higher than comparable data from the Zarand and Jalal Abad plutonic rocks (Sepidbar et al., 2020), and one sample plots on the Northern Hemisphere Reference Line (NHRL) (Zindler and Hart, 1986) (Figs 6b and c). The samples plot in the fields of marine sediments and continental crust and indicate an origin of Pb from the crustal source (Figs. 6b, c).

The geochemical signatures of the investigated data on primitive-normalized spider diagrams imply the subduction settings. This findings are further corroborated by Th/Ta vs. Yb, and Ta/Yb vs. Th/Yb plots (Figs. 5e, and f). Moreover, the REE data invokes a mantle-derived melts modified by subducting components. The geochemical signatures, e.g., $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2.9\text{--}8.5$, and $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.2\text{--}9.7$, as well as, negative Eu anomaly can be attributed to the post magmatic phenomenon, e.g., hydrothermal alteration. The negative Eu anomaly implies different degrees of crustal contamination and/or plagioclase fractionation in parental melt. The Nb/Ta, and Nb/La ratios of the investigated data are 17 and 0.7, respectively, suggesting dominant mantle signature. In addition, Y/Nb, and Nb/U ratios of the study samples span narrow spectrum range between 0.4 to 4.1 (ave. 1.5), and 16 to 32, respectively,

argue for the predominant mantle signature, corresponding to positive and negative yielded epsilon Nd (i.e., $\epsilon Nd_{(i)} = -3.2$ to 0.5). The investigated data show $Sr/Y=1.1$ to 44.2 , and $La/Yb=4.1$ to 15.7 which are in stark contrast with slab-derived melt (or adakitic signature) as proposed by Stern and Kilian (1996).

The geochemical signatures of the Anomaly 21A plutonic rocks, e.g., high concentration of thorium (e.g., $Th=3-16$), $La/Sm=1-5.5$, Ce/Yb ratio= $9.8-3$), and low Ce/Pb concentration (e.g., $1-15$) show sediment-derived melt played significant role as compare with the sediment-derived fluid. To quantitative appraisal of the sediment-derived melts during the petrogenesis of Anomaly 21A, we applied isotopic-trace element, and isotopic-isotopic modelings (e.g., $\epsilon Nd_{(i)}$ vs. Ba/Nb , and $^{206}Pb/^{204}Pb$), and binary trace element ratios (e.g., Th/Yb vs. Nb/Yb). Accordingly, our modeling reveal no more than 4% involvement of sediment-derived melt during the petrogenesis of parental melt (Figs. 7a-c). As discussed above, the study samples show calc-alkaline affinity, similar to normal arcs, and are far from adakitic rock. Further, in contrast to Jalal Abad and Zarand rocks, the basic to felsic composition of the investigated samples argue against bimodal magmatism. It means that the Anomaly samples likely represent melts derived from the deeper mantle mixed with melts derived from a lithospheric mantle that has been metasomatized by slab-derived components (not slab-derived melt). Ponding the metasomatized magma at the base of the crust, allows for melting of the lower continental crust to form the study rocks. This is compatible with the inferences implied by the isotopic characteristics of the studied samples. The occurrence of hydrous mineral phases in the Anomaly 21A rocks (e.g., amphibole) together with moderately lithophile elements, indicates that primitive magmas in the part are resulted

from low partial melting of the deeper mantle (probably near to asthenosphere-lithosphere boundary) mixed with melts derived from sub-continental lithospheric mantle (=SCLM) or sub-arc mantle that has been metasomatized by slab-derived components. The Sr-Nd isotopic data of the felsic samples imply further involvement of the crustal components into the petrogenesis of the studied rocks.

4. Conclusion

- Whole-rock data show that the Anomaly 21A plutonic rocks encompass a narrow composition and plot in monzonite field, and show calc-alkaline to high-K calc-alkaline affinities.
- Geochemical data are characterized by enrichment LILE and LREE as compare to HFSE and HREE, respectively, and depletions in Nb-Ta-Ti suggest the mantle-derived melts modified by subduction components.
- The rocks show different initial $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios for gabbroic and granitic rocks, corresponding to $\epsilon Nd_{(i)}$ values of -3.2 to 0.5 . The rocks display Pb isotopic composition with $^{206}Pb/^{204}Pb$ ratios of $18.87-20.32$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ ratios of $15.72-15.84$, and $^{208}Pb/^{204}Pb$ ratios of $40.74-42.32$.
- The Anomaly samples likely represent melts derived from the deeper mantle mixed with melts derived from a lithospheric mantle that has been metasomatized by slab-derived components (not slab-derived melt). Ponding the metasomatized magma at the base of the crust, allows for melting of the lower continental crust to form the study rocks. The occurrence of hydrous mineral phases (e.g., amphibole) together with moderately lithophile elements, however, indicates that primitive magmas in the part are resulted from low partial melting.

نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd-Pb و زمین‌شیمی سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری (آنومالی) 21A، منطقه متالورژی بافق (ایران مرکزی): شاهدهی بر ماگماتیسزم اواخر نئوپروتروزویک

نیلوفر نایی^۱، داریوش اسماعیلی^{۱*}، سروش مدبری^۱ و ریوکی شینجو^۲

^۱ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲ دانشکده فیزیک و علوم زمین، دانشگاه ریوکیوس، اوکیناوا، ژاپن

چکیده

ناحیه بی‌هنجاری (آنومالی) 21A به‌عنوان بخشی از کانسارهای آهن-آپاتیت منطقه فلززایی (متالورژی) آهن بافق بخشی از زون ایران مرکزی را شامل می‌شود که در این ناحیه طیفی از سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی رخمون دارند. سنگ‌های آذرین این ناحیه منطقه با دارا بودن دامنه تغییرات محدود زمین‌شیمیایی عمدتاً در محدوده مونزونیت تا مونزودیوریت قرار می‌گیرند که ماهیت کالک-آلکالن تا کالک-آلکالن پتاسیم بالا را از خود نشان می‌دهند. نمودارهای بهنجار شده به گوشته اولیه و کندریت گویای غنی‌شدگی از LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE و تهی‌شدگی از Nb-Ti-Ta است که دلالت بر این دارد که سنگ‌های ماگمایی مشتق شده از گوشته سنگ کراهی توسط فرایندهای فرورانش تغییر کرده‌اند. مقادیر اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و نیز نسبت‌های اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ حاکی از ترکیبات عمده گوشته‌ای هستند. ترکیب ایزوتوپی سرب نمونه‌های منطقه شامل $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18/87 - 20/32$ ، $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15/84 - 15/77$ و $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 40/74 - 42/32$ می‌باشد. مدل‌سازی ایزوتوپی نمونه‌های پلوتونیک منطقه تأثیرپذیری کمتر از ۴ درصد ذوب رسوبات صفحه فرورونده و نیز درجات مختلف مشارکت پوسته پایینی را از خود نشان می‌دهند. از این‌رو، ذوب بخشی درجه پایین یک گوشته زیرکمانی که توسط سیالات مشتق شده از رسوبات صفحه فرورونده متاسوماتیسزم شده و واکنش با پوسته قاره‌ای طی صعود به سطوح بالاتر متحمل شده‌اند برای سنگ‌های بی‌هنجاری (آنومالی) 21A پیشنهاد می‌شود.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۵/۰۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۷/۳۰

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:

اواخر پرکامبرین - پالتوزویک زیرین

ایران مرکزی

ایزوتوپ‌های Sr-Nd-Pb

مونزونیت

فرورانش

پوسته قاره‌ای

۱- پیش‌نوشتار

به‌رغم پژوهش‌های گوناگون در زمینه زمین‌شیمی توالی آذرین، رسوبی و دگرگونی کادمین (Linnemann et al., 2008; Nance et al., 2008; Pereira et al., 2011; Murphy et al., 2004; Orejana et al., 2015؛ شکاری و همکاران، ۱۳۹۶، ۱۳۹۷؛ الف، ب؛ بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶، ۱۳۹۷؛ ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۷، ۱۳۹۸؛ الف، ب؛ پ؛ رضایی و همکاران، ۱۳۹۹؛ الف، ب)، تلاش کمی برای پی بردن به ویژگی‌های ایزوتوپی و زمین‌شیمیایی برای بخش‌های گسترده ایران مرکزی انجام شده است که از آن‌جمله می‌توان به بلوک پشت بادام اشاره نمود. سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A که در سکناس آتشفشانی-رسوبی واقع شده است به عنوان ژرف‌ترین و جدیدترین حوزه بی‌هنجاری آهن در ناحیه بافق شناخته می‌شود. حضور قابل توجه توالی‌های پلوتونیک، ولکانیک و رسوبی درک عمیق ماگماتیسزم کادمین در طول بلوک پشت بادام را مشکل ساخته است (شکل ۱). این پیچیدگی به‌دلیل قرارگیری ماگما در قاعده پوسته قاره‌ای و تبادل گرما و مواد مذاب به بخش‌های مجاور تشدید می‌شود. مطالعه حاضر، نخستین گزارش داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd-Pb و زمین‌شیمی سنگ کل از سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری

21A می‌باشد که با هدف شناسایی پتروژنز و مشارکت اجزای درگیر پوسته فرورونده و نیز پوسته قاره‌ای در پتروژنز سنگ‌های تشکیل دهنده این ناحیه صورت پذیرفته است. نتایج حاصل از این مطالعه تأکید به تفسیر و بازسازی ناحیه منشأ ناحیه بافق در زمان فرورانش اقیانوس پروتوتیتیس به زیر صفحه ایران مرکزی دارد.

۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه زمین‌ساختی که از کاشمر آغاز و تا کرمان به طول تقریبی ۱۰۰۰ کیلومتر و عرض ۸۰ کیلومتر با ساختاری پیچیده ادامه یافته است، به‌عنوان ناحیه‌ای با سنگ‌های قاره‌ای شناخته می‌شود که در آن یک پی‌سنگ دگرگونی نئوپروتروزویک توسط سنگ‌های نئوپروتروزویک بالایی-پالتوزویک زیرین (کامبرین زیرین) تا مزوزویک (تریاس) و سنوزویک پوشیده شده است (Haghipour and Pelissier, 1977; Ramezani and Tucker, 2003). زون زمین‌ساختی کاشمر-کرمان میزبان کانسارهای آهن دار گسترده‌ای همچون بافق-ساغند، چادرملو و جلال آباد زرنده می‌باشند. منطقه متالورژی بافق-ساغند به‌عنوان یک واحد آتشفشانی-رسوبی به سن کامبرین با

* نویسنده مسئول: داریوش اسماعیلی؛ E-mail: dsmaeili@ut.ac.ir

ماخذنگاری:

نایی، ن.، اسماعیلی، د.، مدبری، س. و شینجو، ر.، ۱۴۰۲، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd-Pb و زمین‌شیمی سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری (آنومالی) 21A، منطقه متالورژی بافق (ایران مرکزی): شاهدهی بر ماگماتیسزم اواخر نئوپروتروزویک. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳(۱)، ۱۴۳-۱۶۰. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.353903.2022>

doi: 10.22071/gsj.2022.353903.2022

doi: 20.1001.1.10237429.1402.33.1.10.7

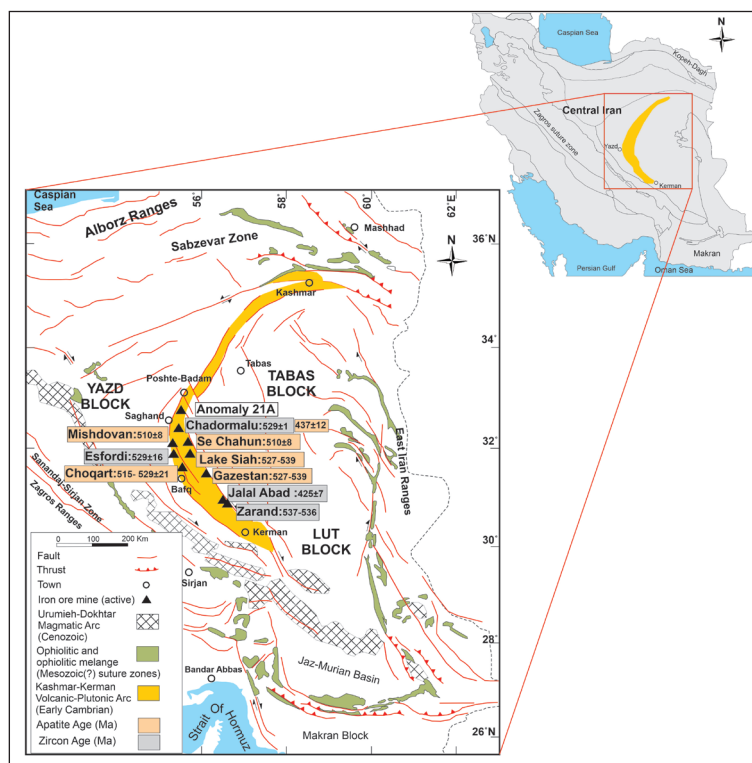
حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.



