



Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage <https://gnf.khu.ac.ir>

Geology, geochemistry and iron mineralization in the Qazikandi area, NW of Zanjan

Elham Hassasi¹, Ghasem Nabatian^{2*}, Maryam Honarmand³, Mohammad Ebrahimi⁴, Reza Keshavarzi⁵

1. MSc student, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran.
2. Associate professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran.
3. Assistant professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran.
4. Associate professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran.
5. Deputy of technical and planning, Sadr-e-Jahan Mines Development Company, Tehran, Iran.

Article info

Article history

Received: 20 February 2023

Accepted: 01 September 2023

Keywords:

iron mineralization,
magnesian skarn,
Qazikandi,
Zanjan,
Central Iranian Zone.



Abstract

The Qazikandi iron ore mineralization is located in the 70 km northwest of Zanjan and belongs to the Central Iran Zone. The rock units in the study area include Precambrian to Cenozoic formations as well as Cretaceous granite bodies. Iron mineralization in the Qazikandi area has occurred in the form of lensoid and vein in the basal part of the Barout Formation with carbonate and shale composition. The main ore minerals consist of magnetite, primary hematite, pyrite, secondary hematite and goethite. The secondary minerals which formed through supergene process and evolved during weathering of magnetite and pyrite are secondary hematite, goethite and lepidocrocite. The alteration in the study mineralization includes chloritization, epidotization, silicic, sericitization and argillic. The current research suggests that the intrusion of plutonic body with granite to quartz-monzonite composition into the Barout Formation has led to the formation of iron mineralization in the area. Due to the intrusion of the plutonic body into the shale parts of the Barout Formation, the hornfels developed and anhydrous minerals such as phlogopite were formed. Following the mineralization in this area, magnetite and then small amounts of primary hematite were formed. The mentioned alteration products developed simultaneously with this stage of mineralization. It is noteworthy that the silicic veins and veinlets which formed after mineralization, have cut the primary phases of mineralization. The field and microscopic evidence suggest that the Qazikandi ore deposit is classified as the magnesian skarn iron ore deposit.

Introduction

The Qazikandi Fe skarn mineralization is located in the 70 km northwest of Zanjan and along the Central Iran Zone. Different types of Fe mineralization in Iran were occurred during several metallogenic phases from Neoproterozoic- Early Cambrian to Cenozoic (e.g., Karimpour, 1989; Föster and Jafarzadeh,

1994; Daliran et al., 2007, 2010; Jami et al., 2007; Golmohammadi et al., 2014; Nabatian et al., 2015). These deposits are mainly located in the Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ), Alborz, Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA) and Central Iran Zone (CIZ). The Qazikandi iron deposit associated with the Inche-Rahbari, Khakriz, Arjin and the Bashkand iron skarn

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.103782>

*Corresponding author: Ghasem Nabatian; E-mail: gh.nabatian@znu.ac.ir

How to cite this article: Hassasi, E., Nabatian, G., Honarmand, M., Ebrahimi, M., Keshavarzi, R., 2023. Geology, geochemistry and iron mineralization in the Qazikandi area, NW of Zanjan. Kharazmi Journal of Earth Sciences 9 (1), 62-94. <http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.103782>



deposits in the Zanjan district are located in the Soltaniyeh-Mahabad metallogenic belt. This metallogenic belt is mainly hosted by Pre-Cambrian to late Paleozoic sequences as well Cenozoic magmatism (Nabatian et al., 2015; 2017). The iron mineralization at this axis were hosted by Late Proterozoic to Late Cambrian to Permian formations such as Soltaniyeh, Barut, Mila and Ruteh, which intruded by the Cretaceous to Late Eocene granitoid rocks. The rock units in the Qazikandi area include Precambrian to Cenozoic formation as well as Cretaceous granite body in which the Barut Formation hosts for iron mineralization. Therefore, we present new field observation, mineralogy and whole rock geochemistry of ore deposit and granitic rocks in this area to better understand the origin of the magmatic rocks and the evolution of Qazikandi Fe skarn deposit in this part of CIZ.

