Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Summer 2025, Vol. 15(2): 84 - 108

Research Article

Petrology, Geochemistry, and tectonomagmatic setting of the Baba-Ali and Galali deposits, Sanandaj-Sirjan zone, Hamedan province, Iran

Mansour Adelpour[1]*, Ghodratollah Rostami Paydar[2]

1- Department of Advanced Materials and New Technologies, Iranian Research Organization for Science and Technology (IROST), Tehran, Iran.
2- Department of Geology, Ahvaz Branch, Islamic Azad University, Ahvaz, Iran.

Keywords: *Geochemistry, Tectonomagmatic setting, Baba-Ali and Galali deposits, Sanandaj-Sirjan zone, Hamedan.*

1-Introduction

The Almabolagh batholith, with an area of more than 260 km2, is located in a region with longitudes of 48°06'58"E to 48°36'12"E and latitudes of 34°51'59"N to 34°56'38"N, in the northwest of the Sanandaj-Sirjan tectonic zone, 15 km northwest of Hamedan (Amiri et al., 2017). This part of the Sanandaj-Sirjan zone comprises a set of sedimentary-magmatic units with ages ranging from Late Precambrian to Cretaceous that have undergone significant transformation during metamorphic and deformation events (Hosseini & Ahmadi, 2016). It is known as one of the most important Fe-bearing areas in Iran. This zone features several large, lenticular to plate-shaped Fe-bearing deposits associated with the region's magmatic and volcanic systems. The most important Fe deposits in this area include the Shams-Abad deposit (Nabatian et al., 2015), Haji-Abad deposit (Aliani et al., 2015), and Shahrak deposit (Maanijou & Salemi, 2015).

The Baba-Ali and Galali Fe deposits, located approximately 30 and 60 km northwest of Hamedan, are associated with magmatic-hydrothermal systems related to the Almabolagh intrusive massif and have been altered and deformed by tectonic activities and igneous mass intrusion (Rostami Paydar et al., 2010). Given the significant expansion of volcanic-sedimentary complexes with Fe mineralization around the Almabolagh batholith and other areas in the Sanandaj-Sirjan zone, these deposits are expected to be abundant in Iran. It is appropriate that the geological characteristics of these deposits be carefully investigated so that the results can serve as a key to exploration and extraction activities, as well as the estimation and evaluation of these deposits. Therefore, this study has investigated the magmatic-sedimentary rocks with Fe mineralization of Permo-Triassic age in the Baba-Ali and Galali iron deposits, the mineral paragenesis, alteration, and tectonomagmatic setting of these deposits, and has attempted to introduce the general characteristics of these deposits as a prominent example of these volcanic-sedimentary deposits in Iran, based on field observations, petrology, mineralogy, and geochemistry.

2-Materials and methods

Initially, to obtain a preliminary understanding of the study area, the 1:100,000 geological map of Tuyserkan was examined. Following field investigations, 50 thin sections were prepared for petrological studies, and 57 thin-polished sections from the ore-bearing facies were collected. Drilling cores were also collected for mineralogical, textural, and paragenetic studies of the minerals. Additionally, 34 samples of igneous and metamorphic rocks (18 samples from the Baba-Ali deposit and 16 samples from the Gulali deposit) were submitted to the Geological and Mineral Exploration Organization of Iran for analysis using XRF and ICP-OES methods to determine the main oxides, major, and minor elements of the host rock.

* Corresponding author: man.adelpour@yahoo.com
DOI: 10.22055/aag.2025.49360.2510
Received: 2025-04-10
Accepted: 2025-06-29

ISSN: 2717-0764
CC BY

Subsequently, 19 samples were sent to the ACME laboratory in Canada for ICP-MS analysis for a more detailed study of minor and rare earth elements.

3-Results and discussions

The host rocks of the Baba-Ali and Galali Fe deposits are the metavolcano-sedimentary Songhor series successions of the Permo-Triassic age. The host rocks in the area are felsic to intermediate metavolcanic rocks, consisting of more than lava and rhyolitic tuffs with intercalations of carbonate and metatuff-sandstones. Field observations, petrography, and geochemistry indicate that the emplacement of pluton rock units, comprising gabbro, gabbrodiorite, monzodiorite, quartzmonzonite, granodiorite, and granite, in these successions caused deformation and metamorphism of the ore and country rocks. Geochemical data indicate that the acidic rocks are rich in Na2O (3.5 wt%), Ce (84 ppm), Ga (20 ppm), Y (51 ppm), and Zr (415 ppm), with low amounts of Co (6 ppm), characteristics of A-type granitoids. According to the Zr+Nb+Ce+Y vs. (Na2O +K2O)/CaO plot, all granite, quartz monzonite, and granodiorite samples are located in the A-type granitoid range, and gabbro, gabbrodiorite, and monzodiorite samples are located in the I and S-type granitoid range (Whalen et al., 1987). The basic to intermediate samples (gabbro, gabbrodiorite, and monzodiorite) are located in the magnesian range on the $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$ versus SiO_2 wt% plot (Frost & Frost, 2008) and are similar to the type I Cordilleran arc granitoids. The granite and granodiorite samples are located in the Ferron Range, and the quartz monzonite samples are located at the Ferron-magnesian boundary. These features indicate that they belong to post-orogenic or late orogenic A-type granitoids (Frost et al., 2001). Depletion of high field strength elements (HFSE) such as Ti, Y, and Nb, enrichment of rare earth elements (REE), and large-ion lithophile elements (LILE) are observed. These are characteristics of a subduction. Depletion from high-field-strength elements, such as Zr, Y, Nb, Ba, Sr, and K, indicates enrichment with crustal materials later in the magmatic process. Baba-Ali and Galali volcanic rocks have been altered by hydrothermal solutions. The most important alteration zone is skarn. Iron-copper mineralization forms due to the influence of hydrothermal fluid action that moves through faults. In this area, magnetite and chalcopyrite are the main ore minerals. The textures and structures of mineralization include open-space filling, disseminated, vein-veinlet, and replacement. The stratigraphic position of ore horizons, the geometry of orebodies, the ore structures and textures at different scales, and the paragenetic sequence of minerals all indicate a close genetic relationship between iron ore and intrusive rocks.

4-Conclusion

The intrusive masses of the Baba-Ali and Galali deposits located in the northwest of the Sanandaj-Sirjan tectonic zone consist of a series of acidic rocks (granite, granodiorite, and quartz monzonite) and basic to intermediate rocks (gabbro, gabbrodiorite, and monzodiorite) that have caused deformation and metamorphism of the regional rocks and iron ore during tectonic activities. The basic to intermediate samples and rhyolitic rocks are in the tholeiitic and calc-alkaline series, and the acidic samples are in the high-k calc-alkaline to shoshonite series. The results of the different diagrams show that the basic to intermediate samples are in the magnesian range and are similar to the type I Cordilleran arc granitoids. The granite and granodiorite samples are in the ferron range, and the quartz monzonite samples are in the ferron-magnesian border. These features indicate that they belong to post-orogenic or late orogenic A-type granitoids. The acidic rocks are of the metaluminous type, and also rich in Na2O+ K2O, Zr, Ce, Ga, Y, Nb, Ta, and REE, and poor in Eu and Sr. These features share characteristics with both A1 and A2 type granitoids, but with more affinity to A2 type. Normalized rare earth element spider diagrams, relative to chondrites and primary mantle, indicate enrichment in incompatible and light rare earth elements (LREE), a characteristic of calc-alkaline volcanic arcs associated with continental margin subduction zones. Depletion of high-field-strength elements (HFSE) and enrichment of large-ion lithophile elements (LILE) indicate crustal contamination by magmatic processes. The volcanic rocks comprising the Galali and Baba-Ali deposits consist of moderately metamorphosed volcanic rocks, primarily in the form of lava and rhyolite tuff, with carbonate interlayers and sometimes tuffaceous sandstone that have been altered and deformed by tectonic activity and the intrusion of igneous masses. The alterations in these deposits correspond to local small fractures and faults. They are mostly silicification, epidote, skarn, argillic, sericite, and chlorite

ISSN: 2717-0764

types related to mineralization and are the most widespread in the region. The paragenetic and mineralization sequence involves the simultaneous mineralization of magnetite and the primary generation of pyrrhotite and pyrite within the host rock. After that, in the secondary phases, magnetite, along with sulfide minerals such as pyrite and chalcopyrite, as well as oxide and carbonate minerals, has mineralized in the host rock and between the waste rock and magnetite. Field observations, structure, texture, host rock, assemblage, geochemistry, and alteration in the Baba-Ali and Galali deposits indicate that these deposits are of altered and deformed volcanic-sedimentary origin, likely due to iron.

5-References

Aliani, F., Dadfar, S. and Maanijou, M., 2015. Detection of alteration zones of Haji Abad iron deposit with (SWIR+VNIR) data of ASTER sensor. Scientific Quarterly Journal of Geosciences 24,73-80. 20.1001.1.10237429.1393.24.94.50.0

Amiri, M., Khalaji, A.A., Tahmasbi, Z., Sahamieh, R.Z., Zamanian, H., 2017. Geothermobarometry of quartz crystals in the intrusive bodies of Almogholagh Batholith (Hamedan). International Journal of Academic Research 3, 11-21.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology 42, 2033-2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Hosseini, B., Ahmadi, A.R., 2016. Geochemistry and U-Pb dating of North Saman granitoid rocks. Scientific Quarterly Journal of Geosciences 25, 109-120. 20.1001.1.10237429.1395.25.100.10.3

Maanijou, M., Salemi, R., 2014. Mineralogy, chemistry of magnetite and genesis of Korkora-1 iron deposit, east of Takab, NW Iran. Journal of Economic Geology 6, 355-374. 10.22067/econg.v6i2.22650

Nabatian, G., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M., Ghaderi, M., 2015. Iron and Fe–Mn mineralisation in Iran: implications for Tethyan metallogeny. Australian Journal of Earth Sciences 62, 211-241. https://doi.org/10.1080/08120099.2015.1002001

Rostami Paydar, G., Lotfi, M., Ghaderi, M., Amiri, A., Vossoughi-Abedini, M., 2010. New results on mineralography and crystal chemistry of magnetite and pyrite at Baba-Ali & Galali iron deposits, west of Hamedan, Iran. Scientific Quarterly Journal of Geosciences 20, 121-130. https://doi.org/10.22071/gsj.2010.55356

Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites, geochemical characteristics, discrimination, and petrogenesis. Contribution to Mineral and Petrology 95, 407–419. https://doi.org/10.1007/ BF00402202

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Adelpour, M., Rostami Paydar, Gh., 2025. Petrology, Geochemistry and tectonomagmatic setting of the Baba-Ali and Galali deposits, Sanandaj-Sirjan zone, Hamedan province, Iran. Adv. Appl. Geol. 15 (2), 84-108.
DOI: 10.22055/aag.2025.49360.2510
https://aag.scu.ac.ir/article_20216.html

©2025 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه تکتونوماگمایی‌کانسارهای آهن باباعلی و گلالی، پهنه سنندج - سیرجان، همدان، ایران

منصور عادل پور

گروه مواد معدنی راهبردی و متالورژی استخراجی، پژوهشکده مواد پیشرفته و فناوری‌های نوین، سازمان پژوهش‌های علمی و صنعتی ایران، تهران، ایران

قدرت اله رستمی پایدار

گروه زمین شناسی، واحد اهواز، دانشگاه آزاد اسلامی، اهواز، ایران

man.adelpour@yahoo.com

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۱/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۴/۰۸

چکیده

کانسارهای آهن باباعلی و گلالی به ترتیب درفاصله ۳۰ و۶۰ کیلومتری شمال‌باختری همدان، در قسمت شمال‌باختری پهنه سنندج - سیرجان واقع شده‌اند. سنگ‌میزبان این کانسارها، توالی آتشفشانی-رسوبی دگرگون شده سری سنقر با سن پرموتریاس است. ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های دربرگیرنده در منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط دگرگون شده، بیشتر به‌صورت گدازه و توف ریولیتی، همراه با میان‌لایه‌های کربناتی و گاه رسوبات ماسه‌سنگ توفی دگرگون‌شده است. بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی انجام‌شده در این کانسارها، جایگیری توده‌های نفوذی با ترکیب گابرو، گابرو دیوریت، مونزودیوریت، کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت در این توالی سنگی در حین فعالیت‌های زمین‌ساختی، باعث دگرشکلی و دگرگونی سنگ‌های منطقه و کانسنگ آهن شده است. نمونه‌های بازیک تا حدواسط و سنگ‌های ریولیتی در سری تولئیتی و کالک‌آلکالن و نمونه‌های اسیدی در سری کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی واقع می‌گردد. نتایج نمودارهای مختلف نشان می‌دهد که نمونه‌های بازیک تا حدواسط در محدوده منیزیم واقع شده و مشابه گرانیتوئیدهای کمان کردیلرایی نوع I هستند. نمونه‌های گرانیت و گرانودیوریت در محدوده آهن و نمونه‌های کوارتزمونزونیت در مرز آهن و منیزیم قرار دارند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که آنها متعلق به گرانیتوئیدهای نوع A پس از کوهزایی یا اواخر کوهزایی هستند. سنگ‌های اسیدی از نوع متاآلومینوس، عموماً آهن‌دار، و همچنین غنی از Na_2O+K_2O ، Zr، Ce، Ga، Y، Nb، Ta و REE و فقیر از Eu و Sr هستند. این ویژگی‌ها، ویژگی‌های مشترکی با گرانیتوئیدهای نوع A1 و A2 دارند، اما میل ترکیبی بیشتری با نوع A2 دارند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه باباعلی و گلالی تحت تأثیر سیالات گرمابی قرارگرفته و دگرسان شده‌اند، دگرسانی اسکارنی مهمترین زون دگرسانی می‌باشد. کانه‌زایی آهن و مس در اثر عملکرد سیالات‌گرمابی نشات گرفته از توده‌های نفوذی که در امتدادگسل‌ها در حرکت بوده ایجاد شده است. ساخت و بافت ماده معدنی به‌صورت پرکننده فضای‌خالی، دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای و جانشینی است. جایگاه چینه‌شناسی افق‌های معدنی، شکل‌هندسی، ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاس‌های مختلف و توالی پاراژنزی کانی‌ها نشانگر ارتباط ژنتیکی بین ماده معدنی و سنگ‌های آذرین-رسوبی دگرگون شده در منطقه است.