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

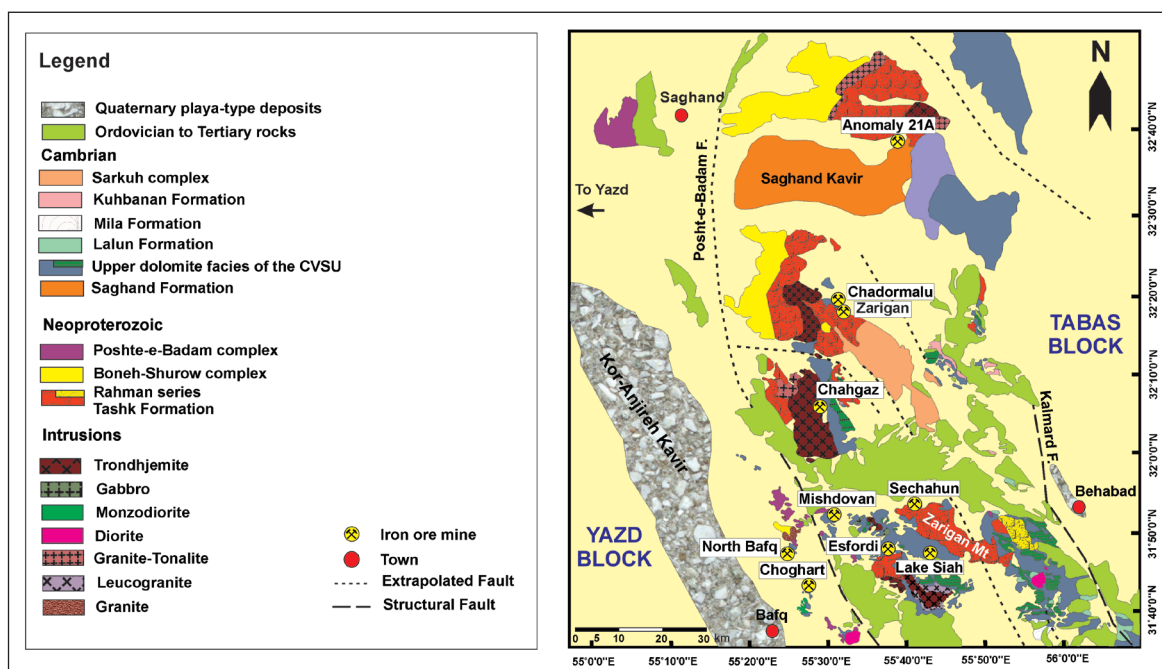
را مشکل می‌سازد. به منظور درک بهتر ماگماتیسم و ارتباط با کانه‌زایی آن، ۳ گمانه اکتشافی در این ناحیه حفر گردید: ۱- گمانه SH.A.1 با ژرفای ۱۹۰/۱ متر، ۲- گمانه SH.A.2 با ژرفای ۱۹۰/۵ متر و ۳- گمانه SH.A.3 با ژرفای ۱۹۹/۵ متر. براساس مطالعات سنگ‌نگاری، مغزه‌های حفاری با سنگ‌های رسوبی آغاز (از بالا به پایین شامل شیل، سیلت سنگ و گل‌سنگ) که به ترتیب در گمانه‌های ۱، ۲ و ۳ تا ژرفای ۱۴۹۹/۷، ۱۳۰۵/۵ و ۱۳۴۲/۴ متری ادامه یافته و پس از آن با حضور مونزونیت و سنگ‌های دگرگونی رخنمون می‌یابند. در تفسیر جامع‌تر، سنگ‌های رسوبی از لحاظ چینه‌شناسی، مربوط به سازند نایبند به سن تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین هستند. کوارتز، کانی‌های رسی و فلدسپات بخش عمده این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. بلورهای کوارتز و کربنات به صورت ثانویه و پرکننده حفرات و در زمینه آرژیلیکی شده سنگ مشاهده می‌شوند. فلدسپات‌ها نیز در اثر دگرسانی با کانی‌های رسی جانشین شده‌اند. دگرسانی آرژیلیکی شدن، سیلیسی شدن و کربناته شدن از دگرسانی‌های مهم این نمونه‌ها به‌شمار می‌روند. با ادامه حفاری، سنگ‌های مونزونیتی تا مونزودوریتی منطقه پدیدار گردید که بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب سدیک (آلیت-آلیگوکلاز) و آلکالی فلدسپات‌ها از کانی‌های اصلی بوده و آثار تجزیه به کانی‌های رسی و سریست در آنها دیده می‌شود. هم‌چنین تجمعانی از ریزبلورهای کلریت، بیوتیت و مسکوویت به همراه لکه‌های کربنات در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. تجدید تبلور گسترده و خردشدگی، حکایت از تأثیر نیروهای زمین‌ساختی در این منطقه دارد. با ادامه فرایند حفاری، ۵۶/۶ متر آثار مگنتیت در مغزه‌های منطقه مشاهده گردید که شامل ۸/۲ متر با عیار بالا، ۱۱/۵ متر با عیار متوسط و ۳۶/۹ متر مگنتیت عیار پایین می‌باشد (Nayebi et al., 2022) که به‌همراه آن سنگ‌های متاسوماتیسم دارای کانی اکتینولیت و کلریت نیز مشاهده می‌شود. مگنتیت مشاهده شده دارای عیار متوسط بوده و رگچه‌های کلسیت و کوارتز درون آن مشاهده می‌شود.

کمپلکس تاشک به سن ۵۳۳ تا ۶۲۷ میلیون سال و با ترکیب شیست، آمفیبولیت، گنایس، میگماتیت و تا حدی کمتر مرمر و کوارتزیت و نیز واحدهای آتشفشانی-رسوبی بنه شور به سن ۵۴۴ تا ۶۱۷ میلیون سال (Ramezani and Tucker, 2003) به‌عنوان قدیمی‌ترین سنگ‌های سری این منطقه شناخته می‌شوند. ناحیه بی‌هنجاری 21A واقع در ۱۱۴ کیلومتری شمال‌خاور بافق و ۴۵ کیلومتری شمال معدن چادرملو متشکل از واحدهای دگرگونی (میکاشیست، گارنت شیست، آندولوزیت-سیلیمانیت شیست، مرمریت، آمفیبولیت و گنایس) و واحدهای رسوبی (کنگلومرا، سنگ آهک، دولومیت و ماسه سنگ) به سن نوپروتروزوییک تا پالئوزوییک زیرین می‌باشد. این ناحیه بین ساختارهای گسلی اصلی-گسل‌های چابدونی، پشت بادام، کلمرد و کوه‌ناب-قرار گرفته و به‌عنوان مجموعه‌ای فرازمین (horst) و فروزمین (graben) تفسیر شده است. جوان‌ترین واحدهای رخنمون یافته در این محدوده شیل، ماسه سنگ، سیلتستون و اسلیت‌های ژوراسیک تا کرتاسه زیرین می‌باشند که با زاویه بین ۱۵° تا ۴۵° به سمت خاور شیب دارند و ستبرای این سنگ‌ها که در فاصله ۱۵ تا ۲۰ کیلومتری شمال ناحیه بی‌هنجاری اندازه‌گیری شده، حدود ۱۴۰۰ متر است (شکل ۲). ماسه سنگ‌ها و سیلتستون‌ها ترکیب پلی‌میکتیکی دارند؛ سیمان این سنگ‌ها، کربناته، آرژیلیتی-کربناته و کربناته-آرژیلیتی است. اسلیت‌های زغالی-آرژیلیتی و رسی-زغالی یا زغالی (شیل‌ها) از مخلوطی از مواد زغالی و رسی و قطعاتی از کوارتز، فلدسپات و کلسیت تشکیل شده‌اند. سنگ‌ها به‌صورت متراکم با رگه‌های کوارتز و کربناته با اندازه ۰/۵ متر آغشته شده‌اند. هم‌چنین دارای ایتراکلسیت‌هایی با ستبرای تا چندین متر از انواع اسلیت زغالی تا زغال هستند. براساس سن‌سنجی‌های اخیر و انطباق بین سنگ‌های بلوک‌های مختلف، سنگ‌های رخنمون یافته در بسیاری از بالاآمدگی‌های فرازمین مانند در ایران مرکزی به نوپروتروزوییک پسین نسبت داده شده‌اند هرچند که گسلش گسترده، انطباق ناحیه‌ای بین واحدهای سنگ‌چینه‌نگاری (لیتواستراتیگرافی)



شکل ۱- نقشه ساختاری بخش خاوری ایران- موقعیت منطقه کاشمر- کرمان، بی‌هنجاری و کانسارهای آهن-آپاتیت بر روی نقشه مشخص شده است (برگرفته از رضایی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003)).

Figure 1. Simplified map of eastern section of Iran. The arcuate region of Kashmar-Kerman including anomalies and iron oxide-apatite deposits (modified after Ramezani and Tucker, 2003).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده از کانسارهای آهن-آپاتیت و بی‌هنجاری‌های مهم در ایران مرکزی (منطقه فلزایی بافق). (برگرفته از تلفیق و ویرایش نقشه‌های ۱:۲۵۰,۰۰۰ تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)

Figure 2. Regional geological sketch map of the important Central Iran anomalies and iron oxide-apatite deposits of the Bafq metallogenic belt (Taken from the compilation and editing of 1:250,000 maps prepared by Geological Survey and Mining Exploration of Iran).

۳- روش پژوهش

به منظور انجام مطالعات سنگ‌نگاری، ۱۲۰ نمونه با حداقل تأثیرپذیری از فرایندهای دگرسانی و متاسوماتیسم انتخاب شدند. پس از سنگ‌نگاری، از میان مقاطع موجود ۳۵ نمونه از سنگ‌های نفوذی برای انجام آنالیزهای زمین‌شیمیایی انتخاب شد.