Material and methods

Petrographic and mineralogical features of the Qazikandi iron deposit and its host rocks were determined by studying of 9 thin and 16 thin-polished sections in the Laboratory of the University of Zanjan. The major and trace element compositions of four granitic rock samples were determined by the Zarazma Company using X-ray fluorescence (XRF) and inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) methods, respectively.

Results and discussion

The main rock units in the Qazikandi area include Cretaceous granite and Cambrian carbonates and shales of the Barut Formation. Based on this study, the Qazikandi iron mineralization occurred in form of lensoid and vein in the basal part of the Barut Formation. The iron mineralization in this deposit consists of stratabound, massive bodies, veins and

veinlets, and breccias of magnetite \pm hematite with minor amounts of pyrite. Hematite, goethite and lepidocrocite are the major secondary minerals which formed during the supergene weathering processes. The main alteration zones in the Qazikandi iron deposit include chlorite-epidote, silicic, sericite and argillic.

It can be state that the intrusion of the Cretaceous granite to quartz-monzonite bodies produced a thin metamorphic aureole in the contact with the hosting carbonates and shales, resulting in the development of marble and hornfels. The hornfels zones are mainly dark green to olive green in color and consist mainly of phlogopite, epidote and chlorite. The iron mineralization is mainly associated with exoskarns. Following the iron mineralization, magnetite and then minor amounts of primary hematite and pyrite were formed. The mentioned alteration products developed simultaneously with this stage of mineralization. It is noteworthy that the silicic veins and veinlets which formed after mineralization, cut the primary phases of mineralization.

Based on geochemical studies, the intrusive body shows granite to quartz monzonite composition with calc-alkaline and metaluminous affinities. The investigated samples show relative enrichment in light rare earth elements (LREE) and the relative depletion in heavy rare earth elements (HREE). The granitic samples show negative anomaly of Nb, Ta and Ti in primitive mantle normalized spider diagrams and a weak negative anomaly in Eu. Geochemical data suggest that the tectono-magmatic setting of the investigated samples is an active continental margin and magmatic arc.

Conclusion

The Qazikandi skarn type Fe deposit occurred due to the intrusion of granitic body into the carbonates and shales of the Barut Formation.

The granitic body ranges in composition from granite to quartz-monzonite and show calc-alkaline, I-type and metaluminous characteristics as well as relative enrichment in LILE and LREE and depletion in HFSE and HREE.

Based on this study and comparing the characteristics of the Qazikandi deposit to those of skarn type iron deposits, it can be stated that the characteristics of this deposit are most similar to those of the magnesian type iron skarn deposits. The ore-forming fluids originated from the granitic intrusion led to the formation of calc-silicate minerals and magnetite in the limestone and shale units. It should be noted that the precipitation of magnetite occurred during retrograde skarn in the Qazikandi area.

References

- Daliran, F., Stosch, H.G., Williams, P., 2007. Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE-apatite deposits and apatites of the Bafq district, central-east Iran. In: Stanely, C.J. (Ed.), Digging Deeper, Proceedings 9th Biennial SGA Meeting Dublin, Ireland, pp. 1501-1504.
- Daliran, F., Stosch, H.G., Williams, P., Jamli, H., Dorri M.B., 2010. Early Cambrian Iron

Oxide-Apatite-REE (U) Deposits of the Bafq District, East-Central Iran. In: Corriveau, L., Mumin, H. (Eds.), Exploring for Iron oxide copper-gold deposits: Canada and Global analogues 20. Geological Association of Canada, Short Course Notes, pp. 143-155.

- Föster, H., Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq mining district in Central Iran-a highly mineralized Infracambrian volcanic field. *Economic Geology* 89. 1697-1721.
- Golmohammadi, A., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Mazaheri, S.A., 2014. Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran. *Ore Geol. Rev.* 65, 545-563.
- Jami, M., Dunlop, A.C., Cohen D.R., 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Economic Geology* 102, 1111-1128.
- Karimpour, M.H., 1989. Applied Economic Geology, Javid Publication, Mashhad, Iran. 404 pp.
- Nabatian, Gh., 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.
- Nabatian, Gh., Li X-H., Honarmand, M., Melgarejo, J.C., 2017. Geology, mineralogy and evolution of iron skarn deposits in the Zanjan district, NW Iran: Constraints from U-Pb dating, Hf and O isotope analyses of zircons and stable isotope geochemistry. *Ore Geology Reviews* 84, 42-66.