واژه‌های کلیدی: *زمین‌شیمی، جایگاه تکتونوماگمایی، کانسارهای آهن باباعلی و گلالی، پهنه سنندج- سیرجان، همدان*

۱-مقدمه

باتولیت آلمابولاق با وسعت بیش از ۲۶۰ کیلومتر مربع در محدوده‌ای با طول جغرافیایی "۵۸ '۰۶ °۴۸ شرقی تا "۱۲ '۳۶ °۴۸ شرقی و عرض جغرافیایی "۵۹ '۵۱ °۳۴ شمالی تا "۳۸ '۵۶ °۳۴ شمالی، در شمال‌غرب پهنه زمین‌ساختی سنندج- سیرجان، در ۱۵ کیلومتری شمال‌غرب همدان واقع شده است (Amiri et al., 2017a). این قسمت از پهنه سنندج- سیرجان شامل مجموعه‌ای از واحدهای رسوبی-

ماگمایی با سن پرکامبرین‌پسین تا کرتاسه است که در طی رویدادهای دگرگونی و دگرشکلی بسیار متحول شده (Hosseini and Ahmadi, 2016) و به عنوان یکی از مهم‌ترین مناطق آهن‌دار ایران شناخته شده است. این پهنه دارای چندین ذخیره عدسی تا صفحه‌ای‌شکل بزرگ آهن‌دار است که به سیستم‌های ماگمایی- آتشفشانی منطقه وابسته هستند (Barati, 2012). از مهم‌ترین ذخایر آهن در این بخش می‌توان به ذخایر شمس آباد (Nabatian et al., 2015)، حاجی آباد (Aliani et al., 2015) و معدن شهرک (Maanijou and Salemi, 2015) اشاره کرد. کانسارهای آهن باباعلی و گلالی به‌ترتیب در فاصله حدود ۳۰ و ۶۰ کیلومتری شمال‌باختری همدان (شکل ۱) در ارتباط با سیستم‌های ماگمایی- گرمابی وابسته به توده نفوذی آلمابولاق بوده و تحت تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی و نفوذ توده‌های آذرین، دچار دگرگونی و دگرشکلی شده‌اند (Rostami Paydar et al., 2010). با توجه به گسترش چشمگیر مجموعه‌های آتشفشانی- رسوبی واجد کانه‌زایی آهن در اطراف باتولیت آلمابولاق و سایر نواحی پهنه سنندج ـ سیرجان انتظار می‌رود که این نوع ذخایر در ایران فراوان باشند و شایسته است که ویژگی‌های زمین‌شناسی این ذخایر به‌دقت بررسی شده تا نتایج آن، بتواند کلیدی برای فعالیت‌های اکتشافی- استخراجی و همچنین تخمین و ارزیابی این ذخایر باشد. لذا این پژوهش به بررسی سنگ‌های ماگمایی- رسوبی واجد کانه‌زایی آهن به سن پرموتریاس در کانسارهای آهن باباعلی و گلالی، پاراژنز کانیایی، دگرسانی و جایگاه تکتونوماگمایی این کانسارها پرداخته است و سعی دارد با تکیه بر مشاهدات میدانی، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی و کانه‌نگاری خصوصیات عمومی این کانسارها را به عنوان مثالی بارز از ذخایر آتشفشانی- رسوبی در ایران معرفی نماید.

۲-روش مطالعه

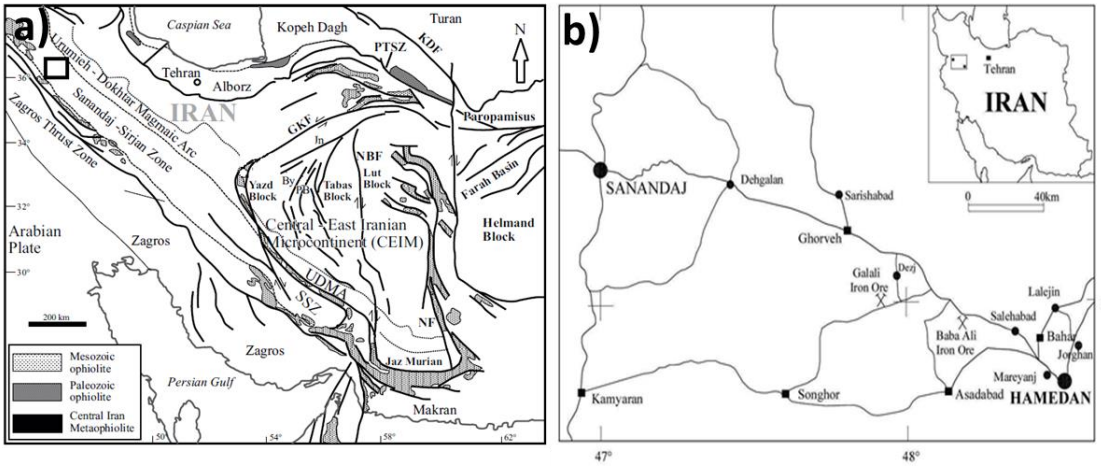
در ابتدا به منظور شناخت مقدماتی منطقه مورد مطالعه، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰.۰۰۰ تویسرکان (اشراقی و همکاران،۱۳۸۰) مورد بررسی قرار گرفت. پس از بررسی‌های صحرایی، تعداد ۵۰ مقطع نازک جهت مطالعات سنگ‌شناسی، ۵۷ مقطع نازک- صیقلی از رخساره کانه‌دار و مغزه‌های حفاری، جهت انجام مطالعات کانی‌شناسی، بافت و پاراژنز کانه‌ها برداشت گردید. همچنین ۳۴ نمونه از سنگ‌های آذرین و دگرگون (۱۸ نمونه از کانسار باباعلی و ۱۶ نمونه از کانسار گلالی) جهت تعیین اکسیدهای اصلی، عناصر اصلی و فرعی سنگ میزبان به روش XRF و ICP-OES به سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال گردید. در ادامه جهت بررسی دقیق‌تر عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی تعداد ۱۹ نمونه جهت آنالیز ICP-MS به آزمایشگاه ACME در کشور کانادا ارسال گردید.

۳-زمین‌شناسی

۳-۱- زمین‌شناسی عمومی

کانسارهای باباعلی و گلالی از دیدگاه ساختاری ایران، در دامنه ارتفاعات باتولیت آلمابولاق در پهنه سنندج- سیرجان واقع شده و از تغییرات آن پیروی می‌کنند. سنگ‌های نفوذی آلمابولاق و کانسارهای مورد مطالعه با رنگ تیره تا خاکستری روشن و متوسط تا ریز دانه به همراه هوازدگی سطحی مشخص می‌شود. سه گروه از سنگ‌های نفوذی در این محدوده رخنمون دارد (Amiri et al., 2017b): ۱) گروه اول دیوریت گابرویی با رنگ خاکستری تیره تا سیاه می‌باشد و حدود ۱۵ درصد حجمی باتولیت را به خود اختصاص داده است، ۲) گروه دوم که ۲۵ درصد حجمی این باتولیت را به خود اختصاص داده است شامل کوارتزسینیت ریزدانه تا متوسط دانه است، ۳) گروه سوم، کواتز مونزونیت است که در قسمت مرکزی باتولیت قرار دارد و ۶۰ درصد رخنمون‌های منطقه را به خود اختصاص داده است. واحدهای سنگی اطراف باتولیت آلمابولاق شامل سه مجموعه هستند: ۱) سری سنقر با سن پرموتریاس، ۲) سازند آهکی الیگومیوسن و ۳) فیلیت‌های تریاس-ژوراسیک که به عنوان فیلیت‌های همدان شناخته می‌شوند (Poshtkohi, 2009). واحدهای آتشفشانی- رسوبی سری سنقر شامل واحدهای کوارتزیت، متاریولیت، گارنت-میکاشیست، مرمر خاکستری و نخودی رنگ است که فازهای دگرشکلی در آن شامل سیمرین پسین (Amiri, 1995)، لارامید (Darvishzadeh, 1992) و

پاسادنین بوده است (Zamaian and Radmard, 2016). در باتولیت آلمابولاق چندین دگرگونی ناحیه‌ای و سنگ‌های دگرگون، شامل متاولکانیک‌ها، گارنت- میکا شیست، دولومیت آهکی به همراه میان لایه‌های آهکی قرار گرفته است (Mohajjel and Izadi Kian, 2007). این منطقه چهار رخداد دگرگونی را متحمل شده است و بر اساس روش‌های U-Pb و U-Th-Pb انجام شده بر روی سنگ‌های نفوذی (گرانیت، کوارتزمونزونیت، مونزونیت و مونزودیوریت) این توده در ۹۵ تا ۱۳۸ میلیون سال پیش در این منطقه جایگیر شده است (Shahbazi et al., 2015a). سنگ‌های آلمابولاق به دو گروه، توده نفوذی دیوریتی باباعلی و باتولیت سینوگرانیتی قابل تقسیم هستند (Zamanian and Asadollahi, 2013) و در حین فعالیت‌های زمین‌ساختی، باعث دگرشکلی و گاه دگرگونی منطقه و کانسنگ آهن شده است. بر اساس مطالعات عناصر نادر خاکی در بخش اسکارنی منطقه آلمابولاق مشخص شده که سیالات دگرگون کننده در طی دو مرحله از ماگمای اسیدی بوجود آمده است (Zamanian and Radmard, 2016). در این محدوده، فعالیت دو مرحله‌ای سیالات گرمابی نشات گرفته از توده‌های نفوذی اسیدی و رگه‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی (Amiri et al., 2017c) در تشکیل کانسارهای آهن و دیگر فلزات با ارزش در منطقه مؤثر بوده است.



شکل ۱- (a) موقعیت باتولیت آلمابولاق بر روی نقشه ایران (Torabi, 2011) و (b) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسارهای بابا علی و گلالی.

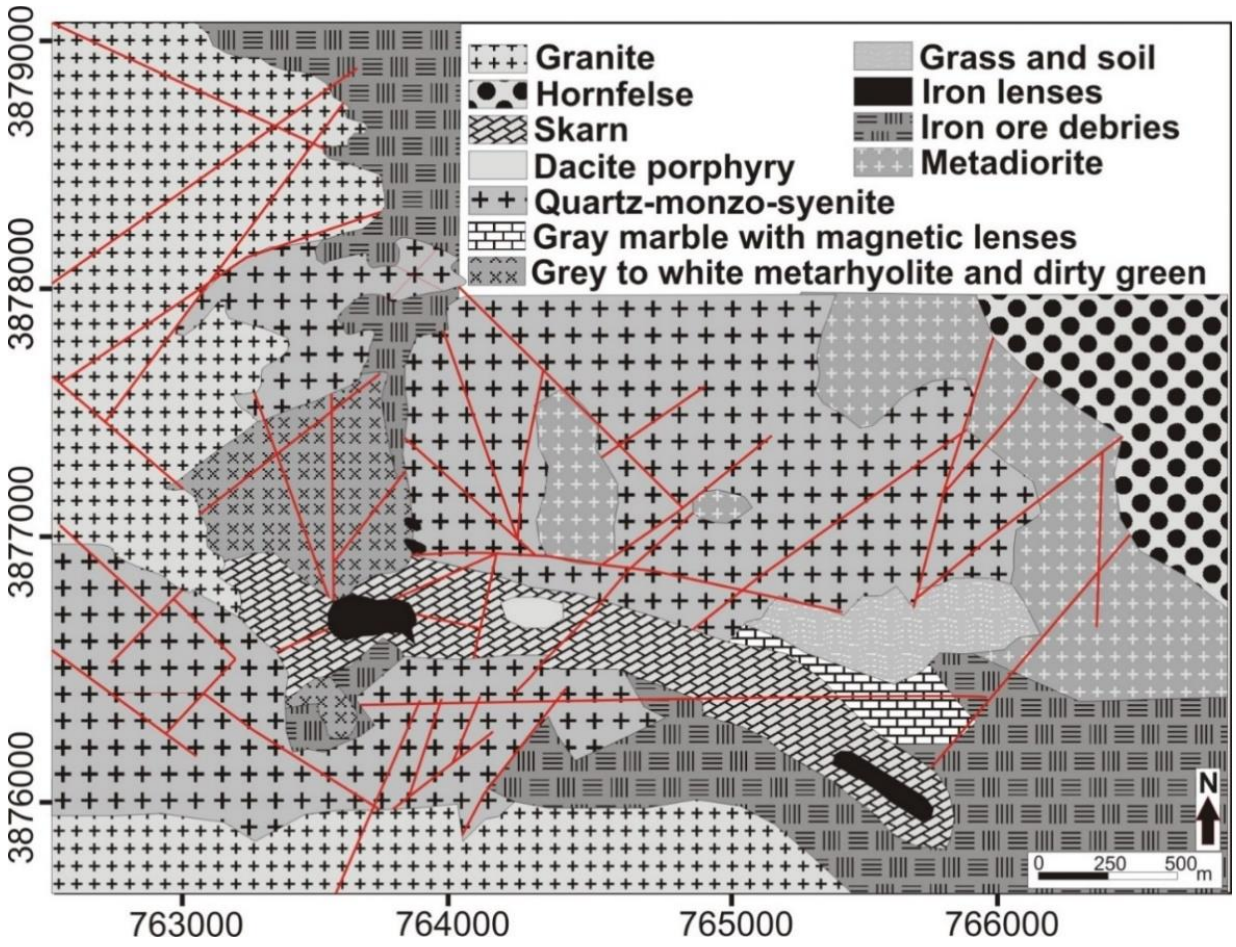
Fig. 1. (a) Location of the Almabolagh batholith in the map of Iran (Torabi, 2011) and (b) Geographical location and access routes to the Baba-Ali and Galali deposits.