۳-۱- آنالیز سنگ کل

عناصر اصلی و جزئی ۳۵ نمونه برداشت شده از منطقه به ترتیب با استفاده از اشعه ایکس (XRF) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه ALS Chemex (گوانگژو) چین اندازه‌گیری شدند. نمونه‌های پودر شده (۵۰ میلی گرم) به وسیله مخلوط اسید HF+HNO₃ در ظروف تفلونی فشار قوی حل شدند. دقت آنالیز، براساس آنالیزهای تکراری، برای عناصر اصلی ۱٪ است درحالی که بیشتر عناصر جزئی دارای عدم اطمینان ۵٪ هستند.

۳-۲- ایزوتوپ‌های Sr-Nd-Pb

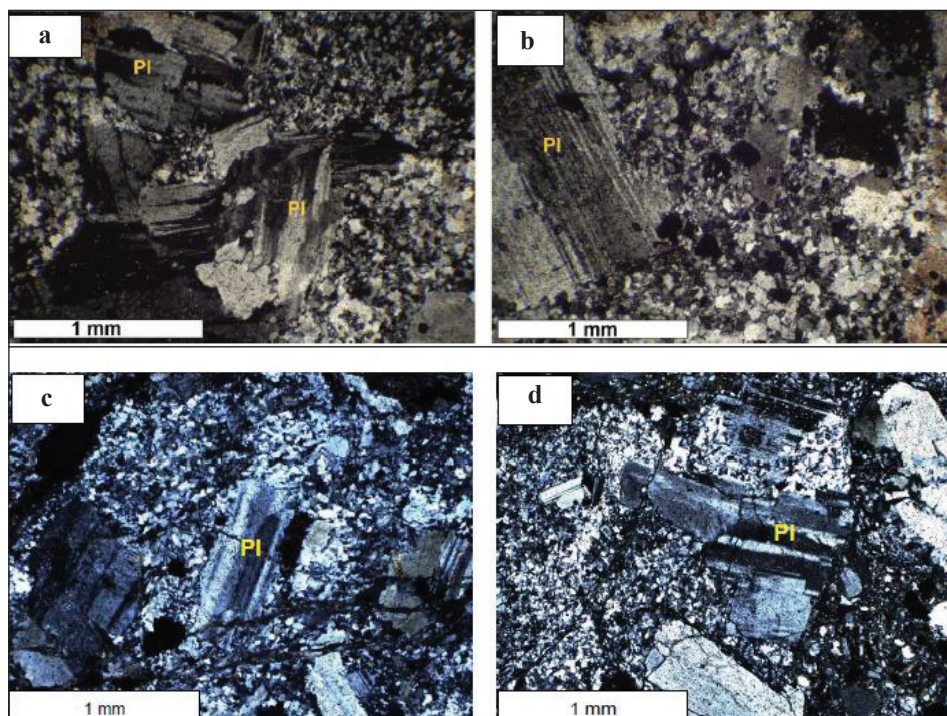
آنالیزهای ترکیبات ایزوتوپی Sr، Nd و Pb با استفاده از یک دستگاه طیف‌سنج جرمی آنالیز (Thermo Scientific NeptunePlus (MS-ICP-MS)) در دانشگاه‌های ریوکیوس ژاپن انجام شد. محاسبه مقادیر Sr، Nd و Pb پس از آماده‌سازی از یک محلول مشابه، اندازه‌گیری شده‌اند. Sr و Pb با استفاده از یک ستون رزین ۰/۱ میلی لیتر Eichrom Technologies) براساس روش ارائه شده توسط پین و همکاران (Pin et al., 1994) تصفیه شدند. جداسازی Nd با روش استفاده از ستون مجزا و به کارگیری ۱ میلی لیتر رزین Ln-spec Eichrom صورت گرفت. این روش جداسازی شامل چندین مرحله جداسازی ستون‌ها برای هر عنصر است؛ و با تغییرات توسط شینجو و همکاران (Shinjo et al., 2010) برای جداسازی Hf و شیرودلانی (Scher and Delaney, 2010) و هوآنگ و همکاران (Huang et al., 2012) توسعه داده شده است.

۴- داده‌ها و اطلاعات

۴-۱- سنگ‌نگاری

عمده سنگ‌های نفوذی در منطقه مورد مطالعه شامل مونزونیت تا مونزودیریت می‌باشند که به طور کلی دانه متوسط بوده و اساساً شامل تجمعات کانی‌های حاوی پلاژیوکلازهای نیمه‌شکل‌دار زونینگ‌دار به عنوان فاز اصلی فنوکریست (۵۵ تا ۶۰ درصد حجمی) و به میزان کمتر کوارتز، آلکالی فلدسپار (۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی) و آمفیبول (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) و همچنین مقادیر اضافی از مگنتیت، آپاتیت، کلسیت، زیرکن و کانی‌های کدر (اوپاک) هستند (شکل ۳- a و b) که بافت‌های ساب‌گرانولار و پورفیروید را نشان می‌دهند. بلورهای پلاژیوکلاز تحت تأثیر فرایندهای دگرسانی به‌طور بخشی توسط سریست و آلپیت جایگزین شده‌اند. دانه‌های پیروکسن اغلب به‌طوربخشی در هسته کانی‌های هوربلند باقی مانده‌اند. افزون بر این، کانی‌های آمفیبول متأثر از فرایند دگرسانی به ترمولیت و اکتینولیت تبدیل شده‌اند. به‌رغم مشاهده درجات مختلف دگرسانی در سنگ‌های منطقه، بافت ماگمایی و کانی‌شناسی هنوز به‌خوبی در آنها حفظ شده است.

مونزودیریت پورفیری در این نمونه‌ها با بافت پورفیروید (شکل ۳- c و d) از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به صورت نیمه‌شکل‌دار و دوقلویی (پلی‌سینتیک + کارلسباد)، فلدسپار پتاسیک (با دوقلویی شاخص کارلسباد)، و کوارتز (با بلورهای بی‌شکل) و پولک‌های کلریتی شده از بیوتیت در زمینه‌ای متبلور و هم‌رشد از دانه‌های ریز کوارتز و فلدسپار پتاسیم به علاوه کمی پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند. کانی‌های غالب درشت‌بلورها، بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز (الیگوکلاز- آندزین) هستند و نسبت درشت‌بلورها به زمینه متبلور، برابر ۴۰-۴۵ به ۵۵-۶۰ است.



شکل ۳- a و b) تصاویر میکروسکوپی فنو کریست‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های مونزونیتی منطقه 21A، c و d) نمایی از بافت پورفیری در سنگ مونزودایوریت پورفیری (در نور XPL).

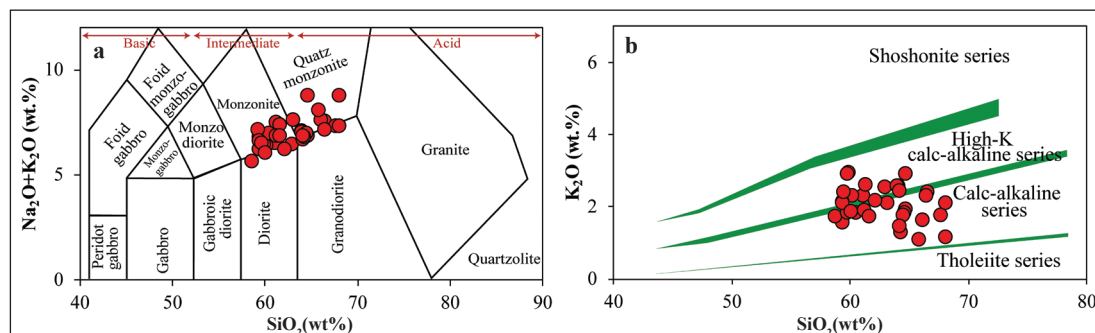
Figure 3. Microphotograph of Anomaly 21A plutonic rock. (a and b) Plagioclase phenocrysts of monzonitic rocks. c, d) porphyry texture in monzodioritic rock.

۲-۴- زمین‌شیمی

واقع شده‌اند (شکل ۴-۳) که این انحراف به‌موجب افزایش نسبی میزان عناصر قلیایی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) به‌دنبال تفریق ماگما، تفریق آمفیبول (Zen, 1986) و یا ناهمگنی آب در پروتولیت گواشته (Waight et al., 1998) است. ویژگی‌های سنگ‌نگاری همچون حضور کانی‌های مافیک موجود در سنگ‌های منطقه (مانند آمفیبول و تا حدی نیز کلینوپروکسن) و نیز ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این نمونه‌ها همچون $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ و $\text{A/CNK} < 1$ تأییدی بر ماهیت I-Type بودن سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A است (White and Chappell, 1983).

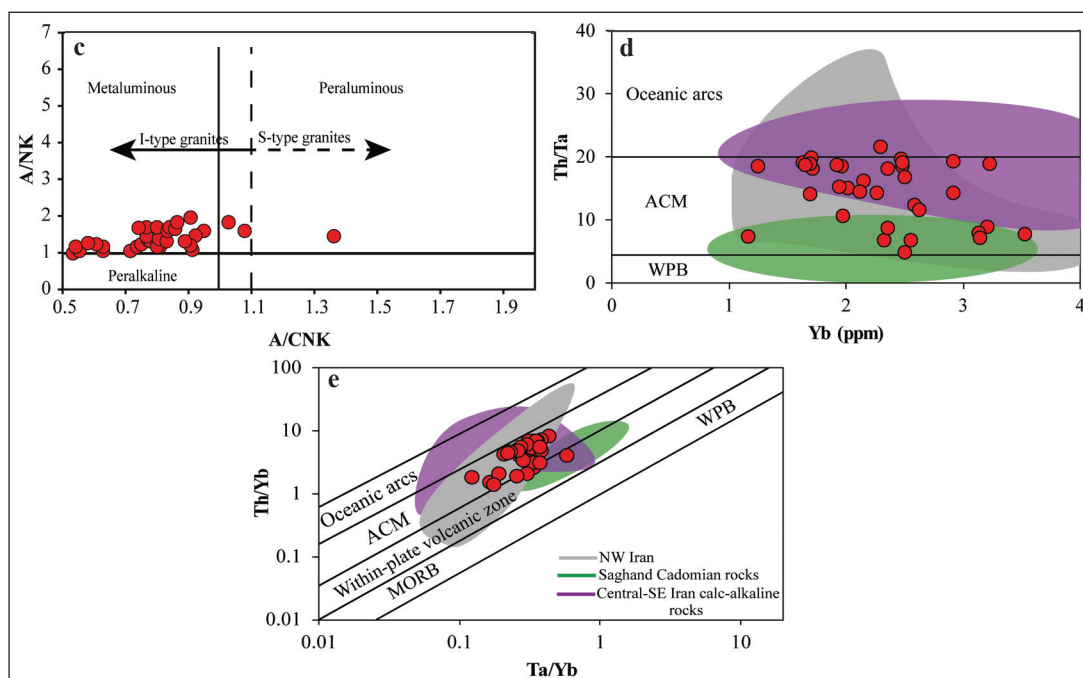
نمودارهای بهنجار شده عناصر فرعی (trace elements) و عناصر خاکی کمیاب (REE) به گوشته اولیه و کندریت گویای غنی‌شدگی متوسطی از LREE, Rb, Th, U, K و تهی‌شدگی از Sr و HFSE, Nb, Ta, Ti هستند (شکل ۵-۳ و ۵-۴).