CRediT authorship contribution statement

Elham Hassasi	Writing - Original Draft
Ghasem Nabatian	Conceptualization, Writing - Review & Editing
Maryam Honarmand	Writing - Review & Editing
Mohammad Ebrahimi	Writing - Review & Editing
Reza Keshavarzi	Writing - Review & Editing



زمین‌شناسی، ژئوشیمی و کانه‌زایی آهن در منطقه قاضی‌کندی، شمال غرب زنجان

الهام حساسی^۱، قاسم نباتیان^{۲*}، مریم هنرمند^۳، محمد ابراهیمی^۴، رضا کشاورزی^۵

۱. کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
۳. استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران
۴. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
۵. معاون فنی و برنامه‌ریزی، شرکت توسعه معادن صدر جهان، تهران، ایران

چکیده

رخدادهای معدنی آهن قاضی‌کندی در فاصله ۷۰ کیلومتری شمال غرب زنجان و در پهنه ایران مرکزی واقع شده است. واحدهای سنگی موجود در ناحیه مورد مطالعه شامل سازندهای پرکامبرین تا سنوزوئیک و همچنین گرانیت تا کوارتز مونزونیت صورتی رنگ با سن کرتاسه هستند. کانه‌زایی آهن در کانسار قاضی‌کندی به صورت رگه‌ای و عدسی‌شکل، در بخش قاعده‌ای سازندهای باروت که متشکل از سنگ‌های کربناتی و شیل است، تشکیل شده است. مهمترین کانی‌های فلزی موجود در محدوده شامل مگنتیت، هماتیت اولیه و پیریت می‌باشند. کانی‌های ثانویه شامل هماتیت ثانویه، گوتیت و لپیدوکروزیت هستند که در اثر هوازدگی مگنتیت و پیریت به وجود آمده‌اند. دگرسانی‌های موجود در این کانسار شامل دگرسانی‌های کلریتی، اپیدوتی، سیلیسی، سریستی و آرژیلیک هستند. مطالعه حاضر بیانگر آن است که در اثر تزریق توده نفوذی با ترکیب گرانیتی تا کوارتز مونزونیتی به درون سازندهای باروت، کانه‌زایی آهن در این کانسار رخ داده است. همزمان با تزریق توده نفوذی، بخش‌های شیلی سازندهای باروت، هورنفلسی شده به طوری که در این بخش‌ها، کانی‌های فلوگوپیت، کلریت و اپیدوت تشکیل گردیده‌اند. همچنین بخش‌های کربناته در اثر دگرگونی مجاورتی به مرمر تبدیل شده‌اند. در ادامه فرایند کانه‌زایی در این کانسار، مگنتیت و بعد از آن هماتیت اولیه (به مقدار کم) تشکیل شده است. همراه با این مرحله از کانه‌زایی، دگرسانی‌های کلریتی و اپیدوتی نیز انجام شده‌اند. قابل ذکر است که رگه-رگچه‌های سیلیسی بعد از تشکیل کانه‌زایی، فازهای کانه‌زایی در مراحل اولیه را قطع و برشی کرده‌اند. براساس رده‌بندی شیمیایی، نمونه‌های توده نفوذی دارای ماهیت کالک‌آلکانل و متالومین و عمدتاً در محدوده گرانیت تا کوارتز مونزونیت قرار می‌گیرند. در نمودارهای عنکبوتی، نمونه‌های توده نفوذی غنی‌شدگی نسبی از LREE نسبت به HREE را نشان می‌دهند. براساس مطالعات ژئوشیمیایی، محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه، در حاشیه فعال قاره‌ای و کمان ماگمایی قرار می‌گیرند. به طور کلی، براساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی می‌توان اظهار داشت که کانسار آهن قاضی‌کندی در دسته کانسارهای آهن اسکارن منیزیمی (وجود فلوگوپیت، کلریت و اپیدوت) قرار دارد.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله

دریافت: ۱۴۰۱/۱۲/۰۱

پذیرش: ۱۴۰۲/۰۶/۱۰

واژه‌های کلیدی

کانه‌زایی آهن، اسکارن منیزیمی، قاضی‌کندی، زنجان، پهنه ایران مرکزی.



DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.103782>

*نویسنده مسئول: قاسم نباتیان gh.nabatian@znu.ac.ir

استناد به این مقاله: حساسی، ا.، نباتیان، ق.، هنرمند، م.، ابراهیمی، م.، کشاورزی، ر. (۱۴۰۲) زمین‌شناسی، ژئوشیمی و کانه‌زایی آهن در کانسار قاضی‌کندی، شمال غرب زنجان. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۹، شماره ۱، صفحه ۶۲ تا ۹۴

<http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.103782>



مقدمه

رخداد معدنی آهن قاضی‌کندی در فاصله ۷۰ کیلومتری شمال غرب زنجان و در پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است. محدوده مورد مطالعه در ادامه ارتفاعات محور ابهر- سلطانیه - ماهنشان که دارای روند شمال غرب - جنوب شرق بوده و حاوی رخنمون‌های متعددی از کانه‌زایی آهن هستند، قرار می‌گیرد. اغلب این کانه‌زایی‌ها در سنگ‌های پرکامبرین و کامبرین به شکل گوتیت، هماتیت و مگنتیت هستند (Ghorbani, 2003). با توجه به اینکه تا به حال در کانسار آهن قاضی‌کندی، مطالعات علمی- پژوهشی دقیقی مبنی بر نوع کانه‌زایی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و سنگ‌های میزبان آن و همچنین ارتباط آنها با همدیگر انجام نشده است، لذا در پژوهش حاضر سعی شده به بررسی ویژگی‌های کانی‌شناسی، مطالعه ساخت و بافت ماده معدنی، دگرسانی، تعیین روابط پاراژنتیکی، ژئوشیمی توده نفوذی و ماده معدنی و چگونگی تشکیل کانه‌زایی در کانسار قاضی‌کندی پرداخته شود.

مواد و روش‌ها

پس از مطالعه نقشه‌ها و تصاویر ماهواره‌ای، پیمایش صحرایی جهت مطالعه واحدهای زمین‌شناسی در منطقه و همچنین نمونه‌برداری از واحدهای سنگی و رخنمون کانه‌زایی انجام گردید. در مرحله بعد تعداد ۹ مقطع نازک و ۱۴ مقطع نازک- صیقلی از نمونه‌های برداشت شده تهیه و مورد بررسی‌های میکروسکوپی قرار گرفتند. همچنین