۳-۲- چینه‌شناسی

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی شناخته شده در کانسارهای باباعلی و گلالی مربوط به پالئوزوئیک بالایی- مزوزوئیک زیرین بوده و در ادامه سکانس چینه‌شناسی، واحدهای سنگی کرتاسه، ترشیر و نهایتاً رسوبات کواترنر قرار دارند (Rostami Paydar et al., 2010). کانسار باباعلی و گلالی در میان سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی سری سنقر به سن پرموتریاس رخ داده است. ترکیب سنگ‌شناسی این سری شامل سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط دگرگون شده، بیشتر به صورت گدازه و توف ریولیتی، همراه با میان لایه‌های کربناتی و گاه رسوبات ماسه‌سنگ توفی دگرگون شده است. بر اساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های سنگ‌نگاری انجام شده، جایگیری توده‌های نفوذی و نیمه‌آتشفشانی با ترکیب گابرو، گابرودیوریت، کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت، سینیت، سینوگرانیت، آلکالی گرانیت و گرانیت

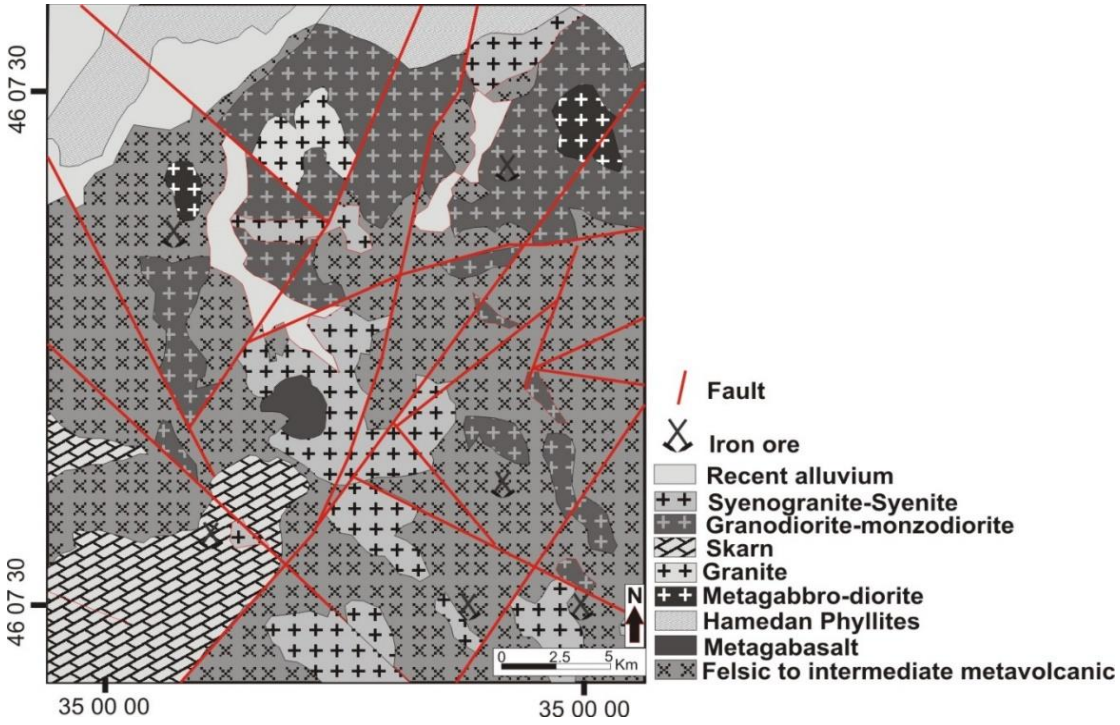
در این توالی سنگی در حین فعالیت‌های زمین‌ساختی، باعث دگرشکلی و گاه دگرگونی منطقه و کانسنگ آهن شده است (شکل‌های ۲ و ۳).

دیگر واحدهای سنگ‌چینه‌ای رخنمون‌دار در این منطقه به ترتیب شامل فیلیت‌های همدان، توالی کربناتی-آواری فسیل‌دار الیگومیوسن و نهشته‌های کواترنر است. توالی آتشفشانی-رسوبی سنقر با سن پرمین تا تریاس که به عنوان سنگ دربرگیرنده ماده معدنی کانسار باباعلی و گلالی است از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و متوسط و توف‌های وابسته از داسیت تا ریولیت، همراه با لایه‌های کربناتی و گاه رسوبات پلیتی و ماسه‌سنگی که همگی دگرگون شده‌اند تشکیل شده است. سری سنقر تحت فاز کوهزاد سیمرین پسین، شیستوزیته شده و همراه با شیل‌های ژوراسیک چین‌خورده است. در طی کرتاسه پسین و پالئوسن تحت فاز کوهزاد لارامید با نفوذ ماگماهای با ترکیب غالب گرانودیوریت و دیوریت همراه با دگرگونی مجاورتی باعث هورنفلس‌زائی و اسکارنی‌شدن فازهای قبلی اعم از کانسنگ و سنگ دربرگیرنده شده است.



شکل۲- نقشه زمین‌شناسی- معدنی کانسار آهن گلالی در مقیاس ۱:۵۰۰۰ (تهیه شده در مطالعه حاضر)

Fig. 2. Geological map of the Galali Fe deposit at a scale of 1:5000 (prepared in the present study)



شکل۳- نقشه زمین‌شناسی- معدنی کانسار آهن باباعلی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ (تهیه شده در مطالعه حاضر)

Fig. 3. Geological map of Baba-Ali Fe deposit at a scale of 1:25,000 (prepared in the present study)

۴-سنگ‌نگاری

با توجه به مشاهدات و نقشه‌های تهیه شده در کانسارهای باباعلی و گلالی، واحدهای موجود در منطقه را می‌توان به سه دسته اصلی تقسیم‌بندی نمود: ۱) واحدهای رسوبی دگرگون شده، ۲) واحدهای اسکارنی و ۳) واحدهای آذرین سالم-دگرگون‌شده که در ادامه به توصیف آن‌ها پرداخته می‌شود.

۴-۱- واحدهای رسوبی دگرگون شده

واحدهای رسوبی دگرگون شده در کانسار باباعلی شامل شیست‌ها و سنگ‌آهک متبلور شده می‌باشند که عدسی‌های مگنتیت در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۴- a). شیست‌ها به گونه‌ای گسترده، پیرامون این کانسار را می‌پوشانند، شیب عمومی لایه‌های شیستی به‌سوی شمال‌باختر است و مقدار آن از ۳۵ تا ۴۵ درجه متغیر است. شیست‌ها در این منطقه به‌صورت موسکویت شیست، هورنبلند شیست و شیست سبز هستند. دگرشکلی‌های متعدد باعث ایجاد چندین فولیاسیون در این واحد شده است (شکل ۴- b). واحد شیست سبز مهم-ترین واحد دگرگونی ناحیه‌ای را در منطقه تشکیل می‌دهد و بر اساس مطالعات میکروسکوپی، بافت این سنگ‌ها بیشتر گرانولپیدوبلاستیک است (Bayat and Torabi, 2016). این سنگ‌ها به طور عمده سنگ‌هایی با ترکیب حدواسط بوده که تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای به شیست سبز تبدیل شده است. مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل اکتینولیت، اپیدوت و پلاژیوکلاز می‌باشد. در کانسار گلالی واحدهای رسوبی بیشتر به‌صورت سنگ‌آهک خاکستری تا سیاه‌رنگ به ضخامت ۳ تا ۷ متر که به عنوان سنگ در برگیرنده ماده معدنی در نظر گرفته می‌شود، قابل مشاهده است. از دیگر واحدهای رسوبی در این محدوده می‌توان به ترمولیت شیست، ماسه‌سنگ دگرگون شده، آمفیبول شیست و هورنفلس که در بخش شمال‌شرقی توده معدنی رخنمون دارد اشاره نمود. در هر دو کانسار، مگنتیت کانی کدر اصلی موجود در این واحدهاست و بیشتر به‌صورت دانه‌پراکنده و

هم‌روند با برگ‌وارگی دیده می‌شود و پدیده‌های دگرشکلی مانند چرخش بلور، دور زدن برگ‌وارگی در اطراف آن‌ها، سایه واتنشی و بودین‌شدگی در اطراف آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۴- c). کوارتزها در اثر اعمال نیروهای تکتونیکی، خاموشی موجی دارند و در بیشتر مناطق، مرز بین دانه‌های آن‌ها دندانه‌دار است و درون دانه‌های مجاور فرورفتگی را نشان می‌دهند. این کانی‌ها بیشتر به‌صورت بلورهای درشت در راستای برگ‌وارگی کشیده و از حاشیه توسط کوارتزهای ریزبلور احاطه شده است.

۴-۲- واحدهای اسکارن

اسکارن‌ها در منطقه مورد مطالعه به صورت پراکنده بوده و عمدتاً شامل مگنتیت اسکارن، آمفیبول اسکارن، اپیدوت و کلریت اسکارن می‌باشند. واحد اسکارن در کانسار باباعلی دارای روند شمال‌خاور- جنوب‌باختر و در کانسار گلالی دارای روند شمال‌باختر- جنوب‌خاور می‌باشد. این واحدها دارای حالت لایه‌ای، طبقه‌ای و گاه شیستوزیته هستند و معمولاً در مجاورت واحدهای شیستی قرار گرفته است. بافت غالب این واحد گرانوبلاستیک بوده و شامل گارنت، اپیدوت، کلینوپیروکسن، اکتینولیت و مگنتیت به‌صورت نواری و دانه‌پراکنده به همراه مقادیر کمی کانه‌های سولفیدی، کلسیت، کلریت و آلبیت است.

۴-۳- واحدهای آذرین

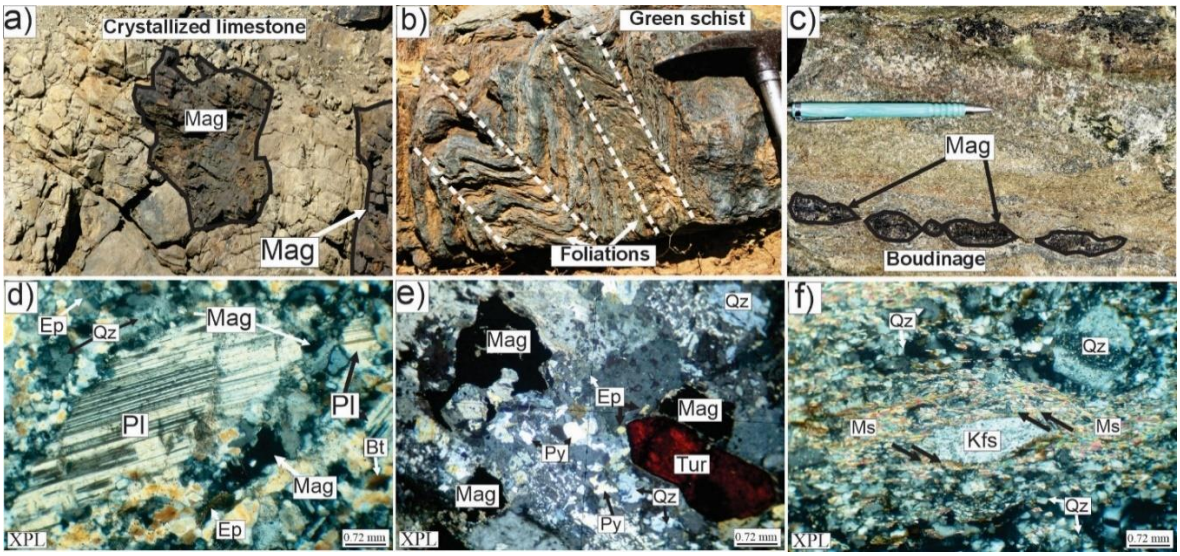
بر اساس نتایج به‌دست آمده از مطالعات مقاطع نازک-صیقلی، سنگ‌های آذرین درونی رخنمون یافته در کانسار باباعلی و گلالی به دو گروه اصلی قابل تقسیم است:

گروه اول (سنگ‌های بازیک تا حدواسط) که بیشتر به‌صورت توده‌های نفوذی گابرو تا گابرودیوریت در محدوده رخنمون دارند. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارتند از: آمفیبول‌های سبز زیتونی تا روشن (۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی)، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز (۵۵ تا ۶۰ درصد حجمی)، کوارتز ریزدانه (۳ تا ۱۰ درصد حجمی)، کانی‌های ثانویه از جمله اسفن (تقریباً ۳ درصد حجمی) و کانه‌های مگنتیت و ایلمنیت (۵ درصد حجمی). در نمونه‌های مورد مطالعه کانی کلینوپیروکسن به‌ندرت قابل مشاهد بوده و معمولاً به کانی‌های ثانویه از جمله ترمولیت و اکتینولیت دگرسان شده است. پلاژیوکلازها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و دارای ماکل پلی‌سنتتیک هستند و منطقه‌بندی در آن‌ها مشاهده نمی‌شود (شکل ۴-d).

گروه دوم (سنگ‌های اسیدی) که قابل تقسیم به دو زیرگروه کوارتزمونزونیت و گرانیت با رنگ سفید تا خاکستری هستند و حاوی فلدسپار و آمفیبول درشت‌بلور می‌باشند. این گروه حاوی آمفیبول (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار (۴۵ تا ۵۵ درصد حجمی)، ایلمنیت، اسفن و مگنتیت (۵ تا ۱۰ درصد حجمی)، کوارتز ریزدانه (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی) و در بعضی مقاطع بلورهای تورمالین قابل مشاهده است (شکل ۴-e). در بیشتر مقاطع پدیده سایه‌فشاری در سنگ‌های گرانیتی دیده می‌شود (شکل ۴-f).

کوارتزمونزونیت‌ها دانه‌ریزتر از گرانیت‌ها هستند و آمفیبول‌ها و کانی‌های کدر در آن‌ها پراکنده هستند در حالی‌که در گرانیت‌ها آمفیبول‌ها و کانی‌های کدر دارای بافت گلومروپورفیریک هستند (Gourabjeri Puor and Mobasheri, 2016). بافت گرانوفیریک در کوارتزمونزونیت‌ها نشان دهنده سرد شدن سریع ماگما در مراحل انتهایی است. بر اساس مطالعات Shahbazi و همکاران (۲۰۱۵) که در توده نفوذی آلمابولاق انجام شده است، اسفن در دو مرحله به‌وجود آمده است (Shahbazi et al., 2015b). کانی‌های ثانویه مانند اپیدوت، اکتینولیت، کلینوکلر و لوکوکسن که از طریق فرایندهای ثانویه و ساب سالیدوس (Subsolidus) ایجاد می‌شود، نشان می‌دهد فعالیت سیالات، آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های میزبان کانسارهای مورد مطالعه را تحت تاثیر قرار داده است. این متاسوماتیسم می‌تواند در نتیجه فعالیت سیالات گرمابی نشات گرفته از ماگمای اسیدی (کوارتزمونزونیت یا گرانیت) یا مناطق دگرگونی باشد. بر اساس مطالعات Zamaian and Radmard (۲۰۱۶) که بر روی عناصر نادر خاکی کانسار باباعلی انجام شده مشخص شده است که سیالات موثر در دو مرحله به‌وجود آمده و دارای منشاء ماگمایی وابسته به توده‌های اسیدی است (Zamaian

and Radmard, 2016). فعالیت دو مرحله‌ای سیالات گرمابی در کانسارهای مورد مطالعه با توجه به بررسی‌های صورت گرفته توسط Amiri و همکاران (۲۰۱۷) که بر روی رگه‌های سیلیسی موجود در توده‌های نفوذی اسیدی و رگه-های موجود در مجاورت سنگ‌های دگرگونی انجام شده، تایید شده است (Amiri et al., 2017c). به‌عبارتی یک مرحله از سیالات گرمابی وابسته به فعالیت ماگمایی که مولد کوارتزمونزونیت است و دیگری به فعالیت ماگمای مولد گرانیت وابسته است. بر اساس بررسی‌های انجام شده بر روی پلاژیوکلازها مشخص شده است که بیشتر آن‌ها الیگوکلاز و آندزین با مقادیر کمی لابرادوریت هستند. با توجه به مطالعات صحرایی و میکروسکوپی بر روی سنگ‌های بازیک تا حدواسط مشخص شد که ترکیب آن‌ها نزدیک به گابرو تا گابرو دیوریت است. بر اساس ویژگی‌های ذکر شده و ترکیب پایانی پلاژیوکلازها (آلبیت و لابرادوریت) مشخص می‌کند که آلبیت‌ها دارای منشاء ثانویه هستند و سیالات گرمابی از منبع ماگمایی ناشی از فرورانش تشکیل شده‌اند. این سیالات باعث تشکیل کانی‌های ثانویه (در رخساره شیست سبز) گردیده است.