نتایج حاصل از آنالیزهای زمین‌شیمیایی سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A در جدول ۱ ارائه شده است. برپایه نمودارهای طبقه‌بندی زمین‌شیمیایی سیلیس در برابر مجموع قلیایی‌ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)، نمونه‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A اغلب در محدوده مونزونیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۳) که تقسیم‌بندی زمین‌شیمیایی تطابق خوبی با مطالعات سنگ‌نگاری دارند. میزان متغیر K_2O در نمونه‌های منطقه با قرارگیری آنها در محدوده کالک-آلکان تا کالک-آلکان پتاسیم بالا در نمودار SiO_2 در برابر K_2O همراه می‌باشد (شکل ۴-۳). بر پایه شاخص اشباع‌شدگی از آلومینیم (ASI)، مقادیر A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) نمونه‌های پلوتونیک مورد مطالعه منطقه در محدوده متاآلومینوس تا اندکی انحراف به سمت پرآلومینوس



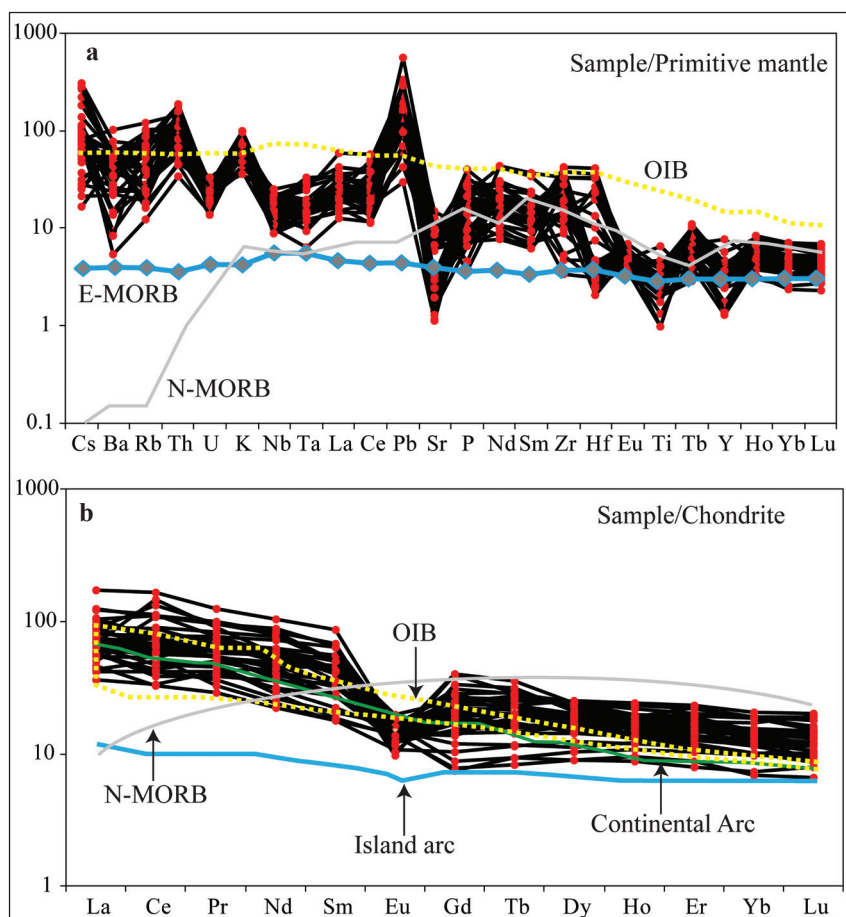
شکل ۴-۳ a) موقعیت سنگ‌های پلوتونیک منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار رده‌بندی TAS (SiO_2 در برابر $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) (Middlemost, 1994). b) نمودار SiO_2 در برابر K_2O گویای ماهیت کالک-آلکان تا کالک-آلکان پتاسیم بالای نمونه‌ها است.

Figure 4. Geochemical diagrams: a) TAS diagram (Middlemost 1994). The samples plot in the gabbro, gabbroic diorite, diorite and granite fields. b) K_2O vs. SiO_2 diagram: the samples follow the calc-alkaline and high-K calc-alkaline series.



شکل ۴- c) موقعیت متاآلومینوس تا کمی پرآلومینوس نمونه‌های مورد مطالعه منطقه بر روی نمودار شاخص درجه اشباع از آلومینیم (Shand, 1947). سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A بر روی نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی برگرفته از پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984). موقعیت سنگ‌های پلوتونیک چادرملو بر روی نمودارهای محیط زمین‌ساختی Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce and Peate, 1995).

Figure 4. c) A/CNK vs. A/NK (Shand, 1947). d) Tectonic discriminating plots adopted from Pearce et al. (1984), and e) Th/Yb vs. Ta/Yb diagram demonstrating continental arc affinity of the Anomaly 21A magma (Pearce and Peate, 1995).



شکل ۵- a) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه، b) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های بی‌هنجاری 21A (Sun and McDonough, 1989).

Figure 5. a) Primitive mantle normalized trace element profiles, b) chondrite-normalized REE profiles for the Anomaly 21A plutonic rocks. (Normalization values are from Sun and McDonough (1989)).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A

Sample	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN	AN
--------	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

۳-۴- ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Sr-Nd-Pb

چادرملو، زرنده (جلال آباد) و ساغند نشان می‌دهند (Ramezani and Tucker, 2003) با این تفاوت که مناطق یاد شده، نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نسبتاً بالاتری نسبت به نمونه‌های پالتوزویک (اردوئیسین پسین - سیلورین پیشین) آتشفشانی خوش ییلاق (Derakhshi et al., 2017) (واقع در زون ساختاری البرز) دارند (شکل ۶- a).

نتایج حاصل از داده‌های ایزوتوپی سرب (Pb) نمونه‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A در جدول ۴ ارائه شده است. این سنگ‌ها ترکیب ایزوتوپی محدودی از Pb که شامل $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18/87-20/32$ و $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15/72-15/84$ است را از خود نشان می‌دهند. مقادیر ایزوتوپی سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A تشابهاتی را با مقادیر گزارش شده از دیگر نقاط ایران مرکزی مانند چادرملو (Nayebi et al., 2021) و زرنده (جلال آباد) (Sepidbar et al., 2020) از خود نشان می‌دهند به‌طوری‌که تمامی نمونه‌های ایران مرکزی در محدوده رسوبات دریایی و پوسته قاره‌ای بالایی قرار گرفته که این امر دلالت بر منشأ سرب از پوسته بالایی دارد (شکل ۶- b و c).

نتایج حاصل از داده‌های ایزوتوپی استرنسیم (Sr) و نئودیمیم (Nd) نمونه‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A در جدول‌های ۲ و ۳ ارائه شده است. مقادیر Rb, Sr, Sm, و Nd به‌منظور اهداف مطالعات ایزوتوپی با توجه به سن‌های به‌دست آمده به روش اورانیم-سرب کانی زیرکن در سنگ‌های نفوذی منطقه با حدود ۴۸۰ تا ۵۰۰ میلیون سال محاسبه شده است (Nayebi et al., 2022). نسبت $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ نمونه‌های مورد مطالعه منطقه در گستره تغییرات ۰/۷۵ تا ۲/۶۹ و مقادیر اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در یک دامنه تغییرات گسترده ۰/۷۰۹۵ تا ۰/۷۱۴۷ قرار گرفته‌اند. افزون بر این، تغییرات در میزان اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ محدود می‌باشد که معادل با $-3/2$ تا $-0/5$ $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ است. سن مدل گوشته تهی شده (T_{DM}) سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A در یک بازه زمانی ۱/۹۲ Ga - ۱/۰۳ محاسبه گردیده‌اند که در تطابق کامل با ماگمای منشأ گرفته شده از یک پوسته کادومین ایران است. نمونه‌های پلوتونیک چادرملو از نظر نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd تشابهات زیادی را با سایر نمونه‌های کادومین ایران مرکزی همچون مناطق

جدول ۲- نتایج داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr نمونه سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A.

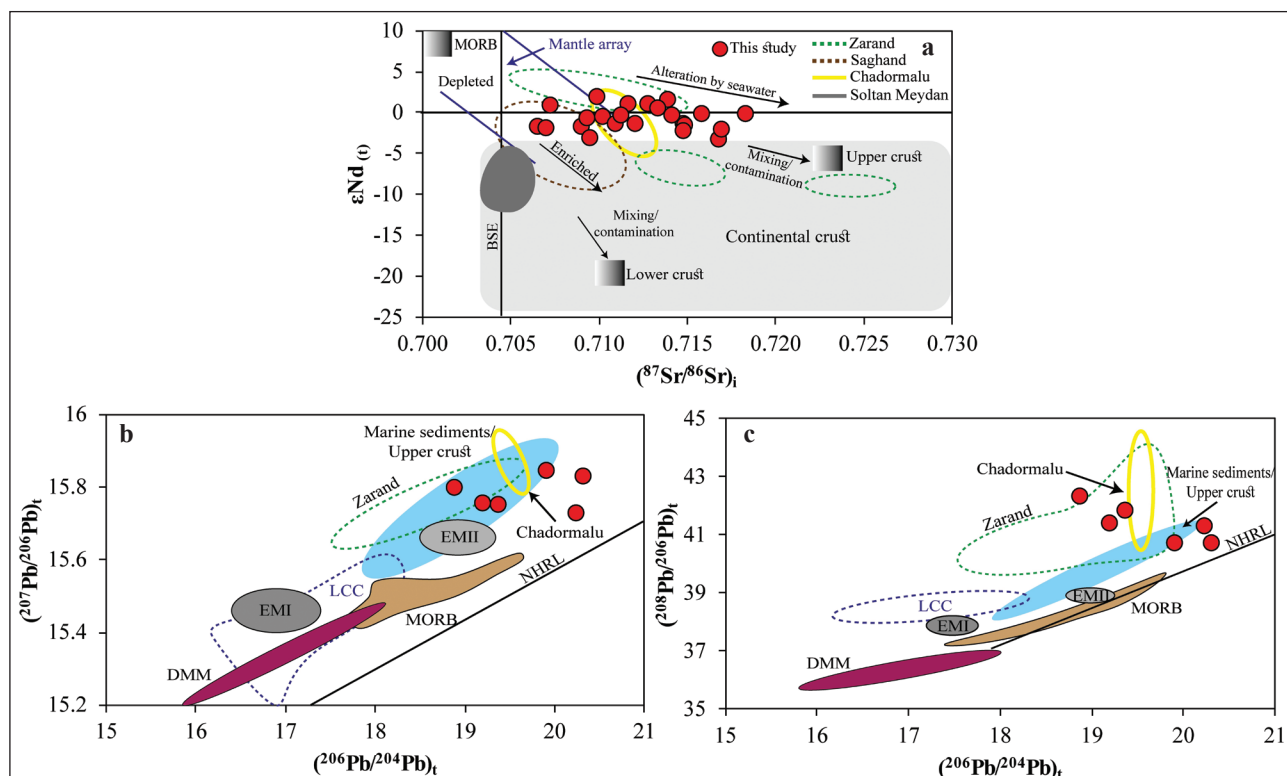
Table 2. The results of Rb-Sr isotopes of Anomaly 21A plutonic rocks.

Sample	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$	$\epsilon\text{Sr}_{(0)}$	$\epsilon\text{Sr}_{(t)}$
AN21-27	2.31	0.729452	0.7133	354.9	133.5
AN21-28	1.20	0.717892	0.7095	190.8	79.4
AN21-30	2.49	0.732265	0.7148	394.8	155.8
AN21-32	2.69	0.732947	0.7141	404.5	144.9
AN21-33	0.75	0.716483	0.7112	170.8	104.2
AN21-34	1.49	0.725210	0.7147	294.7	154.4

جدول ۳- نتایج داده‌های ایزوتوپی Sm-Nd نمونه سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A.