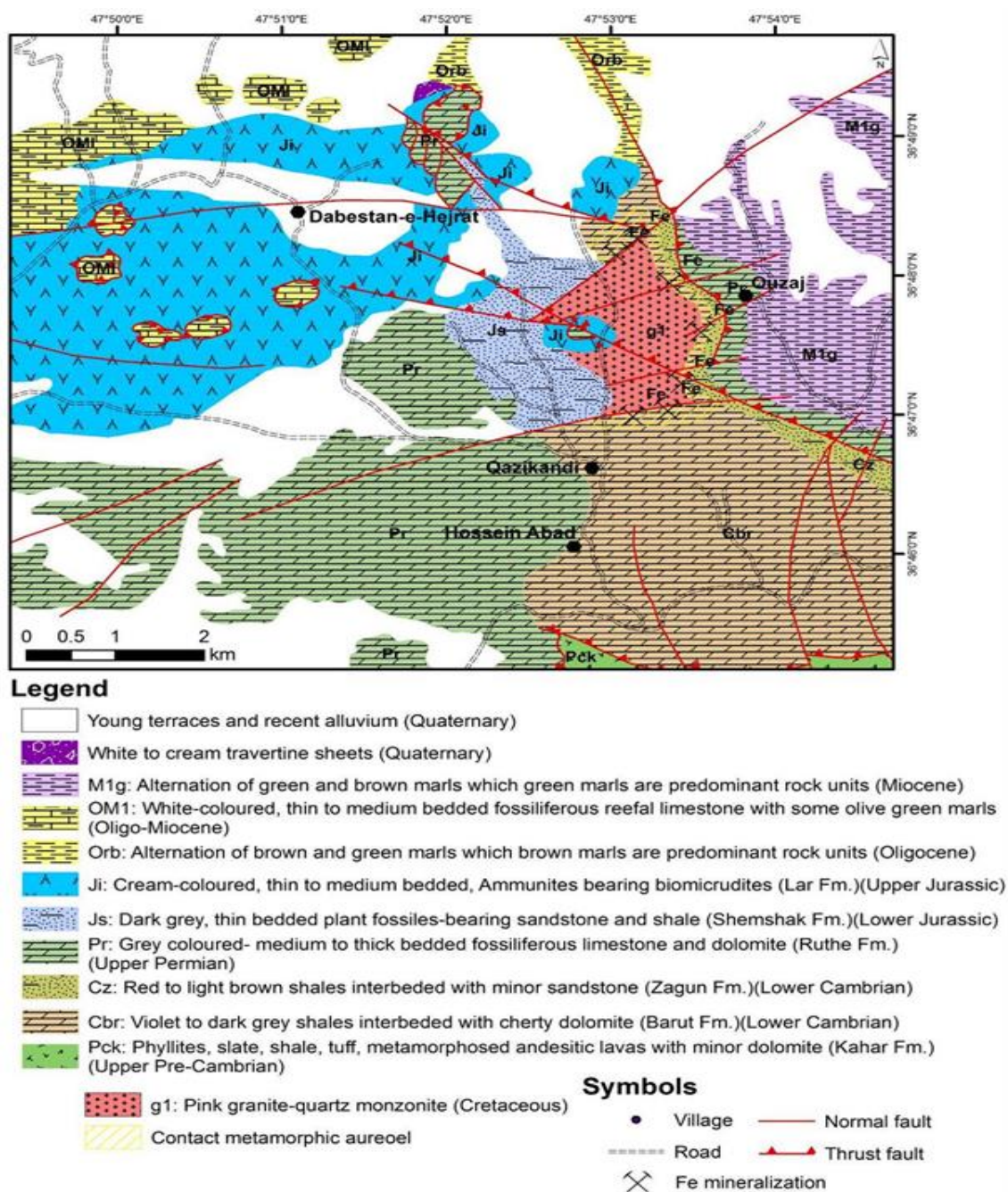
تعداد ۴ نمونه از توده نفوذی منطقه انتخاب و جهت انجام تجزیه‌های ژئوشیمیایی با استفاده از روش‌های ICP-MS و XRF به آزمایشگاه زرآزما، تهران ارسال گردیدند.

زمین‌شناسی کانسار آهن قاضی‌کندی

بر اساس نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ماهنشان (Lotfi, 2001)، واحدهای موجود در ناحیه مورد مطالعه شامل سازندهای پرکامبرین تا سنوزوئیک (سازند کهر به سن پرکامبرین، باروت و زاگون به سن کامبرین، درود و روته به سن پرمین، شمشک و لار به سن ژوراسیک، قرمز زیرین، قم و قرمز بالایی مربوط به الیگوسن- میوسن و رسوبات عهد حاضر) به همراه گرانیتهای صورتی رنگ با سن احتمالی کرتاسه (Lotfi, 2001) هستند (شکل ۱).