شکل ۴- (a) نمایی از عدسی مگنتیت در واحد سنگ‌آهک متبلور شده کانسار باباعلی، (b) نمایی از واحد شیست سبز در کانسار باباعلی، همانطور که مشخص است دگرشکلی‌های متعدد باعث ایجاد چندین فولیاسیون در این واحد شده است، (c) بافت نواری شکل و بودینه‌شدن مگنتیت به موازات برگ‌وارگی واحدهای ریولیتی دگرگون شده در کانسار گلالی، (d) بلورهای پلاژوکلاز دارای ماکل پلی‌سنتتیک در سنگ مونزودیوریت، (e) بلور تورمالین که به‌همراه مگنتیت، کوارتز و کانی‌های ثانویه از جمله اپیدوت یک جهت‌یافتگی مشخص نشان می‌دهند و (f) پدیده سایه واتنشی به‌صورت رشد بلورهای مسکویت در اطراف فلدسپات آلکالن در سنگ گرانیت کانسار گلالی. Mag: مگنتیت، Py: پیریت، Qz: کوارتز، Ep: اپیدوت، Pl: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Ms: موسکویت، Kfs: فلدسپار پتاسیم، Tur: تورمالین. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است.

Fig. 4. (a) View of the magnetite lens in the crystallized limestone unit of the Baba-Ali deposit, (b) View of the green schist unit in the Baba-Ali deposit, as it is clear that multiple deformations have caused several foliations in this unit, (c) Banded texture and boudinage of magnetite parallel to the foliation of the metamorphosed rhyolite units in the Galali deposit, (d) Plagioclase crystals with polysynthetic twins in the monzodiorite rock, (e) Tourmaline crystals that show a specific orientation along with magnetite, quartz and secondary minerals including epidote and (f) Shadow and tension phenomenon in the form of growth of muscovite crystals around alkaline feldspar in the granite rock of the Galali deposit. Mag: magnetite, Py: pyrite, Qz: quartz, Ep: epidote, Pl: plagioclase, Bt: biotite, Ms: muscovite, Kfs: K-feldspar, Tur: tourmaline. Mineral abbreviations are taken from (Whitney and Evans, 2010).

۵-زمین‌شیمی

در نمودارهای طبقه‌بندی زمین‌شیمیایی (De La Roche et al., 1980)، نمونه‌های آذرین درونی کانسارهای باباعلی و گلالی دو گروه زمین‌شیمیایی مجزا (جدول‌های ۱ و ۲) شامل سنگ‌های اسیدی (گرانیت، گرانودیوریت و کوارتزمونزونیت) و سنگ‌های بازیک تا حدواسط (گابرو، گابرودیوریت و مونزودیوریت) تشکیل می‌دهند (شکل ۵- a). نمونه‌های آتشفشانی این کانسارها بیشتر از ریولیت و ریوداسیت تشکیل شده است (شکل ۵- b). بر اساس نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) بیشتر سنگ‌های بازیک تا حد واسط و سنگ‌های ریولیتی در قسمت سری تولئیتی و کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵- c). در این نمودار، بیشتر نمونه‌های گرانیت و کوارتزمونزونیت در سری کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی واقع می‌گردد. در نمودارهای مختلف، مانند A/CNK در برابر A/NK (Shand, 1943)، تمامی نمونه‌ها دارای ماهیت متاآلومینوس هستند (شکل ۵- d). برای تعیین سری ماگمایی از نمودار کل ماده‌ی قلیایی (Na_2O+K_2O) نسبت به سیلیس (Irvin and Baragar, 1971) برای جدایش گستره‌های قلیایی و نیمه-قلیایی استفاده شده است (شکل ۶-a). همانگونه که قابل مشاهده است، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده نیمه‌قلیایی قرار گرفته است. هم‌چنین در نمودار AFM (Irvin and Baragar, 1971)، برای تفکیک گستره‌های آهکی-قلیایی و تولئیتی (شکل ۶- b) استفاده شده که با توجه به شکل این نمونه‌ها در گستره‌های آهکی-قلیایی واقع شده است. داده‌های زمین‌شیمیایی (جدول ۱) نشان می‌دهد که سنگ‌های اسیدی غنی از Na_2O (۵/۳ درصد وزنی)، Ce (۸۴ ppm)، Ga (۲۰ppm)، Y (۵۱ ppm) و Zr (۴۱۵ ppm) با مقادیر کم Co (۶ ppm) هستند که این ویژگی‌ها، مشخصه گرانیتوئیدهای نوع A هستند. با توجه به شکل ۷-a در نمودار $(Na_2O+K_2O)/CaO$ در مقابل Zr+Nb+Ce+Y تمام نمونه‌های گرانیت، کوارتزمونزونیت و گرانودیوریت در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A و نمونه های گابرو، گابرودیوریت و مونزودیوریت در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I و S واقع شده است (Whalen et al., 1987). نمونه‌های بازیک تا حدواسط (گابرو، گابرودیوربت و مونزودیوریت) در نمودار $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 در محدوده منیزیم (Magnesian) واقع شده است (Frost and Frost, 2008) و مشابه گرانیتوئیدهای کمان کردیلرایی نوع I هستند. نمونه‌های گرانیت و گرانودیوریت در محدوده آهن (Ferron) و نمونه‌های کوارتزمونزونیت در مرز آهن و منیزیم قرار دارند (شکل ۷-b). این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که آنها متعلق به گرانیتوئیدهای نوع A پس از کوهزایی یا اواخر کوهزایی هستند (Frost et al., 2001).

محتوای نسبتا بالای TiO2 در این نمونه‌ها را می توان با حضور اسفن به عنوان کانی فرعی توضیح داد (Maanijou et al., 2013). Eby (۱۹۹۲) گرانیت‌های نوع A را به دو نوع A1 (در ارتباط با ریفت) و A2 (در ارتباط با فرورانش) تقسیم‌بندی نموده است. همچنین Bonin (۲۰۰۷) معتقد است که آن دسته از گرانیتوئیدهای نوع A که در نمودار طبقه‌بندی محیط تکتونیکی پیرس در محدوده VAG و در نزدیکی مرز WPG قرار می‌گیرند غنی از Rb، Y، Th، REE و ساب‌سولوس هستند و باید آن‌ها را جزو گرانیتوئیدهای A2 دسته‌بندی نمود. این نوع از گرانیت‌ها دارای ترکیبی از آثار زمین‌شیمیایی ئوسته قاره‌ای و جزایر اقیانوسی هستند و تشکیل آن‌ها را در جایگاه زمین‌ساختی پس از کوهزایی (Post-orogenic) در نظر می‌گیرند (Bonin, 2007). با توجه به ویژگی‌های ذکر شده، ویژگی‌های گرانیتوئیدهای A2 در نمونه سنگ‌های اسیدی بویژه گرانیت‌های مورد مطالعه قابل مشاهده است. این نتایج با مطالعات انجام شده در منطقه تکیه بالا که در ۳/۵ کیلومتری کانسار گلالی واقع شده است، مطابقت دارد (Aliani, 2012).

جدول۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی سنگ‌های آذرین کانسارهای باباعلی و گلالی به روش XRF

Table 1. Results of chemical analysis of the main oxides of igneous rocks of Baba-Ali and Galali deposits by XRF

Sample	Granite				Gabbro	Gabbro diorite						
Sample no.	86-Ha-166	86-Ha-4	86-Ga-12	86-Ga-27	86-kh-5	86-Ha-15	86-Ga-13	86-Ga-17	86-Ga-376	86-Ha-28	86-Ha-381	86-Ha-115
SiO_2	68.35	70.8	68.06	74.77	54.59	56.13	62.49	62.45	61.38	60.81	56.39	56.47
TiO_2	0.61	0.38	0.71	0.17	1.41	1.72	0.52	0.55	0.62	1.6	1.75	1.68
Al_2O_3	12.88	15.07	13.99	13.64	16.2	12.63	16.06	16.24	16.65	13.46	14.42	14.36
Fe_2O_3	2.49	1.92	2.42	0.66	3.04	3.71	1.9	2.04	2.14	3.24	3.36	3.3
FeO	3.42	0.39	1.88	0	1.2	4.41	0	0	0.16	1.31	1.03	1.12
FeO_T	5.66	2.12	4.06	0.59	3.94	7.75	1.71	1.84	2.09	4.23	4.05	4.09
MnO	0.16	0.1	0.1	0.1	0.1	0.11	0.1	0.1	0.1	0.1	0.14	0.13
MgO	0.34	0.38	0.8	1.12	3.5	3.61	1.77	1.65	2.12	2.2	4.34	4.35
CaO	1.46	0.63	2.42	1.23	12.61	8.39	9.48	8.92	8.96	8.82	8.98	9.16
Na_2O	4.79	4.17	5.16	4.87	4.94	4.95	5.11	4.85	4.89	5.75	5.21	4.35
K_2O	4.52	5.74	3.46	2.53	0.57	0.97	1.28	1.93	1.39	0.34	1.89	2.58
P_2O_5	0.22	0.1	0.19	0.03	0.35	0.58	0.29	0.32	0.38	0.67	0.68	0.74
LOI	0.5	0.7	0.59	0.33	1.03	2.16	0.68	0.67	0.73	1.2	1.02	1.22
Sum.	99.49	100.19	99.54	99.38	99.24	99	99.49	99.52	99.31	99.18	98.87	99.13
Sample	Gerano diorote		Quartz monzonite									
Sample no.	86-Ha-11	86-Ga-375	86-Ha-383	86-Ha-384	86-Ha-385	86-Ha-128	86-Ha-133	86-Ha-143	86-Ga-22	86-Ga-33	86-Ga-374	86-Ha-25
SiO_2	70.36	67.09	63.75	64.17	68.92	64.32	63.21	69.55	65.33	66.43	64.3	68.39
TiO2	0.34	0.83	1.21	0.98	1.21	0.99	1.05	0.97	1	0.61	1.2	0.78
Al_2O_3	14.88	14.01	13.87	13.11	12.98	13.28	12.9	13.31	14.18	14.9	15.21	14.38
Fe_2O_3	0.74	2.61	3.76	2.93	2.73	2.92	3.05	2.54	1.87	1.1	2.7	2.09
FeO	0	2.49	3.13	4.05	0.16	3.88	4.51	0.62	3.28	0	2.5	0
FeO_T	0.67	4.84	6.51	6.69	2.62	6.51	7.25	2.91	4.96	0.99	4.93	1.88
MnO	0.1	0.1	0.1	0.13	0.1	0.1	0.12	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	0.33	0.8	1.42	1.72	1.23	1.43	1.68	1.11	1.01	0.82	1.07	0.49
CaO	4	3.42	2.98	2.98	3.12	3.32	3.69	2.63	3.22	3.34	3.18	3.66
Na_2O	7.07	5.1	5.23	5.23	7.66	4.65	4.47	7.89	3.98	4.18	3.93	7.27
K_2O	0.39	2.3	2.98	2.58	0.32	3.72	3.63	0.25	4.82	5.37	4.3	1.31
P_2O_5	0.1	0.23	0.29	0.38	0.11	0.33	0.4	0.23	0.3	0.22	0.2	0.25
LOI	1.28	0.63	0.82	0.81	1.18	0.79	0.8	0.51	0.69	0.69	0.67	0.7
Sum.	100.26	101.96	102.92	101.71	102.18	102.36	102.25	102	101.46	98.75	101.79	101.3
Sample	Quartz monzonite		Monzo diorote		Meta rhyolite							
Sample no.	86-Ga-379	86-kh-1	86-Ha-386	86-kh-2	86-Ha-380	86-Ha-112	86-Ha-19	86-Ha-36	86-Ha-77	86-Ga-378		
SiO_2	68.12	67.05	63.89	59	73.96	74.73	75.13	73.71	71.33	73.67		
TiO_2	0.59	0.76	0.98	0.65	0.21	0.1	0.22	1.17	0.34	0.16		
Al_2O_3	14.86	12.91	13.23	15.57	15.21	14.88	13.87	15.24	4.89	14.65		
Fe_2O_3	1.26	2.37	2.52	2.56	0.71	0.6	0.62	0.11	2.49	0.89		
FeO	0	1.02	0.35	3.72	0	0	0	0	5.9	0		
FeO_T	1.13	3.15	2.62	6.02	0.64	0.54	0.56	0.1	8.14	0.8		
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.18	0.1		
MgO	0.78	1.03	3.43	3.98	0.51	0.48	0.69	0.34	11.38	1.22		
CaO	3.38	4.45	5.68	5.94	0.1	0.1	1.44	1.39	0.34	1.31		
Na_2O	3.95	4.69	6.85	4.47	5.73	5.22	5.59	6.78	0.22	5.06		
K_2O	5.16	3.91	0.1	2.13	2.87	3.1	1.64	0.16	0.04	2.41		
P_2O_5	0.19	0.27	0.38	0.21	0.15	0.1	0.1	0.22	1.98	0.12		

ادامه جدول ۱

LOI	0.73	1.07	1.73	1.03	0.39	0.47	0.14	0.28	0.78	0.31
Sum.	98.99	99.39	98.99	99.1	99.87	99.82	99.48	99.49	99.62	99.81

جدول۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر ردیاب و عناصر نادر خاکی سنگ‌های آذرین کانسارهای باباعلی و گلالی به روش ICP-MS

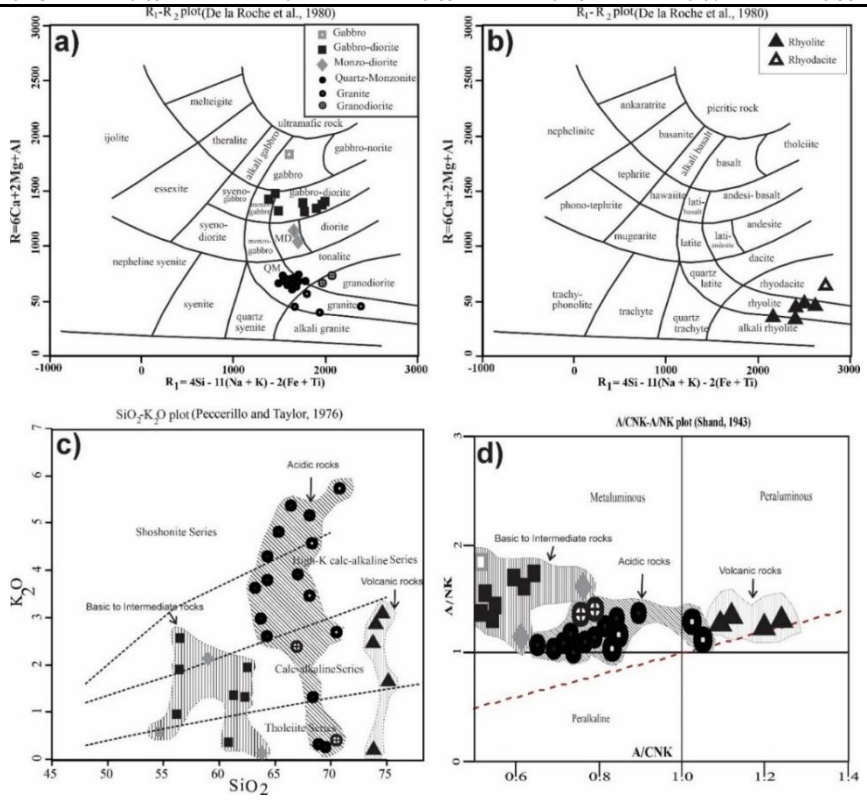
Table 2. Results of chemical analysis of trace elements and rare earth elements of igneous rocks of Baba-Ali and Galali deposits by ICP-MS.