Table 3. The results of Sm-Nd isotopes of Anomaly 21A plutonic rocks.

Sample	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	$\epsilon\text{Nd}_{(0)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	$T_{(DM)}$
AN21-27	0.12	0.512411	0.512019	-4.4	0.5	1.03
AN21-28	0.16	0.512350	0.511830	-5.6	-3.2	1.92
AN21-30	0.13	0.512340	0.511906	-5.8	-1.7	1.32
AN21-32	0.11	0.512345	0.511970	-5.7	-0.5	1.08
AN21-33	0.27	0.512857	0.511968	4.3	-0.5	1.08
AN21-34	0.14	0.512336	0.511872	-5.9	-2.4	1.49



شکل ۶- قرارگیری نمونه‌ها بر روی نمودار ایزوتوپی (a) $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ در برابر ϵNd محدوده MORB از شینجو و همکاران (Shinjo et al., 2010). (b) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ و $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b, c). در برابر $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. داده‌های ساغند برگرفته از رمضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003)، زرد برگرفته از سپیدبار و همکاران (Sepidbar et al., 2020)، چادرملو برگرفته از نابیی و همکاران (Nayebi et al., 2021) و خوش ییلاق برگرفته از درخشانی و همکاران (Derakhshi et al., 2017).

Figure 6. a) $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ versus $\epsilon\text{Nd}(t)$ variation diagram (Shinjo et al., 2010). The Chadormalu rocks show mixed mantle - crust signatures. b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, and (c) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams for the Chadormalu plutonic rocks. Data source for Saghand, Zarand, Chadormalu, and Khosh Yeylagh from Ramezani and Tucker, 2003, Sepidbar et al. 2020; Nayebi et al. 2021; Derakhshi et al. 2017, respectively.

جدول ۴- نتایج داده‌های ایزوتوپی Pb نمونه سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A.

Table 4. The results of Pb isotopes of Anomaly 21A plutonic rocks.

Sample	Measured			$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$	Initial		
	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
AN21-27	21.11	15.86	50.13	14.87	0.03	374.95	19.91	15.84	40.74
AN21-28	19.82	15.80	42.93	7.68	0.07	60.38	19.20	15.75	41.42
AN21-30	20.51	15.83	45.42	2.33	0.01	187.11	20.32	15.83	40.74
AN21-32	19.69	15.77	43.97	3.96	0.03	83.89	19.37	15.75	41.87
AN21-33	21.59	15.75	49.95	16.77	0.03	344.34	20.23	15.73	41.33
AN21-34	20.22	15.82	49.88	16.64	0.04	301.78	18.88	15.80	42.33

۵- بحث

۵-۱- محیط زمین‌ساختی

I-Type دما بالا، در ماگمای اولیه به دلیل دمای بالا و حلالیت بالای Zr، زیرکن به صورت محلول است و ماگما تحت اشباع از زیرکن است و بنابراین همزمان با آغاز تفریق و جدایش بلورهای کومولایی، مقدار Zr در مذاب افت می‌کند. این درحالی است که در پلوتونیک‌های I-Type دما پایین، ماگما اشباع از زیرکن است و در

برپایه حضور یا نبود مواد باقی مانده جامد، به‌ویژه بلورهای باقی مانده زیرکن در مخزن ماگمایی و رفتار برخی عناصر در برابر تغییرات SiO_2 ، پلوتونیک‌های I-Type به دو دسته دما بالا و دما پایین تقسیم می‌شوند (Chappell et al., 1998). در پلوتونیک‌های

پلاژیوکلاز در ماگمای مادر سنگ‌های منطقه و نیز شرایط اکسیداسیون طی تفریق بلوری باشد (Drake and Weill, 1975; Rollinson, 1993).

نسبت عناصر فرعی ناسازگار با ضریب توزیع مشابه (مانند Nb/Ta, Nb/La, Y/Nb, Nb/U و Lu/Yb) که متأثر از فرایندهای تفریق می‌باشند به منظور تشخیص ناحیه منشأ و ارزیابی احتمالی مشارکت پوسته به کار می‌رود (Morata et al., 2005). ماگمای مشتق شده از گوشته با میانگین نسبت Nb/La و Nb/Ta به ترتیب ۱۷/۵ و ۱ مشخص می‌گردد در حالی که، سنگ‌های مشتق شده از پوسته عمدتاً نسبت‌های پایین‌تری دارند و به ترتیب با میانگین‌های ۱۱-۱۲ و ۰/۴ مشخص می‌شوند. میانگین نسبت Nb/La و Nb/Ta در سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A به ترتیب ۱۷ و ۰/۷ می‌باشند که مقادیر فوق‌دلالیت بر ویژگی گوشته‌ای سنگ‌های منطقه دارند. براساس مطالعات ایبای (Eby, 1992)، نسبت Y/Nb کمتر و بیشتر از ۱/۲ به ترتیب شاخص مذاب منشأ گرفته از گوشته و پوسته می‌باشند. در مطالعه حاضر، نمونه‌های مورد مطالعه منطقه نسبت Y/Nb در گستره ۰/۴ تا ۴/۱ (با میانگین ۱/۵) را دارا می‌باشند که گویای نقش ضمنی پوسته طی پرتوزن سنگ‌های بی‌هنجاری 21A است. نسبت Nb/U در مذاب‌های منشأ گرفته از MORB، گوشته اولیه و پوسته بالایی به ترتیب ۱۰، ۳۴، ۴۷ تا ۴/۴ می‌باشند. سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A با دارا بودن نسبت Nb/U در گستره ۱۶ تا ۳۲ مشارکت درجات مختلف پوسته در پرتوزن سنگ‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهند.

نمودار ایزوتوپی Sr-Nd به طور گسترده در تعیین مکانیسم آلاش پوسته‌ای به کار می‌روند. براین اساس، نمونه‌های با مشارکت بالای پوسته، مقادیر نسبتاً پایین $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ و بالای $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ را از خود نشان می‌دهند (Jiang et al., 2007). براساس نمودارهای دوتایی $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ در برابر $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (شکل ۶-ا)، نمونه‌های مورد مطالعه منطقه به موازات خط BSE واقع شده‌اند. مقادیر ایزوتوپی $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7147$ تا 0.7095 و $\epsilon\text{Nd}_{(0)} = -3.2$ تا -0.5 سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21 دلالت بر نقش رسوبات پلاژیوک فرورونده و یا درجات مختلف آلاش با ترکیبات پوسته بالایی و یا اختلال و تحرک استرنسیم طی فرایند دگرسانی گرمایی به موجب واکنش با آب‌های جوی دارند.

۵-۲- ناحیه منشأ

نسبت‌های ایزوتوپی استرنسیم و نئودیمیم، رفتار عناصر HFSE و نیز نمودارهای بهنجار شد به گوشته اولیه و کندریت به طور گسترده جهت تشخیص ناحیه منشأ به کار برده می‌شوند. گوشته غنی شده EMI و EMII مذاب‌هایی با مقادیر ایزوتوپی نئودیمیم منفی را به وجود می‌آورند. مقادیر منفی و مثبت ایزوتوپی نئودیمیم نمونه‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A گویای نقش گوشته غنی شده EMI و EMII و یا فعل و انفعالات گوشته-پوسته در تشکیل سنگ‌های این منطقه هستند. مقادیر مثبت ایزوتوپی نئودیمیم همراه با غنی‌شدگی K, Rb, REE و دیگر HFSE از ویژگی‌های مذاب مشتق شده از گوشته OIB می‌باشند. نمونه‌های مورد مطالعه منطقه با دارا بودن نسبت‌های بالای LILE/HFSE و نیز LREE/HREE همراه با بی‌هنجاری‌های منفی Nb, Ta و Ti الگوهای متفاوت از مذاب‌های OIB را از خود نشان می‌دهند. افزون بر این، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های پلوتونی بی‌هنجاری 21A همچون $\text{Sr/Y} = 1.1-4.4$ و نیز $\text{La/Yb} = 4.1-15.7$ در تضاد با سنگ‌های آداکیت می‌باشند (Kay et al., 1993; Stern and Kilian 1996). این امر حاکی از عدم دخالت مذاب مشتق شده از لبه فرورونده (مذاب آداکیتی) در تشکیل سنگ‌های منطقه می‌باشد و ماهیت غیر آداکیتی (کالک آلکال معمولی) را نشان می‌دهد.

ترکیب زمین‌شیمیایی گوه گوشته‌ای می‌تواند با افزودن ترکیبات صفحه فرورونده تعدیل یابد. از آنجا که، فازهای سیال عمدتاً میزبان عناصر ناسازگار کالکوفیل (مانند تنگستن، سرب و قلع)، روییدیم، باریم، اورانیم و استرنسیم می‌باشند، متاسوماتیزه شدن به موجب آب‌زدایی صفحه فرورونده می‌تواند افزایش این عناصر و نیز

نتیجه، همزمان با شروع تفریق ماگما، جدایش بلورهای آن آغاز می‌شود و مقدار Zr با افزایش تفریق (افزایش SiO_2)، افزایش می‌یابد. فرایند جدایش Zr از مذاب مادامی رخ می‌دهد که ماگما فوق اشباع از زیرکن باشد که این امر دمای کمی بیشتر از ۸۸۵ درجه سانتی گراد را نشان می‌دهد. تا هنگامی که مذاب مراحل تفریق جزء به جزء را طی می‌کند، میزان زیرکن در مذاب افزایش می‌یابد که این امر نیز باعث فلسیک‌تر شدن مذاب و همراه با کاهش دما است (Watson, 1987).