Sample	Granite		Gerano diorote		Quartz monzonite						
Sample no.	86-HA-82	Ga-12	86-HA-158	86-HA-20	86-KH-1	86-GA-22	86-GA-33	86-HA-63	86-HA-36	86-HA-142	86-HA-133
Ba	32	429	12	8	509	803	533	323	5	30	328
Be	4	4	3	3	3	4	3	3	2	4	4
Co	3.6	6.4	2.6	6.2	5.6	4.4	5	27.4	0.5	2	11.4
Cs	0.2	1.7	<0.1	<0.1	1.1	0.7	0.9	1.4	<0.1	0.1	2.3
Ga	24.1	22.3	13	16.8	21.9	23.8	19	21.9	20.6	21.4	23.3
Hf	13.8	10.7	7.3	11.4	8.6	14	10.3	7.8	8.6	12.9	11.7
Nb	40.9	29	20.8	32.8	33.3	41.7	27.1	37.1	25.7	34	31.4
Rb	4.9	120.8	0.6	0.6	135.7	104.9	133.3	63.3	0.9	6.6	117.6
Sn	4	5	3	2	5	3	4	2	7	3	5
Sr	58.9	147.1	91	49.5	168.2	165.2	226.4	276.7	44.3	65	202.5
Ta	2.5	2	1.3	2.1	2.7	2.6	2.1	1.9	1.9	2.1	2.1
Th	13	23.1	5.9	27	24.8	20.4	22.2	4.4	12.2	19.1	15.8
U	4	3.5	1.4	5.2	5.4	4.9	3.2	1.2	3.6	4.7	3.7
V	71	74	148	46	70	53	44	305	84	37	116
W	1	1.5	0.8	1.9	1.1	1.9	1.5	1.1	1	1.4	1.7
Zr	559.9	407.6	279.2	397.3	319	551.8	392.9	338.3	335.9	513.3	475.7
Y	62.2	50	41.1	36	43.6	63	46.1	58.5	68	50.4	51.7
La	52.7	43	26.8	31.8	36	56.2	26.5	45.2	23.9	37.7	43.4
Ce	101.4	93.4	63.5	70.4	73	115.1	57.3	96.8	88.9	81.9	89.9
Pr	11.81	10.2	8.03	8.27	8.25	13.14	6.9	11.79	14.62	9.51	10.29
Nd	42.8	37.6	31.5	31.3	30.5	47.8	27.4	45.2	60.8	33.8	37.4
Sm	9.38	7.69	6.92	6.21	6.52	10.22	6.23	10.01	13.33	7.04	8.2
Eu	2.04	1.41	1.61	0.57	1.42	1.61	1.24	2.85	2.17	1.23	1.73
Gd	9.42	7.48	6.76	5.79	6.54	9.99	6.65	10.21	12.55	6.98	7.85
Tb	1.74	1.39	1.23	1.06	1.21	1.79	1.24	1.78	2.11	1.33	1.45
Dy	10.35	8.08	6.92	6.11	6.66	10.2	7.17	9.87	11.96	7.74	8.55
Ho	2.28	1.81	1.48	1.35	1.54	2.31	1.6	2.17	2.53	1.78	1.87
Er	6.49	5.17	4.19	4.01	4.33	6.55	4.71	5.84	6.9	5.32	5.55
Tm	1.11	0.84	0.66	0.66	0.69	1.03	0.78	0.86	0.99	0.86	0.87
Yb	7.04	5.41	4.31	4.56	4.43	6.49	4.92	5.63	6.33	5.86	5.7
Lu	1.15	0.83	0.71	0.74	0.71	1.09	0.73	0.85	0.95	0.93	0.91

Sample	Gabbro diorite				Gerano diorite			Monzo diorote
Sample no.	86-GA-13	86-HA-28	86-HA-15	86-HAG-150	86-HA-11	86-GA-100	86-HA-80	86-KH-2
Ba	194	111	371	225.33	60	36	462	296
Be	2	3	3	2.67	2	1	2	3
Co	3.5	5.4	8.4	5.77	2	46.1	13.7	17.6
Cs	0.8	0.2	<0.1	0.5	0.2	1.2	0.8	1.3
Ga	18.6	22	20.8	20.47	17.2	7	19.3	19.6
Hf	3.9	10.1	12.2	8.73	11.2	1.3	4.8	6.3
Nb	12.5	30.8	40	27.77	12.1	2.4	18.5	16.6
Rb	45.3	6.7	18.4	23.47	16.1	31	78.6	64.7
Sn	2	1	8	3.67	<1	25	4	3
Sr	386.4	419.1	201.2	335.57	238.4	50.8	662.4	270.4
Ta	1	1.9	2.3	1.73	1.7	0.2	1	1.3
Th	6.5	8.7	16.2	10.47	29.3	2.2	2	12
U	1.7	0.8	4.2	2.23	3	0.9	1.4	2.4
V	114	203	197	171.33	19	79	270	182

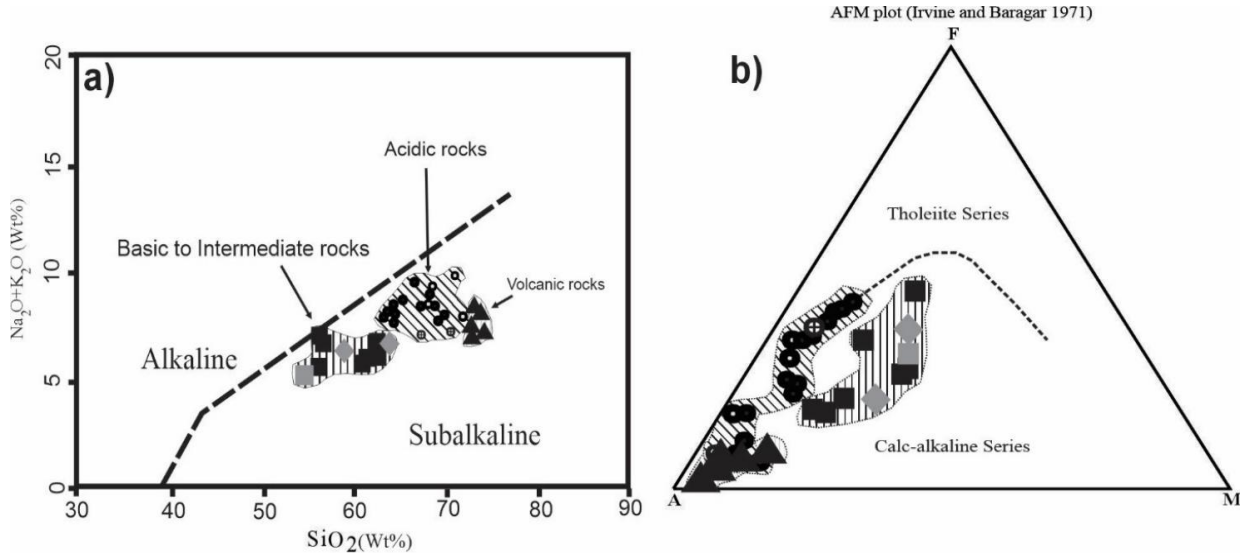
ادامه جدول ۲

W	1.2	1.2	1.4	1.27	1.3	<0.5	1.4	1.5
Zr	148.4	452.9	482.2	361.17	376	49.5	202.2	235.2
Y	17.1	45.1	62.1	41.43	12.6	4.9	38.2	36.1
La	14.1	22.5	51.8	29.47	8.4	6.5	27.1	27.9
Ce	30.2	49.6	114.9	64.9	14.9	9.6	58.1	55.9
Pr	4.23	6.76	13.53	8.17	1.52	0.97	6.77	6.63
Nd	16.4	28.1	48.8	31.1	5.1	3.1	28.3	23.8
Sm	3.74	7.1	10.33	7.06	1.22	0.62	6.63	5.46
Eu	1.01	2.28	2.38	1.89	0.44	0.12	2.05	1.18
Gd	3.55	7.64	10.01	7.07	1.29	0.68	6.81	5.41
Tb	0.57	1.31	1.83	1.24	0.27	0.12	1.18	1.01
Dy	2.84	7.44	10.24	6.84	1.73	0.67	6.59	5.93
Ho	0.57	1.57	2.24	1.46	0.39	0.16	1.41	1.29
Er	1.61	4.31	6.34	4.09	1.3	0.46	3.81	3.69
Tm	0.27	0.67	1	0.65	0.23	0.07	0.59	0.59
Yb	1.76	4.08	6.35	4.06	1.66	0.44	3.45	3.75
Lu	0.28	0.65	1.02	0.65	0.28	0.07	0.55	0.61



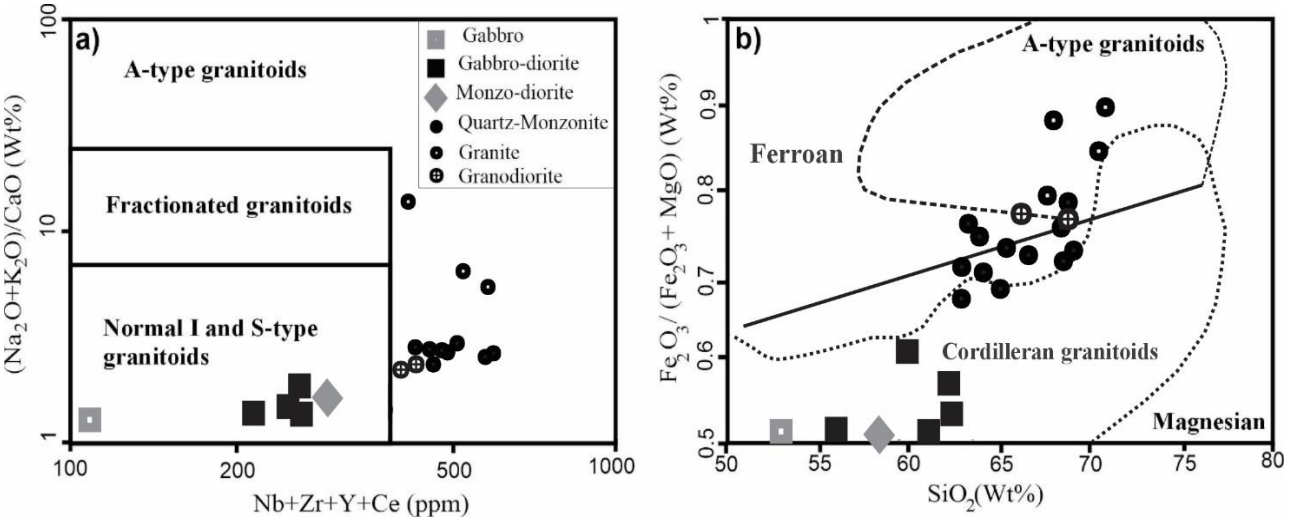
شکل ۵- (a) نمودار R1 در مقابل R2، نمونه‌های آذرین درونی در دو گروه زمین‌شیمیایی مجزا شامل سنگ‌های اسیدی و سنگ‌های بازیک تا حدواسط قرار می‌گیرند (De La Roche et al., 1980)، (b) نمودار R1 در مقابل R2، برای تفکیک نمونه‌های آتشفشانی کانسارهای باباعلی و گلالی که در آن نمونه‌ها در محدوده ریولیت و ریوداسیت قرار گرفته‌اند (De La Roche et al., 1980) ، (c) نمودارK2O درمقابلSiO2 برای سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی کانسارهای مورد مطالعه (Peccerillo and Taylor, 1976) و (d) نمودار A/CNK – A/NK، اکثر نمونه‌های آذرین درونی در محدوده متاآلومینوس و نمونه‌های آتشفشانی در محدوده پرآلومینوس قرار گرفته‌اند (Shand, 1943).

Fig. 5. (a) R1 vs. R2 diagram, intrusive igneous samples are located in two distinct geochemical groups including acidic rocks and basic to intermediate rocks (De La Roche et al., 1980), (b) Volcanic samples from Baba-Ali and Galali deposits, samples are placed in the rhyolite and rhyodacite range (De La Roche et al., 1980), (c) K2O vs. SiO2 diagram for igneous and volcanic rocks (Peccerillo and Taylor, 1976) and (d) A/CNK – A/NK diagram, most intrusive igneous samples are located in the metaluminous range and volcanic samples are located in the peraluminous range (Shand, 1943).



شکل۶- (a) نمودار Na2O+K2O در برابر SiO2؛ اقتباس‌از (Irvin and Baragar, 1971) و (b) نمودار AFM، جهت تمایزسنگ‌های‌تولئیتی و کالک‌آلکالن؛ اقتباس‌از (Irvin and Baragar, 1971).

Fig. 6-a) Plot of Na_2O+K_2O vs. SiO_2; from (Irvin and Baragar, 1971) and (b) AFM diagram, for distinguishing tholeiitic and calc-alkaline rocks; from (Irvin and Baragar, 1971).



شکل ۷- (a) نمودار Zr+Nb+Ce+Y در مقابل (Na2O +K2O)/CaO به منظور تفکیک گرانیت‌های A، I و S (Whalen et al., 1987) و (b) نمودار Fe2O3/(Fe2O3+MgO) در مقابل درصد وزنی SiO2 (Frost and Frost, 2008) در کانسارهای مورد مطالعه.

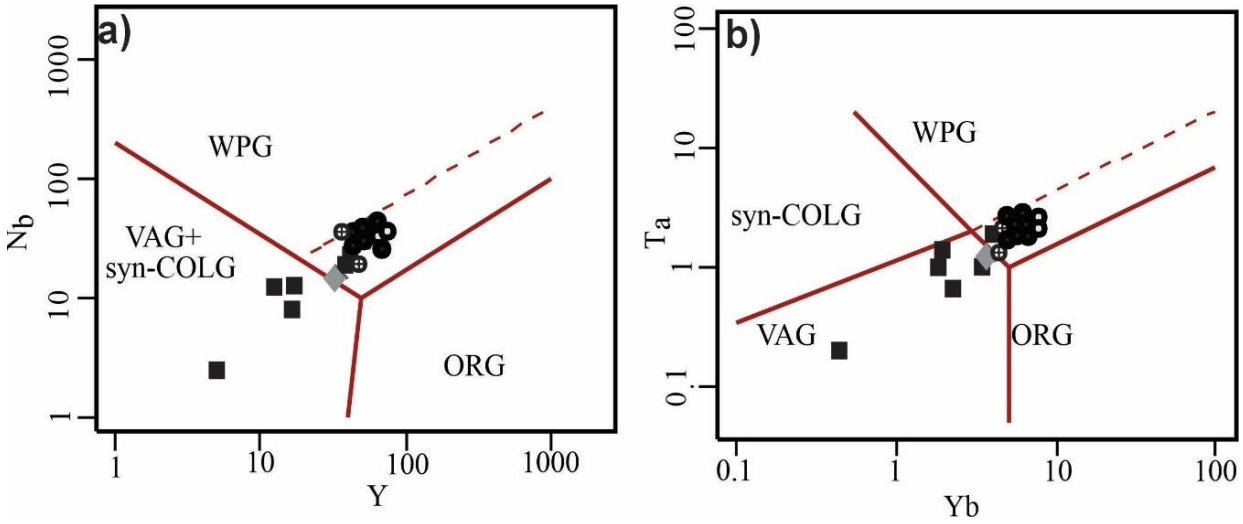
Fig. 7. (a) (Na2O +K2O)/CaO vs. Zr+Ce+Nb+Y diagram discriminating between A-type, S-type, and fractionated granites (Whalen et al., 1987) for samples of the study deposits and (b) Fe2O3/(Fe2O3+MgO) vs. wt% SiO2 diagram (Frost and Frost, 2008) for plutonic rocks of the study deposits.

۶-جایگاه تکتونیکی

برای تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها، در پژوهش‌های مختلف از شیمی عناصر کمیاب استفاده شده است (Vahedi et al., 2016). یکی از این موارد استفاده از عناصر Nb، Ta، Y و Yb است. جهت تعیین موقعیت تکتونیکی کانسارهای باباعلی و گلالی از نمودارهای Nb در مقابل Y (شکل ۸- a) و Ta در مقابل Yb (شکل ۸- b) استفاده گردید. در این نمودارها، عناصر کم تحرک سنگ‌های اسیدی مانند Ti، Zr، Y، Nb، Th و REE در سنگ‌های دارای حداقل دگرسانی، جهت توصیف موقعیت تکتونیکی و منشاء ماگما مورد استفاده قرار می‌گیرد (Parlak et al., 2009; Saccani, 2015). سنگ‌های اسیدی (گرانیت، گرانودیوریت و کوارتزمونزونیت) در محدوده گرانیتوئیدهای میان صفحه‌ای (WPG) و سنگ‌های بازیک تا حدواسط (گابرودیوریت و مونزودیوریت) در محدودهٔ گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند. عناصر Th، Ta و Yb تحت تاثیر فرآیندهای زمین‌شناسی، تقریباً غیرمتحرک هستند و برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند (Gorton and Schandl, 2000). در نمودار Th/Ta در مقابل Yb و نمودار Th در مقابل Ta تقریباً تمامی نمونه‌ها در مرز میان حاشیه فعال قاره‌ای و ماگمای درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۹). این موضوع نشان دهنده این موضوع است که ماگمای گوشته اولیه تحت تاثیر سیالات ناشی از فرورانش قرار گرفته است (Gorton and Schandl, 2000). در این دیاگرام‌ها، سنگ‌های اسیدی در قسمت حاشیه فعال قاره‌ای و روند آلودگی پوسته‌ای را نشان می‌دهند. در مناطق تکتونیکی تصادم قاره با قاره، چهار نوع ماگماتیسم نفوذی شناسایی شده است (Harris et al., 1986).

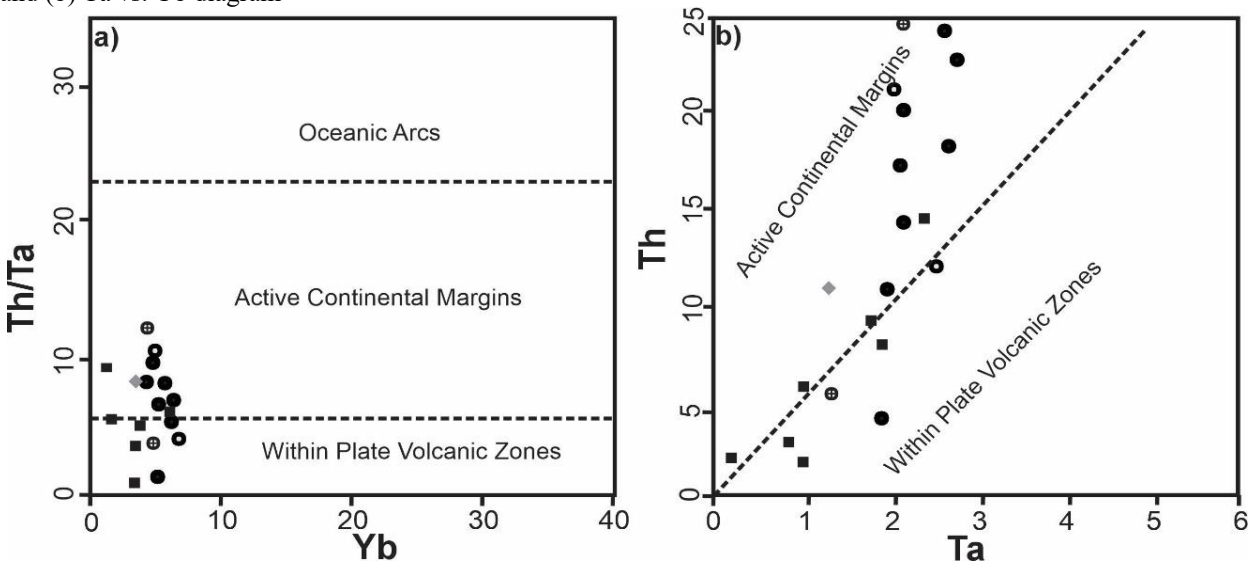
بر اساس مطالعات صورت گرفته، هنگامی که پوسته اقیانوسی دارای گسترش کمی است، قبل از برخورد و فرورانش، توده‌های نفوذی تشکیل نمی‌شوند. در پهنه سنندج-سیرجان نیز به‌دلیل بسته شدن پوسته اقیانوسی نسبتاً کوچک نئوتتیس، احتمال تشکیل توده‌های نفوذی قبل از برخود قاره‌ای ضعیف بوده است و سنگ‌های نفوذی کانسارهای باباعلی و گلالی که وابسته به مناطق فرورانش هستند در زمان قبل از برخورد قاره‌ای تشکیل شده‌اند. علاوه بر این، نبود بیوتیت و فراوانی آمفیبول در سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه تایید کننده این موضوع است که سنگ‌های نفوذی در زمان قبل از برخورد تشکیل شده است. نمودارهای عنکبوتی جهت بررسی میزان تغییر و تحولات ماگمای مولد نسبت به ماگمای اولیه و همچنین منشاء و روابط ژنتیکی آنها از اهمیت خاصی برخوردار هستند (Adelpour et al., 2015). الگوی عناصر ناسازگار نرمال شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) و الگوی عناصر نادر خاکی نرمال‌شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) برای سنگ‌های آذرین نفوذی کانسارهای باباعلی و گلالی در شکل ۱۰ نشان داده شده است.

نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده عناصر خاکی نادر نسبت به کندریت و گوشته اولیه بیانگر غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و ناسازگار می‌باشد. این از ویژگی‌های کالک-آلکالن کمان‌های آتشفشانی زون‌های فرورانش حاشیه فعال قاره هاست (Pearce, 1983). تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مثل Y، Ti و Nb و غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مانند Ba، Cs و K قابل مشاهده می‌باشد. این ویژگی‌ها می‌تواند نشانه آغشتگی پوسته در فرآیند ماگمایی و آلودگی توسط پوسته باشد (Harris, 1986; Chappell, 1992). همچنین‌آنومالی منفی Nb و Sr از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های قاره‌ای است. آنومالی منفی Ti و Nb به عوامل مختلفی نسبت داده می‌شود. این عوامل عبارتند از: ۱) ماگماتیسم مرتبط با فرورانش؛ ۲) وجه مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و دخالت پوسته در فرآیندهای ماگمایی (Kuster and Harms, 1998)؛ ۳) نشان دهندهٔ فقر این عناصر در منشاء، پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب‌بخشی و یا جدایش‌آنها در طی فرآیند تفریق است.



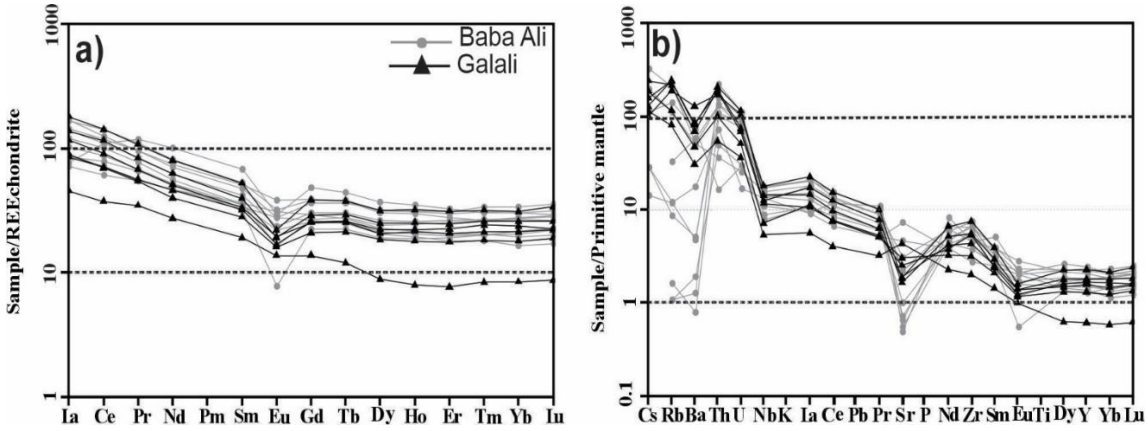
شکل ۸- نمودار متمایز کنندهٔ سنگ‌های نفوذی کانسارهای باباعلی و گلالی (Pearce et al., 1984). (a) نمودار Nb در مقابل Y و (b) نمودار Ta در مقابل Yb

Fig. 8. Distinct diagram of intrusive rocks of Baba-Ali and Galali deposits (Pearce et al., 1984). (a) Nb vs. Y diagram and (b) Ta vs. Yb diagram



شکل ۹- نمودارهای تعیین کننده جایگاه تکتونیکی سنگ‌های نفوذی کانسارهای باباعلی و گلالی (Gorton and Schandl, 2000). (a) نمودار Th/Ta در مقابل Yb و (b) نمودار Th در مقابل Ta

Fig. 9. Diagrams determining the tectonic setting of intrusive rocks of Baba-Ali and Galali deposits (Gorton and Schandl, 2000). (a) Th/Ta diagram vs. Yb and (b) Th vs. Ta diagram.



شکل ۱۰- (a) نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده به کندریت (Boynton, 1984) و (b) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) در کانسارهای باباعلی و گلالی

Fig. 10. (a) Chondrite-normalized spider diagram (Boynton, 1984) and (b) Primitive mantle-normalized spider diagram (McDonough and Sun, 1995) in the Baba-Ali and Galali deposits

آنومالی منفی Sr در نمونه‌ها ناشی از کاهش فراوانی فلدسپار درحین تفریق بلورین است؛ چرا که Sr به جای Ca و K در شبکه فلدسپار می‌تواند وارد شود. آنومالی منفی Eu اگر همرا با آنومالی منفی Sr باشد، بر اثر تفریق پلاژیوکلاز است (Wu et al. 2003). ماگمای تشکیل دهندهٔ سنگ‌های آتشفشانی در مناطق فرورانش معمولاً از گوه‌گوشته‌ای، سیالات و مذاب‌های آبدار مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورو منشاء می‌گیرند (Pearce and Peate, 1995). Ba عنصری ناسازگار و متحرک است و مقدار آن در پوستهٔ قاره‌ای و رسوبات زیاد است (Rollinson, 1998)، هنگامی‌که پوشش رسوبی روی پوسته اقیانوسی فرورانده می‌شود، عنصرBa توسط سیالات مشتق شده از رسوبات آبدار و پوسته اقیانوسی به گوه گوشته‌ای منتقل شده و تولید ماگماهای با Ba بالا می‌کند (Morata and Aguirre, 2003).

۷-دگرسانی

بر پایه مطالعات انجام گرفته و بررسی‌های صحرایی، بیشتر دگرسانی‌های موجود در کانسارهای باباعلی و گلالی منطبق بر شکستگی‌ها و گسل‌های کوچک محلی هستند و دگرسانی دیده شده، بیشتر از نوع اسکارنی، سیلیسی، اپیدوتی و آرژیلیک است که در ارتباط باکانه‌زایی هستند و بیشترین گسترش را در منطقه دارند؛ همچنین دگرسانی‌های سریسیتی و کلریتی نیز در واحدهای سنگی هر دو کانسار قابل مشاهده است. گستردگی دگرسانی پروپیلیتیک و کانی‌های اپیدوت و کلریت بخصوص در مجاورت زون‌های کانه‌زایی آهن ناشی از عملکرد سیالات گرمابی است (شکل ۱۱) . این واکنش‌ها در زون‌های مختلف قابل مشاهده است. علاوه بر این، به‌نظر می‌رسد که سیالات ماگمایی و دگرگونی موجود در کانسارهای مورد مطالعه نوعی متاسوماتیسم را نیز ایجاد نموده است که به تشکیل گسترده فلدسپات سدیک در زون‌های دگرگونی دینامومترمال منجر شده که باعث نوعی متاسوماتیسم موضعی در اطراف توده‌ها و زون‌های کانه‌زایی آهن شده است.