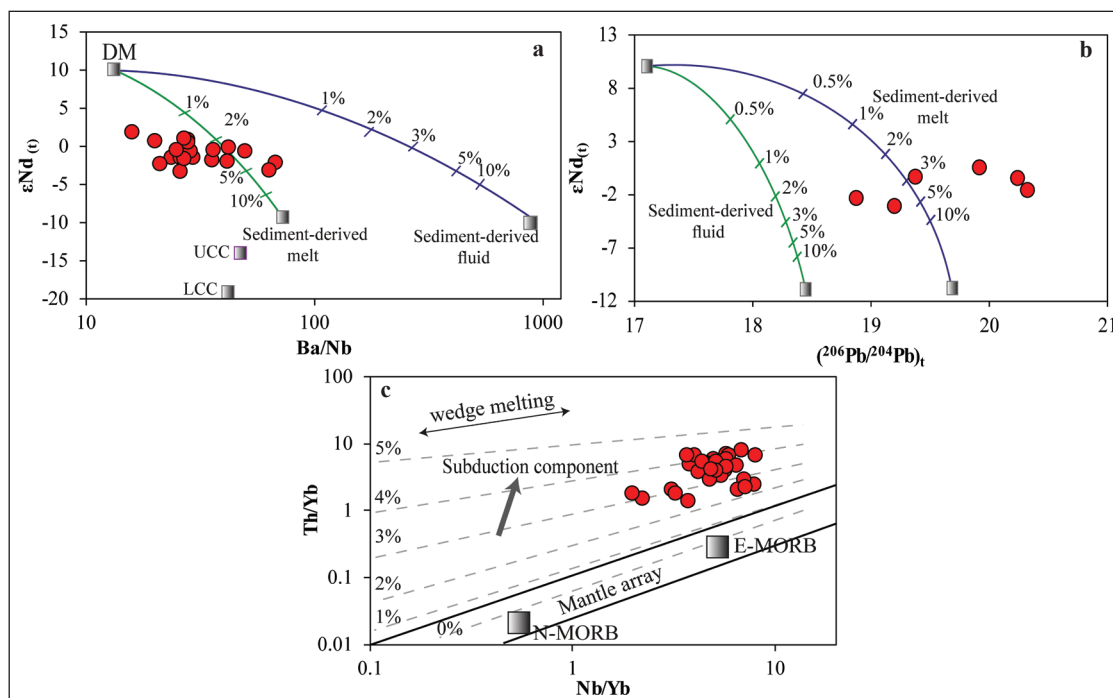
ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمودارهای بهنجار شده عناصر فرعی (trace elements) و عناصر خاکی کمیاب (REE) سنگ‌های منطقه دلالت بر یک محیط فرورانش دارند که ماگما در حاشیه فعال قاره‌ای فوران و جایگیری کرده است (Baier et al., 2008; Pearce and Peate, 1995). افزون بر این، الگوهای REE مشابه در نمونه‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A بهنجار شده به کندریت (غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE)) را می‌توان به سنگ‌های ماگمایی مشتق از گوشته سنگ‌کره‌ای که پیش‌تر توسط فرایندهای فرورانش تغییر کرده‌اند نسبت داد (Hawkesworth et al., 1999). سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی همچون $(\text{La/Yb})_N = 2.9-8.5$ و $(\text{Gd/Yb})_N = 0.9-2.7$ و نیز بی‌هنجاری منفی مشخص Eu همراه می‌باشند. روند پراکنده عناصر لیتوفیل را می‌توان تا حدی به دگرسانی گرمایی موجود در منطقه نسبت داد. بر روی نمودار Yb در برابر Th/Ta، سنگ‌های پلوتونیک منطقه مورد مطالعه مشخصه‌های حاشیه فعال قاره‌ای کمان ماگمایی را از خود نشان می‌دهند (شکل ۴-د). ماهیت حاشیه فعال قاره‌ای بودن نمونه‌های منطقه مورد مطالعه با قرارگیری آن‌ها در محدوده کمان قاره‌ای در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb نیز قابل اثبات است (شکل ۴-ه).

۵-۱- آلاش پوسته‌ای

آلاش پوسته‌ای اغلب نقش مهمی را در تعدیل ترکیب سنگ‌های ماگمایی ایفا می‌کند. بنابراین، تعیین نقش ترکیبات پوسته‌ای در پرتوزن سنگ‌های ماگمایی پیش از استفاده از عناصر در راستای تعیین ناحیه منشأ حائز اهمیت است. ماگمای مشتق شده از گوشته طی فرایند صعود به سطوح بالاتر و در نتیجه اقامت در مخازن پوسته‌ای ممکن است دستخوش تغییرات زمین‌شیمیایی شوند. چنین ویژگی‌هایی ممکن است با استناد به شواهد مطالعه مغزه‌های حفاری، مطالعات سنگ‌نگاری و نیز داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی قابل تشخیص می‌باشند. اگرچه شواهد صحرایی مانند عدم مشاهده آنکلاو در سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A، ممکن است نقش ناچیز مشارکت پوسته طی فرایند پرتوزن بی‌هنجاری 21A دلالت داشته باشد اما شواهد زمین‌شیمیایی به شرح ذیل به مشارکت پوسته در پرتوزن این محدوده تأکید دارد. ترکیبات پوسته‌ای، به‌ویژه سنگ‌های رسوبی دما پایین، سنگ‌های پلوتونیک حدواسط و فلسیک و سنگ‌های دگرگونی، غنی از LILE ، LREE ، K_2O و Na_2O و تهی شده از TiO_2 ، P_2O_5 و Ta می‌باشند (Rudnick and Gao, 2003). همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد، سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A غنی‌شدگی از $(\text{Sr}$ و LILE Cs, Rb, Ba) و نسبت LREE به HFSE (Ta و Nb) و LREE از خود نشان می‌دهند. آلاش پوسته‌ای یا مشارکت ترکیبات صفحه فرورونده در ناحیه گوه گوشته با غنی‌شدگی LILE و بی‌هنجاری‌های منفی Nb و Ta روی می‌دهد (Zhou et al., 2009). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی یاد شده در سنگ‌های مورد مطالعه منطقه، نقش ترکیبات پوسته‌ای طی فرایند پرتوزن و یا ترکیبات صفحه فرورونده در ناحیه گوه گوشته‌ای را آشکارتر می‌سازد. همچنین، بی‌هنجاری‌های منفی آشکار Nb-Ta در نمونه‌های مورد مطالعه منطقه ممکن است دلالت بر حضور فازهای حاوی Nb طی ذوب آب‌دار گوه گوشته‌ای باشد (Smedley, 1988). بی‌هنجاری منفی Eu در نمونه‌های مورد مطالعه منطقه از جمله شواهد دیگر نقش آلاش پوسته‌ای در پرتوزن سنگ‌های منطقه می‌باشد (Rudnick and Gao, 2003). از سوی دیگر، بی‌هنجاری منفی Eu می‌تواند منعکس‌کننده درجات مختلف تبلور بلوری

ترکیبات رسوبی در پتروژنز نمونه‌های مورد مطالعه منطقه، مدل‌سازی اختلاط با استفاده از نسبت‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی Nd-Pb براساس پارامترهای ارائه شده توسط پلانک (Plank, 2014) و سان و مک‌دونوف (Sun and McDonough, 1989) صورت پذیرفت. براین اساس، نمونه‌های پلوتونیک منطقه تأثیرپذیری کمتر از ۴ درصد ذوب رسوبات صفحه فرورونده را طی پتروژنز از خود نشان می‌دهند (شکل ۷-a و b) که در تطابق با قرارگیری نمونه‌ها در زیر خط ۵ درصد ذوب در نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb پیشنهادی توسط پیرس و پیت (Pearce and Peate, 1995) می‌باشد (شکل ۷-c).

نسبت‌های روبیدیم، باریوم، اورانیم و استرنسیم در برابر توریم شود (Castillo, 2008; Kirchenbaur et al., 2012). مشارکت ذوب رسوبات فرورونده در گوه گشته‌ای با افزایش تمرکز عناصر غیرمتحرک مانند توریم و نیز افزایش نسبت‌های La/Sm و Ce/Pb همراه می‌باشند (Tatsumi, 2000). در نمونه‌های مورد مطالعه بی‌هنجاری 21A مقادیر نسبتاً بالای توریم در گستره تغییرات ۳ تا ۱۶، نسبت‌های La/Sm در گستره تغییرات ۱ تا ۵/۵، نسبت Ce/Yb در گستره تغییرات ۹/۸ تا ۳۹ و نیز مقادیر پایین Ce/Pb در گستره تغییرات بین ۱ تا ۱۵ گویای نقش ذوب رسوبات در مقایسه با سیالات مشتق شده از صفحه فرورونده است. به منظور ارزیابی بیشتر احتمال مشارکت



شکل ۷- مدل‌سازی ایزوتوپی-زمین‌شیمیایی نمونه‌های بی‌هنجاری 21A که نشان‌دهنده مشارکت کمتر از ۴ درصد رسوبات فرورونده است.

Figure 7. Isotopic-geochemistry modelling showing the contribution of less than 4 wt. % of a subducted sediment component.

۶- ژئودینامیک

سنگ‌های ماگمایی اواخر نئوپروتروزویک کمتر از ۵ درصد حجمی جلگه ایران را در برمی‌گیرند که عمدتاً در مناطق مرکزی ایران مانند سازندهای ریزو و دزو (Horton et al., 2008)، چادرملو (Nayebi et al., 2021)، زرنند (Sepidbar et al., 2020)، ساغند (Ramezani and Tucker, 2003) و اردکان (Nouri et al., 2022)، شمال‌باختر ایران مانند زنجان-تکاب و خوی-سلماس (Hassanzadeh et al., 2008; Azizi et al., 2011; Moghadam et al., 2017; Honarmand et al., 2018)، میشو (Shahzeidi et al., 2017) و سقز (Daneshvar et al., 2019)، شمال‌خاور ایران مانند بندرهارچاه (Hassanzadeh et al., 2008; Hosseini et al., 2015)، ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۸ الف، ب؛ رضایی و همکاران، ۱۳۹۹ الف، ب) کمپلکس بورنورد (Karimpour et al., 2011; Bagherzadeh et al., 2015) و چاه جم- یارجمند (Moghadam et al., 2013; Balaghi et al., 2014) و مناطقی از زون سندج-سیرجان (Hassanzadeh et al., 2008; Shakerardakani et al., 2015; Davoudian et al., 2016;)

از ترکیب زمین‌شیمیایی آنها، ساختار کادومین در ایران در یک گستره زمانی محدود ۵۳۰ تا ۵۷۰ میلیون سال قرار گرفته است که در تطابق زمانی با پوسته کادومین رخنمون یافته در جنوب‌خاور آناتولی (۵۷۲ تا ۵۵۹ میلیون سال) می‌باشد (Beyarslan et al., 2016). از سوی دیگر، برخی از پژوهشگران آثار برجای مانده از پوسته ائوآرکن تا نئوپروتروزویک را با استناد به زیرکن‌های موروثی موجود در سنگ‌های آتشفشانی مزوزویک-سنوزویک در زون‌های ارومیه-دختر (Babazadeh et al., 2017, 2019, 2021, 2022; Chaharlang and Ghorbani, 2020)، ایران مرکزی و سندج-سیرجان (Jafari et al., 2020) گزارش داده‌اند. برپایه مطالعات جدید صورت گرفته توسط عزیزی و واتمن (Azizi and Whattam, 2022)، چند گروه سنی برای پی‌سنگ ایران ارائه گردیده است: ۱- کمتر از ۱ میلیارد سال که در اغلب پی‌سنگ نئوپروتروزویک ایران مشهود می‌باشد. ۲- بین ۱ تا ۱/۶ میلیارد سال (مزوپروتروزویک) و ۳- بین ۱/۶ تا ۲/۵ میلیارد سال (پالئوپروتروزویک).

که اساساً ماهیت کالک-آلکان تا کالک-آلکان پتاسیم بالا را از خود نشان می‌دهند.

- نمودارهای بهنجار شده به گوشته اولیه و کندریت گویای غنی‌شدگی مشخصی از LILE و تا حد کمتر LREE به ترتیب نسبت به HFSE و HREE است. چنین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی را می‌توان به سنگ‌های ماگمایی مشتق از گوشته سنگ‌کراهی که پیش‌تر توسط فرایندهای فروانش تغییر کرده‌اند نسبت داد.

- نسبت $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ نمونه‌های مورد مطالعه منطقه در گستره تغییرات 0.75 تا 2.69 و مقادیر اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در یک دامنه تغییرات 0.7095 تا 0.7147 قرار گرفته‌اند. افزون بر این، تغییرات در میزان اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ محدود می‌باشد که معادل با $0.5 - 0.72 = \epsilon\text{Nd}_{(t)}$ است. سن مدل گوشته تهی شده (TDM) سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری ۲۱ در یک بازه زمانی Ga $1.92 - 1.03$ محاسبه شده‌اند که در تطابق کامل با ماگمای منشأ گرفته شده از یک پوسته کادومین ایران است.

- سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A ترکیب ایزوتوپی سرب محدودی و مشابه با سایر نقاط ایران مرکزی دارند که شامل $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.87 - 20.32$ و $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.72 - 15.84$ است. این نمونه‌ها در محدوده رسوبات دریایی مدرن و پوسته قاره‌ای بالایی قرار گرفته که این امر دلالت بر منشأ سرب از پوسته بالایی دارد.

- شواهد زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی‌های Sr-Nd-Pb سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A گویای حضور یک مکانیسم ژئودینامیک واحد برای بخش‌های گسترده ایران مرکزی می‌باشد. به‌طوری‌که، نمونه‌های ایران مرکزی از ذوب بخشی گوشته زیرکمانی که پیش‌تر توسط رسوبات صفحه فروورنده متاسوماتیزه شده‌اند و فعل و انفعالاتی را با پوسته قاره‌ای طی صعود به سطوح بالاتر متحمل شده‌اند پیشنهاد می‌کنند. در این فرضیه، حضور فازهای آب‌دار (مانند آمفیبول) درجات پایین ذوب بخشی را نشان می‌دهد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و تطابق سنی این سنگ‌ها یک محیط زمین‌ساختی کششی (ریفتی) پس از تصادم که منجر به کافت کامبرین می‌شوند را تداعی می‌کنند.

سپاسگزاری

نگارندگان از سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) برای تأمین بخشی از هزینه‌های این پژوهش و جناب آقای مهندس ادیب‌فرد (مدیر محترم اکتشافات شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران) و آقای دکتر ایمان معصومی بابت همراهی و حمایت همیشگی در مسیر شروع پروژه، نمونه‌برداری و، تشکر و قدردانی می‌نمایند. همچنین از آقایان دکتر شهروز بابازاده و دکتر داود رئیسی بابت راهنمایی و مشورت‌های سازنده در تفسیر مطالعات قدردانی صورت می‌پذیرد.

گستره سنی ارائه شده احتمال یک پوسته قدیمی‌تر از نوپروتروزویک را در ایران تقویت می‌کند. براین اساس، عزیزی و واتمن (Azizi and Whattam, 2022) فرضیه احتمالی را به عنوان مکانیسم اصلی ژئودینامیک در زمان اواخر نوپروتروزویک تا اوایل پالئوزویک مطرح نمودند: ۱- رژیم زمین‌ساختی پشت کمان پیش از تصادم و ۲- رژیم زمین‌ساختی کششی در ریف‌های قاره‌ای پس از تصادم که منجر به کافت کامبرین می‌شوند. این نویسندگان همچنین در این نظریه با ارائه یک مدل پیشنهادی در تضاد با مدل مقدم و همکاران (Moghadam et al., 2017) کوهزایی کادومین را تنها مختص به برخی از نقاط خاور اروپا دانسته و براین باورند که کوهزایی کادومین در ایران رخ نداده است.

مطالعه حاضر بر روی سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A در راستای مدل پیشنهادی توسط مقدم و همکاران (Moghadam et al., 2017) می‌باشد. براین اساس، شروع یک ماگماتیسم گسترده که در ۶۲۰ میلیون سال پیش آغاز و در ۵۵۰ میلیون سال پیش به اوج خود رسید، در بخش‌هایی از ایران مرکزی، جنوب شرق و شمال باختر ایران مفروض می‌باشد. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه با دارا بودن ویژگی‌های ژئوشیمیایی فروانش، یک رژیم زمین‌ساختی کششی به دنبال برگشت صفحه اقیانوسی فروورنده (slab-rollback) و یا جداشدگی آن (slab-breakoff) را فرضیه‌سازی می‌کنند. شواهد زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی‌های Sr-Nd-Pb سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A گویای حضور یک مکانیسم ژئودینامیک واحد برای بخش‌های گسترده ایران مرکزی مانند بافق، زرنه و چادرملو می‌باشد. براین اساس، نمونه‌های ایران مرکزی ذوب بخشی گوشته زیرکمانی که پیش‌تر توسط رسوبات صفحه فروورنده متاسوماتیزه شده‌اند را تداعی می‌کنند. قرارگیری ماگمای متاسوماتیزه شده در بخش‌های مرزی بین گوشته بالایی-پوسته زیرین موجب برهم‌زدن ژئوترم شده که این امر باعث شروع فرایند اختلاط ماگمایی گوشته-پوسته می‌شود.

در این فرضیه، حضور فازهای آب‌دار (مانند آمفیبول) درجات پایین ذوب بخشی را نشان می‌دهد. قرارگیری ماگما در مخازن پوسته، زمینه را برای درجات مختلف آلاش پوسته فراهم نموده که این امر با مقادیر ایزوتوپی نئودیمیم مثبت و منفی در نمونه‌های منطقه به خوبی قابل اثبات می‌باشد.

۷- نتیجه‌گیری

مهم‌ترین یافته‌های حاصل از مطالعه بر روی واحدهای پلوتونیک بی‌هنجاری 21A با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل و ایزوتوپی‌های Sr-Nd-Pb به شرح زیر می‌باشند:

- سنگ‌های پلوتونیک بی‌هنجاری 21A دامنه تغییرات محدودی را از خود نشان داده به‌طوری‌که این سنگ‌ها عمدتاً در محدوده موزونیت قرار می‌گیرند

کتابنگاری

- بلوچی، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، مینگو، ج.، چپولی، ل.، ژانگ، ی.، ۱۳۹۶، شیمی کانی، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd گرانیت‌های ایراکان. مجله علوم زمین خوارزمی ۳۳ (۲): ۱۶۰-۱۳۹.
- بلوچی، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، مینگو، ج.، چپولی، ل.، ژانگ، ی.، ۱۳۹۷، شیمی کانی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال باختر خور): شاهدی بر ماگماتیسم تریاس بالایی در پهنه ساختمانی ایران مرکزی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲۶ (۴): ۸۴۴-۸۲۷.
- شکاری، س.، صادقیان، م.، مینگو، ج.، قاسمی، ح.، بی، ز.، ۱۳۹۶، شیمی کانی و پتروژنز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود): شاهدی بر تکوین حوضه‌های کافی نوپروتروزویک پایانی. فصلنامه علوم زمین ۲۷ (۱۰۵): ۱۸۲-۱۶۷.
- شکاری، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، مینگو، ج.، ۱۳۹۷، الف، شیمی کانی و سنگ‌زایی متابلیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲۶ (۱): ۱۹۴-۱۷۹.

شکاری، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، مینگو، ج.، ۱۳۹۷ ب. شیمی کانی و دما-فشارسنجی دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع‌کننده مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲۶(۴): ۹۱۵-۹۲۸.

رضایی، م.، صادقیان، م.، قاسمی، ح. و لامبرینی، پ.، ۱۳۹۹ الف. شیمی کانی و دما-فشارسنجی متابازیت‌های نوپروتروزونیک پسین مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دو چاه (جنوب شرق شاهرود). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲۸(۱): ۲۳۳-۲۴۸.

رضایی، م.، صادقیان، م.، قاسمی، ح. و لامبرینی، پ.، ۱۳۹۹ ب. شیمی کانی و تحولات دگرگونی متابازیت‌های نوپروتروزونیک پسین مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دو چاه (جنوب شرق شاهرود). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲۸(۲): ۳۴۱-۳۵۶.

ویس کرمی، م.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، شکاری، س.، مینگو، ج.، ۱۳۹۷، پتروژنز و سن‌سنجی U-Pb متاریولیت‌های نوپروتروزونیک پسین مجموعه دگرگونی- آذرین ماجراد (جنوب شرق شاهرود): شاهدی بر تشکیل و توسعه حوضه‌های کششی درون قاره‌ای در سرزمین‌های گندوانایی ایران. مجله علوم زمین خوارزمی ۴(۲): ۲۴۱-۲۶۲.

ویس کرمی، م.، صادقیان، م.، مینگو، ج.، قاسمی، ح.، ۱۳۹۸ الف. سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و سن‌سنجی متابازیت‌های نوپروتروزونیک پایانی مجموعه دگرگونی ماجراد (جنوب شرق شاهرود): گامی به سوی شناخت تحولات زمین‌دینامیکی سرزمین‌های گندوانایی ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲۷(۱): ۱۹۱-۲۰۶.

ویس کرمی، م.، صادقیان، م.، شاه‌ولی کوه‌شوری، پ.، قاسمی، ح.، مینگو، ج.، ۱۳۹۸ ب. گابرویدوریت‌های ماجراد در جنوب-شرق شاهرود: شاهدی بر بازشدگی حوضه سوپراسابداکشن نئوتیس سبزوار در ژوراسیک میانی. مجله علوم زمین خوارزمی ۵(۲): ۲۹۳-۳۱۴.

ویس کرمی، م.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، مینگو، ج.، ۱۳۹۸ ب. شیمی کانی و زمین دما-فشارسنجی متابازیت‌های مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد (جنوب شرق شاهرود). مجله زمین‌شناسی اقتصادی ۱۱(۴): ۶۸۴-۶۶۵.

References

- Azizi, H., and Wattam, S.A., 2022. Does Neoproterozoic-Early Paleozoic (570–530 Ma) basement of Iran belong to the Cadomian Orogeny? *Precambrian Research*, 368, 106474. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106474>.
- Azizi, H., Chung, S.L., Tanaka, T., and Asahara, Y., 2011. Isotopic dating of the Khoi metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: A significant revision of the formation age and magma source. *Precambrian Res.* 185 (3-4), 87–94. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.12.004>.
- Babazadeh, S., D'Antonio, M., Cottle, J.M., Ghalamghash, J., Raeisi, D., and An, Y., 2021. Constraints from geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Hf-Nd isotopic compositions on the origin of Cenozoic volcanic rocks from central Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Gondwana Research*, 90, 27–46.
- Babazadeh, S., Ghorbani, M.R., Bröcker, M., D'Antonio, M., Cottle, J., Gebbing, T., Mazzeo, F.C., and Ahmadi, P., 2017. Late Oligocene-Miocene mantle upwelling and interaction inferred from mantle signatures in gabbroic to granitic rocks from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, south Ardestan, Iran. *International Geology Review*, 59, 1590–1608.
- Babazadeh, S., Ghorbani, M.R., Cottle, J.M., and Bröcker M., 2019. Multi-stage tectono-magmatic evolution of the central Urumieh-Dokhtar magmatic arc, south Ardestan, Iran: Insights from zircon geochronology and geochemistry. *Geological Journal*, 54 (4), 2447–2477.
- Babazadeh, S., Raeisi, D., D'Antonio, M., Long, L.E., Cottle, J.M., and Modabberi, S., 2022. Petrogenesis of Miocene igneous rocks in the Tafresh area (central Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran): Insights into mantle sources and geodynamic processes. *Geological Journal*. <https://doi.org/10.1002/gj.4451>.
- Bagherzadeh, R.M., Karimpour, M.H., Farmer, G.L., Stern, C.R., Santos, J.F., Rahimi, B., and Heidarian Shahri, M.R., 2015. U-Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr-Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward Complex (Bardaskan-NE Iran). *J. Asian Earth Sci.* 111, 54–71. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.05.019>.
- Baier, J., Audéat, A., and Keppler, H., 2008. The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 267, 290–300.
- Balaghi Einalou, M., Sadeghian, M., Zhai, M., Ghasemi, H., and Mohajjel, M., 2014. Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran. *J. Asian Earth Sci.* 92, 92–124. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.06.011>.
- Beyarslan, M., Lin, Y.C., Bing'ol, A.F., and Chung, S.L., 2016. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin and tectonic implication of Cadomian (Ediacaran-Early Cambrian) magmatism in SE Turkey. *J. Asian Earth Sci.* 130, 223–238. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.08.006>.
- Castillo, P.R., 2008. Origin of the adakite-high-Nb basalt association and its implications for post-subduction magmatism in Baja California, Mexico. *Geological Society of America bulletin* 120, 451-462.
- Chaharlang, R., and Ghorbani, M.R., 2020. A hidden crust beneath the central Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc revealed by inherited zircon ages, Tafresh, Iran: *Geological Journal*, 55 (5), 3770–3781. doi: <https://doi.org/10.1002/gj.3631>.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborand, D., White, A.J.R. and Williams, I. S. 1998. High- and low-temperature I-type granites. *Resource Geology*, 48, 225–236.
- Daneshvar, N., Maanijou, M., Azizi, H., and Asahara, Y., 2019. Petrogenesis and geodynamic implications of an Ediacaran (550 Ma) granite complex (metagranites), southwestern Saqqez, northwest Iran. *J. Geodyn.* 132, 101669. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.101669>.