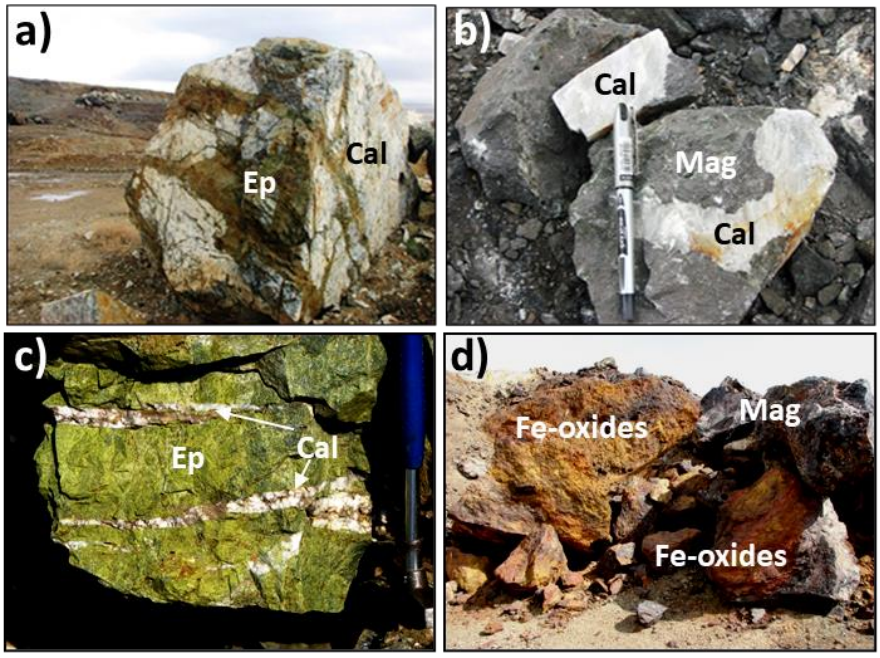
۸-ساخت، بافت و کانه‌زایی

مشاهدات صحرایی، مطالعات سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و زمین-شیمیایی کانسارهای بابا علی و گلالی نشان می‌دهد که توالی پاراژنزی و کانه‌زایی در هر دو کانسار، شامل کانه‌زایی مگنتیت و نسل اولیه پیروتیت و پیریت همزمان با سنگ میزبان است. پس از آن در فازهای ثانویه، مگنتیت همراه با کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت و کالکوپیریت و کانی‌های اکسیدی و کربناتی ناشی از هوازدگی آن‌ها در فضاهای خالی سنگ-میزبان و در بین باطله و مگنتیت، کانی‌سازی داشته است. بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی و بافت ماده معدنی، کانه‌های سولفیدی مانند پیریت و پیروتیت پس از مگنتیت، تشکیل

شده است (شکل ۱۲-a). بافت‌های دانه پراکنده، لایه‌ای، لامینه‌ای، شکافه‌پرکن و توده‌ای در ماده معدنی قابل مشاهده است. توسعه برگ‌وارگی و بافت نواری شکل مگنتیت و پیریت و دیگر کانی‌های کانسنگ آهن کانسارهای باباعلی و گلالی حکایت از عملکرد دست کم یک فاز دگرگونی ناحیه‌ای بر روی کانسنگ آهن دارد (شکل ۱۲-b). در کانسار باباعلی، کانه مگنتیت به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار، شکل‌دار و بی‌شکل و نیز به صورت پیوسته و موزائیکی دیده می‌شود. در برخی از نمونه‌ها، مگنتیت‌های اولیه دچار تبلور مجدد شده و بلورهای درشت‌تری را به‌وجود آورده‌اند که تا حدودی بافتی شبیه بافت موزائیکی نشان میدهند (Shirmohammadi et al., 2024). گاه بلورهای مگنتیت با پیریت و کالکوپیریت همرشدی نشان می‌دهند (شکل ۱۲-c). ابعاد بلورهای مگنتیت، دارای دامنه‌ای بین ۳۰ تا ۳۰۰ میکرون است. بلورهای مگنتیت در بخش‌هایی تحت فرایند دگرسانی سوپرژن قرار گرفته و در جهات سطوح بلورشناسی تحت تاثیر فرآیند مارتی‌تی شدن به هماتیت تبدیل شده‌اند (Mukherjee and Venkatesh, 2017). در بعضی از مقاطع مورد بررسی قطعات دانه‌ریزی از پیریت در متن بلورهای مگنتیت وجود دارد. از جمله بافت‌های جالب توجه، بافت‌های اولیه دانه‌پراکنده و لامینه‌ای مگنتیت و هماتیت در تناوب با لامینه‌های کربناتی است. همچنین نوعی بافت نواری‌شکل به‌ویژه در بخش‌های پرعیار کانسار باباعلی دیده می‌شود. مشاهدات در مقیاس‌های رخنمون، نمونه دستی و میکروسکوپی نشان می‌دهد که این نوع بافت افزون بر دگرگونی ناحیه‌ای کانسنگ، همراه با سنگ درونگیر، تشکیل و توسعه پیدا کرده است، بدین ترتیب که دگرشکلی‌های ایجاد شده در سنگ درونگیر و کانسنگ آهن، به‌ویژه در پهنه‌های برشی شکل‌پذیر، شباهت و انطباق خوبی نشان می‌دهند. در کانسنگ آهن باباعلی، ۳ نسل پیریت از نظر دانه‌بندی و بافت قابل تفکیک است: ۱) نسل اول پیریت به‌صورت دانه‌ریز و فاقد شکل هندسی مشخص با ابعاد ۲۰ تا ۵۰ میکرون دیده می‌شود. بیشتر این بلورها ازحاشیه و اطراف دگرسان‌شده و به اکسید و هیدروکسیدهای ثانویه آهن تبدیل شده است، ۲) نسل دوم پیریت به‌صورت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار با ابعاد ۳۰ تا ۳۰۰ میکرون است. گاه اجتماع بلورهای پیریت، لکه‌های درشتی با ابعاد چند میلی‌متر تا سانتی‌متر را ایجاد نموده است (شکل ۱۲-c)، ۳) نسل سوم پیریت به‌صورت بلورهای درشت و با شکل هندسی نامشخص در فضاهای خالی سنگ‌میزبان جای گرفته است. اندازه بلورها بین ۱۰۰ تا ۵۰۰ میکرون متغیر بوده و سطح آنها حفره‌دار و توخالی است. در برخی حفرات، قطعات کوچکی از کانه‌های پیروتیت و کالکوپیریت حضور دارند (شکل ۱۲-d).

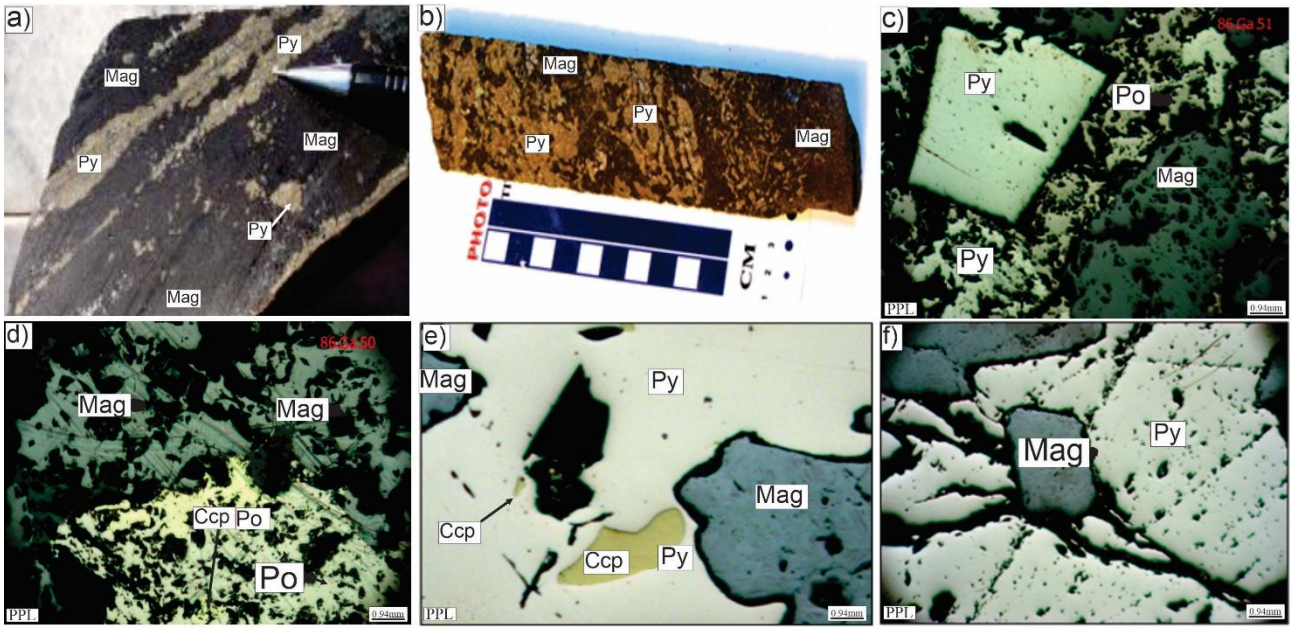
در کانسار آهن گلالی نیز کانه مگنتیت به‌عنوان کانه غالب به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار، شکل‌دار و گاهی بی‌شکل دیده می‌شود. ابعاد بلورهای مگنتیت از ۲۰ تا ۸۰۰ میکرون متغیر است، ولی بلورهای بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ میکرون، دارای فراوانی بیشتری هستند (شکل ۱۲-e). اجتماع این بلورها، گاه تجمعات درشت با ابعاد میلی‌متر تا سانتی‌متر را ایجاد می‌نماید که با چشم غیرمسلح به‌راحتی قابل تفکیک است. بافت کانه‌زایی فلزی مگنتیت بیشتر به‌صورت توده‌ای است، با اینحال، بافت‌های لکه‌ای، افشان و شکافه‌پرکن نیز دیده می‌شود. این کانه از حواشی و اطراف و نقاط ضعف در شبکه بلورین، به هماتیت دگرسان شده است، به‌طوری‌که خطوط مارتی‌تی‌شدن شدن در آن قابل مشاهده است. کانه مگنتیت در برخی از مقاطع مطالعه شده، دچار شکستگی‌های ظریفی است که به‌نظر می‌رسد حاصل عملکرد فرایندهای زمین‌ساختی است و در برخی بخش‌ها، جابه‌جایی قطعات بلور مگنتیت نیز صورت گرفته است. در داخل حفرات ایجاد شده، دگرسانی بسیار ضعیفی روی این کانه صورت گرفته و به اکسیدهای آبدار ثانویه از جمله هماتیت، لیمونیت و گوتیت تبدیل شده است. پیریت در کانسنگ گلالی نیز به شکل بلورهای کاملاً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با ابعاد ۳۰ تا ۱۰۰ میکرون است که گاه اندازه درشت‌بلور آنها به ابعاد حدود ۶۰۰ میکرون نیز می‌رسد و گاهی نیز اجتماع بلورهای پیریت به‌صورت تجمعاتی با ابعاد چند میلی‌متر تا سانتی‌متر را ایجاد کرده است (شکل ۱۲- f). این کانه در بیشتر موارد به شکل رگچه‌ای و درگیر با مگنتیت است. پیریت بیشتر همراه با

پیروتیت بوده و در حفرات و فضاهای مناسب، مگنتیت را پر نموده است. بافت‌های دانه‌پراکنده، لامینه‌ای، لایه‌ای و شکافه پرکن از پیریت در سنگ درونگیر و کانسنگ آهن دیده می‌شود. بافت‌های شکافه پرکن بافت غالب در این کانسار است و با چشم غیرمسلح نیز قابل مشاهده است. بر مبنای مشاهدات بافتی، کانه‌زایی پیریت تابع فضاهای خالی سنگ‌میزبان بوده و اغلب پس از کانه پیروتیت ایجاد شده است. توسعه فولیاسیون و بافت نواری‌شکل مگنتیت و پیریت و دیگر کانه‌های کانسنگ آهن حکایت از تحمل حداقل یک فاز دگرگونی ناحیه‌ای توسط کانسنگ آهن دارد. مطالعهٔ ژئومتری، ساخت و بافت و پاراژنز کانه‌ها و کانی‌ها در کانسارهای آهن باباعلی و گلالی حاکی از آن است کـه مادهٔ معدنی در ۴ مرحله به شـرح ذیـل تشکیل شده است: ۱) مرحلـه آتشفشانی - رسوبی، ۲) مرحله شکل‌گیری زون‌های برشی در حین دگرگونی ناحیه‌ای،۳) دگرگونی مجاورتی و ۴) مرحله گرمابی تاخیری همراه با بالا آمدگی و رخنمون در سـطح زمین. مرحلهٔ چهارم تشکیل مادهٔ معدنی حاصل تحرّک نسل‌های قبلی و تمرکز آن بـه‌صورت دیرزاد در فضاهای خالی، گسل‌ها و شکستگی‌ها همراه با فرآیندهای مربوط به فرسایش و سوپرژن می‌باشد (Rostami Paydar and Adelpour, 2023).



شکل ۱۱- (a) نمایی از گانگ اپیدوت (Ep)- کلسیتی (Cal) در زون اسکارن گلالی که تا حدودی سیلیسی شده است، (b) نمایی از گانگ کلسیتی- کوارتز به همراه مگنتیت (Mag) در کانسار آهن گلالی، (c) آلتراسیون پروپیلیتیک و ایجاد رگچه‌های کلسیتی و اپیدوتی‌شده در توده نفوذی میکرودیوریتی و (d) آلتراسیون و هوازدگی کانسنگ آهن و تشکیل کانی‌های ثانویه آهن (هماتیت، لیمونیت و گوتیت) به‌همراه فاز اولیه هیپوژن مگنتیت در کانسار باباعلی. Ep: اپیدوت، Mag: مگنتیت، Cal: کلسیت. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است.

Fig.11. (a) View of epidote (Ep)-calcite (Cal) gangue in the partially silicified Galali skarn zone, (b) View of calcite-quartz gangue with magnetite (Mag) in Galali Fe deposit, (c) Propylitic alteration and the formation of calcite and epidotite veinlets in the microdiorite intrusive mass and (d) Alteration and weathering of iron ore and formation of secondary iron minerals (hematite, limonite and goethite) along with primary hypogene phase of magnetite in Baba-Ali deposit. Ep: Epidote, Mag: Magnetite, Cal: Calcite. Mineral abbreviations are taken from (Whitney and Evans, 2010).