- Davoudian, A.R., Genser, J., Neubauer, F., and Shabanian, N., 2016. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogen. *Gondwana Res.* 37, 216–240. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.013>.
- Derakhshi, M., Ghasemi, H., and Miao, L., 2017. Geochemistry and petrogenesis of Soltan Maidan basalts (E Alborz, Iran): Implications for asthenosphere-lithosphere interaction and drifting along the N margin of Gondwana. *Chemie der Erde* 77, 131–145.
- Drake, M.J., and Weill, D.F., 1975. Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu^{2+} , Eu^{3+} , and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid - experimental Study. *Geochimica et Cosmochim. Acta* 39, 689–712.
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20, 641–644.
- Haghipour, A., and Pelissier, G., 1977. Geology of the Saghand Sector. In: Haghipour A, Valeh N, Pelissier G, Davoudzadeh M (Eds.), Explanatory Text of the Ardekan Quadrangle Map, GSI H8. p. 10–68.
- Hassanzadeh, 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 zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451 (1-4), 71–96. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.062>.
- Hawkesworth, C., Kelley, S., Turner, S., Le Roex, A., and Storey, B. 1999. Mantle processes during Gondwana break-up and dispersal. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1), 239–261.
- Honarmand, M., Xiao, W., Nabatian, G., Blades, M.L., dos Santos, M.C., Collins, A.S., and Ao, S., 2018- Zircon U-Pb-Hf isotopes, bulk-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes from late Neoproterozoic basement in the Mahneshan area, NW Iran: Implications for Ediacaran active continental margin along the northern Gondwana and constraints on the late Oligocene crustal anatexis. *Gondwana Research* 57, 48–76. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.009>.
- Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M.D., Zamanzadeh, S.M., and Grove, M., 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics* 451 (1-4), 97–122. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.063>.
- Hosseini, S.H., Sadeghian, M., Zhai, M., and Ghasemi, H., 2015. Petrology, geochemistry and zircon U-Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Chemie der Erde - Geochemistry* 75 (2), 207–218. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2015.02.002>.
- Huang, K.F., Blusztajn, J., Oppo, D.W., Curry, W.B., and Peucker-Ehrenbrink, B., 2012- High-precision and accurate determination of neodymium isotopic compositions at nanogram levels in natural materials by MC-ICP-MS. *J. Anal. At. Spectrom.* 27, 1560–1567. <https://doi.org/10.1039/C2JA30123G>.
- Jafari, S.R., Sepahi, A., and Osanai, Y., 2020. LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology on migmatites from the Boroujerd region, Sanandaj-Sirjan zone, Zagros Orogen, Iran: provenance analysis and metamorphic age. *Geopersia*, 10, 367–380. 10.22059/ GEOPE.2020.288587.648501.
- Jiang, N., Liu, Y.S., Zhou, W.G., Yang, J.H., and Zhang, S.Q., 2007. Derivation of Mesozoic adakitic magmas from ancient lower crust in the North China craton. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 2591–2608. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.02.018> Get rights and content.
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, L., Saadat, S., and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2011. Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. *Journal of Geopersia* 1 (1), 19–36. <https://doi.org/10.22059/jgeope.2011.22162>.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., and Marquez, M., 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks of slab melting prior to ridge trench collision in southern South America. *The Journal of Geology* 101, 703–714.
- Kirchenbaur, M., Münker, C., Schuth, S., Garbe-Schonberg, D., and Marchev, P., 2012. Tectonomagmatic constraints on the sources of Eastern Mediterranean K-rich lavas. *Journal of Petrology*, 53, 27–65.
- Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T.E., Drost, K., and Gerdes, A., 2008. The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs): *Tectonophysics*, 461, p. 21–43.
- Middlemost, E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4), 215–224.
- Moghadam, H., Griffin, W.L., Li, X.H., Santos, J.F., Karsli, O., Stern, R.J., Ghorbani, G., Gain, S., Murphy, R., and O'Reilly, S.Y., 2017. Crustal evolution of NW Iran: Cadomian Arcs, Archean fragments and the Cenozoic magmatic flare-up. *J. Petrol.* 58, 2143–2190. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy005>.
- Morata, D., Oliva, C., de la 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.
- Murphy, J.B., Pisarevsky, S.A., Nance, R.D., and Keppie, J.D., 2004. Neoproterozoic-Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia- Gondwana connections. *Int. J. Earth Sci.* 93 (5), 659–682.

- Nance, R.D., Murphy, J.B., Strachan, R.A., Keppie, J.D., Gutiérrez-Alonzo, G., Fernández- Suárez, J., Quésada, C., Linnemann, U., D'Lemos, R., and Pisarevsky, S.A., 2008. Neoproterozoic–early Palaeozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian v. West African connections. *Special Publications*, 297. Geological Society of London, pp. 345–383.
- Nayebi, N., Esmaily, D., Chew, D.M., Lehmann, L., and Modabberi, S., 2021. Geochronological and geochemical evidence for multi-stage apatite in the Bafq iron metallogenic belt (Central Iran), with implications for the Chadormalu iron-apatite deposit. *Ore Geology Reviews* 132, 104054.
- Nayebi, N., Esmaily, D., Modabberi, S., Shinjo, R., Deevsalar, R., and Lehmann, B., 2022. Geochemistry and petrogenesis of intrusive rocks of Chadormalu deposit; an implication on whole-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences (In Press)*. 10.22071/GSJ.2022.301762.1930.
- Nouri, F., Davoudian, A.R., Shabanian, N., Allen, M.B., Asahara, Y., Azizi, H., Anma, R., Khodami, M., and Tsuboi, M., 2022. Tectonic transition from Ediacaran continental arc to early Cambrian rift in the NE Ardakan region, central Iran: Constraints from geochronology and geochemistry of magmatic rocks. *Journal of Asian Earth Sciences*, 224, 105011. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.105011>.
- Orejana, D., Merino Martínez, E., Villaseca, C., and Andersen, T., 2015. Ediacaran–Cambrian paleogeography and geodynamic setting of the Central Iberian Zone: Constraints from coupled U–Pb–Hf isotopes of detrital zircons. *Precambrian Res.* 261, 234–251.
- Pearce, J. A, Harris, N. B. W., and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956–983.
- Pearce, J.A., and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Science Letters*, 23, 251-285.
- Pereira, M. F., Chichorro, M., Sola, A. R., Silva, J. B., Sa'nchez Garcí'a, T., and Bellido, F., 2011. Tracing the Cadomian magmatism with detrital/ inherited zircon ages by in-situ U-Pb SHRIMP geochronology (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif): *Lithos*, v. 123 (1–4), p. 204–217.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., and Poitrasson, F., 1994- Concomitant separation of strontium and samarium neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta* 298, 209–217. [https://doi.org/10.1016/0003-2670\(94\)00274-6](https://doi.org/10.1016/0003-2670(94)00274-6).
- Plank, T., 2014. The chemical composition of subducting sediments. *Treatise on Geochemistry: Second Edition* 2nd ed Elsevier Ltd.
- Ramezani, J., and Tucker, R.D., 2003- The Saghand region, Central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *Am J Sci* 303, 622–665. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>.
- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, England.
- Rudnick, R.L., and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In *The Crust (3)* (ed. R. L. Rudnick), 1-64. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2).
- Scher, H. D., and Delaney, M. L., 2010- Nd isotope composition of fossil fish teeth of ODP Hole 119-738B. *PANGAEA*, paleoceanography. *Chemical Geology*, 269(3-4), 329-338, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.780523>.
- Sepidbar, F., Moghadama, H.S., Li, C., Stern, R.J., Jiantang, P., and Vesali, Y., 2020. Cadomian Magmatic Rocks from Zarand (SE Iran) Formed in a Retro-Arc Basin. *Lithos* 366–367. 105569. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105569>.
- Shabanian, N., Davoudian, A.R., Dong, Y., and Liu, X., 2018. U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj-Sirjan zone of western Iran. *Precambrian Res.* 306, 41–60. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.037>.
- Shahzeidi, M., Moayyed, M., Murata, M., Yui, T.-F., Arai, S., Chen, F., Pirnia, T., and Ahmadian, J., 2017. Late Ediacaran crustal thickening in Iran: Geochemical and isotopic constraints from the ~550 Ma Mishu granitoids (northwest Iran). *Int. Geol. Rev.* 59 (7), 793–811. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1198728>.
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Liu, X., Dong, Y., Mohajjel, M., Monfaredi, B., and Friedl, G., 2015. Panafrican basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud-Azna region (NW Iran): Laser ablation ICP–MS zircon ages and geochemistry. *Tectonophysics* 647, 146–171. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.020>.
- Shand, S.J., 1947. Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits, with a chapter on meteorites. T. Murby.
- Shibata, T., and Yoshikawa, M., 2004 Precise isotope determination of trace amounts of Nd in magnesium–rich samples. *Journal of Mass Spectrometry Society of Japan* 52, 317–324.
- Shinjo, R., Ginoza, Y., and Meshesha, D., 2010. Improved method of Hf separation from silicate rocks for isotopic analysis using the Ln–spec resin column. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 105, 297–302. <https://doi.org/10.2465/jmps.091011>.
- Smedley, P.L., 1988. Trace Element and Isotopic Variations in Scottish and Irish Dinantian Volcanism: Evidence for an OIB-like Mantle Source. *Journal of Petrology* 29 (2), 413–443.
- Stern, C.R., and Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 123, 263–281.

- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society (London), v. 42, p. 313-345.
- Tatsumi, Y., 2000. Slab melting: its role in continental crust formation and mantle evolution. *Geophysical Research Letters* 27, 3941-3944.
- Waight, T.E., Weaver, S.D., and Muir, R.J., 1998. The Hohonu Batholith of North Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H₂O contents and generated during tectonic transition. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130, 225-239.
- Watson, E.B., 1987. The role of accessory minerals in granitoid geochemistry. *Hutton Conference of the Origin of Granites: Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 209-211.
- White, A.J.R., and Chappell, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Roddick, J. A. (ed.) *Circum-Pacific Plutonic Terranes*. Geological Society of America, Memoir, 159, 21-34.
- Zen, E.A., 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization, some mineralogical and petrographic constraints. *Journal of Petrology* 27, 1095-1118.
- Zhou, G., Wu, X.G., Dong, L.H., and Zhang, Z.C., 2009. Formation time and geochemical feature of the Wutubulak pluton in the northeastern margin of Junggar in Xinjiang and its geological significance. *Acta Geologica Sinica* 25, 1930-1402.
- Zindler, A., and Hart, S., 1986. Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14, 493-571.