شکل ۱۲- (a) کانسنگ آهن‌نواری باباعلی که در آن نوارهای مگنتیت و پیریت در مقیاس نمونه دستی قابل مشاهده است، (b) بافت لامینه‌ای و فولیه‌شده کانه مگنتیت در مغزه‌های حاصل از حفاری در زون کانه‌زایی گلالی، (c) پیریت خودشکل در کنار مگنتیت و پیروتیت، ابتدا فاز مگنتیت سپس پیریت و نهایتاً پیروتیت فضاهای بین کانی را پرنموده است، (d) کانه‌زایی مگنتیت در کنار کالکوپیریت و پیروتیت، (e) مگنتیت هیپوژن اولیه به‌همراه انکلوزیون کالکوپیریت در پیریت درونگیر که فضای بین بلورهای خودشکل مگنتیت را پرکرده است و (f) بلورهای خودشکل مگنتیت به‌همراه پیریت در فاز هیپوژن. Py: پیریت، Mag: مگنتیت، Ccp: کالکوپیریت، Po: پیروتیت. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است.

Fig. 12. (a) Banded iron ore of Baba-Ali in which bands of magnetite and pyrite are visible at the hand sample scale, (b) Laminar and foliated texture of magnetite ore in cores obtained from drilling in the Galali mineralization zone, (c) Automorphic pyrite along with magnetite and pyrrhotite, first the magnetite phase then pyrite and finally pyrrhotite have filled the intermineral spaces , (d) Magnetite mineralization along with chalcopyrite and pyrrhotite, e) Primary hypogene magnetite with chalcopyrite inclusions in the included pyrite that has filled the space between magnetite automorphic crystals and (f) Automorphic magnetite crystals with pyrite in the hypogene phase. Py: pyrite, Mag: magnetite, Ccp: chalcopyrite, Po: pyrrhotite. Mineral abbreviations are taken from (Whitney and Evans, 2010).

۹-نتیجه‌گیری

توده‌های نفوذی کانسارهای باباعلی و گلالی واقع در شمال-غرب پهنه زمین‌ساختی سنندج- سیرجان، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های اسیدی (گرانیت، گرانودیوریت و کوارتزمونزونیت) و سنگ‌های بازیک تا حدواسط (گابرو، گابرودیوریت و مونزودیوریت) می‌باشند که در حین فعالیت‌های زمین‌ساختی، باعث دگرشکلی و دگرگونی سنگ‌های منطقه و کانسنگ آهن شده است. سنگ‌های آتشفشانی دربرگیرنده کانسارهای گلالی و باباعلی، شامل سنگ‌های آتشفشانی تا حدواسط دگرگون شده، بیشتر به‌صورت گدازه و توف‌ریولیتی، همراه با میان‌لایه‌های کربناتی و گاه رسوبات ماسه‌سنگ توفی است که تحت تأثیر فعالیت-های زمین‌ساختی و نفوذ توده‌های آذرین، دچار دگرگونی و دگرشکلی شده‌اند. بیشتر سنگ‌های بازیک تا حد واسط و سنگ‌های ریولیتی در سری تولئیتی و کالک‌آلکالن و نمونه-های گرانیت و کوارتزمونزونیت در سری کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی واقع می‌گردد. نتایج نمودارهای مختلف نشان می‌دهد که نمونه‌های بازیک تا حدواسط در محدوده منیزیم واقع شده و مشابه گرانیتوئیدهای کمان کردیلرایی نوع I هستند. نمونه‌های گرانیت و گرانودیوریت در محدوده آهن

و نمونه‌های کوارتزمونزونیت در مرز آهن و منیزیم قرار دارند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که آنها متعلق به گرانیتوئیدهای نوع A پس از کوهزایی یا اواخر کوهزایی هستند. سنگ‌های اسیدی از نوع متاآلومینوس، عموماً آهن‌دار، و همچنین غنی از Na2O+ K2O ، Zr، Ce، Ga، Y، Nb، Ta و REE و فقیر از Eu و Sr هستند. این ویژگی‌ها ویژگی‌های مشترکی با گرانیتوئیدهای نوع A1 و A2 دارند، اما میل ترکیبی بیشتری با نوع A2 دارند. نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت و گوشته اولیه بیانگر غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و ناسازگار می‌باشد. این از ویژگی‌های کالک‌آلکالن کمان‌های آتشفشانی زون‌های فرورانش حاشیه قاره‌هاست. تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نشانه آغشتگی پوسته در فرآیندهای ماگمایی و آلودگی توسط پوسته می‌باشد. دگرسانی‌های موجود در این کانسارها منطبق بر شکستگی‌ها و گسل‌های کوچک محلی هستند و بیشتر از نوع سیلیسی، اپیدوتی، اسکارنی، آرژیلیک، سریسیتی و کلریتی است که در ارتباط باکانه‌زایی بوده و بیشترین گسترش را در منطقه دارند. توالی پاراژنزی و کانه زایی شامل کانه‌زایی مگنتیت و نسل اولیه پیروتیت و پیریت همزمان با سنگ درونگیر است. پس از آن در فازهای ثانوی، مگنتیت همراه با کانه‌های سولفیدی از جمله پیریت و کالکوپیریت و کانی‌های اکسیدی و کربناتی در فضاهای خالی سنگ‌میزبان و در بین باطله و مگنتیت، کانه‌زایی داشته است. مشاهدات صحرایی، ساخت و بافت، سنگ‌میزبان، هم‌یافت، زمین‌شیمی و دگرسانی‌ها در کانسارهای باباعلی و گلالی، نشان می‌دهد کـه این کانسارها از نـوع کانسارهای آهن تیپ آتشفشانی- رسوبی دگرگون و دگرشکل‌شده هستند.

سپاسگزاری

بدین‌وسیله از حمایت مالی معاونت پژوهشی و فناوری سازمان پژوهش‌های علمی و صنعتی ایران در قالب پژوهانه شماره ۰۴۶۰۴۰ تشکر و قدردانی می‌گردد. همچنین از شرکت صنعتی- معدنی کویر مس مشرق زمین به منظور فراهم آوردن اطلاعات مورد نیاز این پژوهش تشکر و قدردانی می‌نماییم.

مراجع

Adelpour, M., Rasa, I., Masoudi, F., Hoseini, M. 2015. Petrography, geochemistry, mineralogarphy, and tectonomagmatic setting of Garmab copper deposit, Qaen (South Khorasan). Earth science research, 24, 54-78. https://esrj.sbu.ac.ir/article_95771.html

Aliani, F., Dadfar, S. and Maanijou, M., 2015. Detection of alteration zones of Haji Abad iron deposit with (SWIR+VNIR) data of ASTER sensor. Scientific Quarterly Journal of Geosciences 24,73-80. 20.1001.1.10237429.1393.24.94.50.0

Aliani, F., Maanijou, M. and Miri, M., 2012. Petrology of the Tekyeh-Bala area granite veins (northeast of Sonqor), some evidence for A2-type granitoids. Petrological Journal 3, 1-16. https://ijp.ui.ac.ir/article_16091_en.html?lang=en

Amiri, M. Petrography of the Almouglagh. Unpublished Ph D thesis, University of Tarbit-e-Moalem (Tehran). 1995:231.

Amiri, M., Khalaji, A.A., Tahmasbi, Z., Sahamieh, R.Z., Zamanian, H., 2017. Geothermobarometry of quartz crystals in the intrusive bodies of Almogholagh Batholith, (Hamedan). International Journal of Academic Research 3, 11-21.

Amiri, M., Khalaji, A.A., Tahmasbi, Z., Santos, J.F., Sahamieh, R.Z. and Zamanian, H., 2017. Geochemistry, petrogenesis, and tectonic setting of the Almogholagh batholith in the Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. Journal of African Earth Sciences 134, 113-133. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.06.018

Barati, M., 2012. Mineralogical, geochemistry and sulphur isotopes studies in Galali orebody, western Iran. Iranian Journal crystallography and mineralogy 20, 215-228. https://ijcm.ir/article-1-375-en.pdf

Bayat, F., Torabi, G., 2015. Petrology of blueschist and meta-greywacke along the Turkmeni-Ordib fault (Turkmeni area, SE of Anarak). Journal of Economic Geology 7, 225-241. 10.22067/econg.v7i2.29877

Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. Lithos 97, 1-29. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.007

Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In Developments in geochemistry 2, 63-114. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3

Chappell, B.W., 1992. I-and S-type granits in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 87, 159-170. https://cir.nii.ac.jp/crid/1573387449763402624

Darvishzadeh, A. Geology of Iran. Nashre Danesh, Tehran, Iran. 1992:901.

De la Roche, H.D., Leterrier, J.T., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses-its relationships with current nomenclature. Chemical geology 29, 183-210. https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0

Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology 20, 641-644. https://doi.org/10.1130/0091-7613

Frost, B.R., Frost, C.D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. Journal of Petrology 49, 1955-1969. https://doi.org/10.1093/petrology/egn054

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology 42, 2033-2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Gorton, M.P., Schandl, E.S., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. The Canadian Mineralogist 38, 1065-1073. https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065

Gourabjeri Puor, A., Mobasheri, M., 2016. Compiling data from geological, mineralogical and geophysical (IP/RS) studies on Mahour Deposit, Northwest of Deh-salm, Lut Block. Journal of Economic Geology 7, 307-325. 10.22067/econg.v7i2.34450

Harris, N.B., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications 19, 67-81. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04

Hosseini, B., Ahmadi, A.R., 2016. Geochemistry and U-Pb dating of North Saman granitoid rocks. Scientific Quarterly Journal of Geosciences 25, 109-120. 20.1001.1.10237429.1395.25.100.10.3

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A.F., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian journal of earth sciences 8, 523-548. https://cdnsciencepub.com/doi/abs/10.1139/e71-055

Küster, D., Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. Lithos 45, 177-195. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00031-0

Maanijou, M., Aliani, F., Miri, M. and Lentz, D.R., 2013. Geochemistry and petrology of igneous assemblage in the south of Qorveh area, west Iran. Geochemistry 73, 181-196. https://doi.org/10.1016/j.chemer.2013.04.001

Maanijou, M., Salemi, R., 2014. Mineralogy, chemistry of magnetite and genesis of Korkora-1 iron deposit, east of Takab, NW Iran. Journal of Economic Geology 6, 355-374. 10.22067/econg.v6i2.22650

Mohajjel, M., Izadi Kian, L., 2008. Poly-deformed Tectonites in Dome Structure of the Almabolagh Region, West of Hamadan. Scientific Quarterly Journal of Geosciences 17, 116-133. https://www.gsjournal.ir/article_57652_7f452dd7741782adefd0ccafb954ec41.pdf?lang=en

Morata, D., Aguirre, L., 2003. Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29 20′–30 S), Chile: geochemistry and petrogenesis. Journal of South American Earth Sciences 16, 459-476. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2003.06.001

Nabatian, G., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M., Ghaderi, M., 2015. Iron and Fe–Mn mineralisation in Iran: implications for Tethyan metallogeny. Australian Journal of Earth Sciences 62, 211-241. https://doi.org/10.1080/08120099.2015.1002001

Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlan, F., Höck, V., 2009. Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey.Tectonophysics 473, 173–187. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.002

Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. and Nurry, M.L. (Eds.), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, 105, 230-249. https://www.researchgate.net/publication/247434731

Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23, 251-286. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343

Pearce, J.A., Harris, N.B., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25, 956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to mineralogy and petrology 58, 63-81. https://link.springer.com/article/10.1007/bf00384745

Poshtkohi, M., 2009. Polyphase metamorphism of pelitic rocks in the Hamedan Area, West Iran, based on petrographic evidence. Acta Geoscientica Sinica 30, 50-60. https://www.researchgate .net/profile/Monireh-

Rollinson, H., 1998. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman, Singapore, p. 384. https://doi.org/10.4324/9781315845548

Rostami Paydar, G., Adelpour, M., 2023. Fluid inclusion and stable isotope study of the Baba-Ali and Galali deposits, northwest of Hamedan: Metamorphosed and deformed volcano-sedimentary type of mineralization in the northwest of the Sanandaj-Sirjan zone. Research in Earth Sciences 14(2), 123-142. 10.48308/esrj.2023.101329

Rostami Paydar, G., Lotfi, M., Ghaderi, M., Amiri, A., Vossoughi-Abedini, M., 2010. New results on mineralography and crystal chemistry of magnetite and pyrite at Baba-Ali & Galali iron deposits, west of Hamedan, Iran. Scientific Quarterly Journal of Geosciences 20, 121-130. https://doi.org/10.22071/gsj.2010.55356

Saccani, E., 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. Geoscience Frontiers 6, 481-501. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006

Shahbazi, H., Siebel, W., Ghorbani, M., Pourmoafee, M., Sepahi, A.A., Vousoughi-Abedini, M., Shang, C.K., 2015. The Almogholagh pluton, Sanandaj-Sirjan zone, Iran: geochemistry, U-(Th)-Pb titanite geochronology and implications for its tectonic evolution. Neues Jahrbuch für Mineralogie–Abhandlungen. Journal of Mineralogy and Geochemistry 192, 85-99. https://www.researchgate.net/profile/Hossein-Shahbazi-3/publication/331135482

Shand, S.J., 1943. Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-deposits: Thomas Murby. https://www.cambridge.org/core/journals/geological-magazine

Shirmohammadi, M., Sepahi, A.A., Maanijou, M., Torkian, A., Miri, M.M., Tahmasebi, M., 2024. Mineralography, paragenesis sequence, and sulfur isotopic composition of Baba-Ali and Galali iron ore deposits from the Sanandaj-Sirjan zone, northwest Iran. Journal of Economic Geology 16, 1–24. (in Persian with English abstract) https://doi.org/10.22067/econg.2024.85829.1098

Torabi, G., 2011. Late Permian blueschist from Anarak ophiolite (Central Iran, Isfahan province), a mark of multi-suture closure of the Paleo-Tethys Ocean. Revista mexicana de ciencias geológicas 28, 544-554. https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742011000300015

Vahedi, L., Delavari, M., Dolati, A. 2016. Petrogenesis and tectonic position of Batman Batolith, southeast of Iran. Earth Sciences Kharazmi, 2, 133-156. http://gnf.khu.ac.ir/article-1-2551-en.html

Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites, geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contribution to Mineral and Petrology 95, 407–419. https://doi.org/10.1007/ BF00402202

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95 (1): 185-187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.F., Lin, Q., Ge, W.C. and Sun, D.Y., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. Lithos 66, 241-273. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00222-0

Zamanian, H. and Asadollahi, B., 2013. Geochemistry and ore potential of the Almoughlagh batholith, western Iran. Geologos 19, 229-242. https://intapi.sciendo.com/pdf/10.2478/logos-2013-0014

Zamanian, H., Radmard, K., 2016. Geochemistry of rare earth elements in the Baba-Ali magnetite skarn deposit, western Iran–a key to determine conditions of mineralisation. Geologos 22, 33-47. https://intapi.sciendo.com/pdf/10.1515/logos-2016-0003