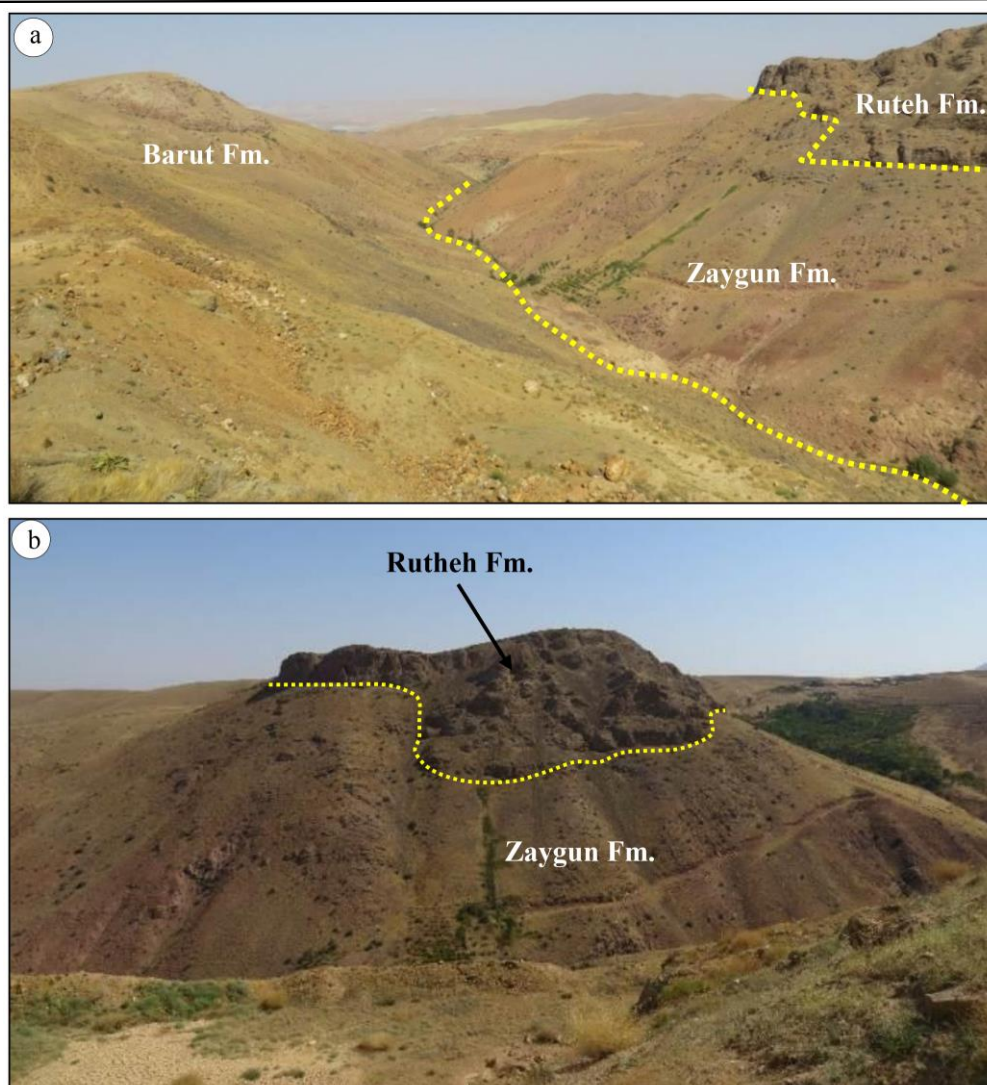
مهمترین سازندهایی که در محدوده معدنی رخنمون دارند شامل سازندهای باروت، زاگون و روته هستند. سازند باروت در این منطقه با ترکیب شیل و دولومیت در جنوب غرب محدوده رخنمون دارد (شکل ۲- a). شیل‌های این سازند در برخی بخش‌ها تحت تاثیر نفوذ توده گرانیتهای قرار گرفته و هورنفلسی شده‌اند. سازند زاگون حاوی شیل قرمز تا قهوه‌ای روشن همراه با مقدار کمی ماسه‌سنگ بین لایه‌ای (شکل ۲- a, b)، در شرق محدوده، بین توده گرانیتهای و سازند روته گسترش دارد (شکل ۱). سازند زاگون به صورت ناپیوسته توسط سازند روته پوشیده شده است. در منطقه، گذر از کامبرین به پرمین را با کوارتز رأسی که بر روی لالون قرار گرفته، می‌توان تشخیص

داد. سازند روته نیز با سن پرمین و ترکیب کربناته بر روی سازند زاگون قرار گرفته است (شکل ۲).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی کانسار قاضی‌کندی با مقیاس ۱/۲۰۰۰۰.

Fig. 1. Geological map of the Qazikandi deposit, scale 1:20000.



شکل ۲- a) تصویر صحرایی از سازندهای باروت، زاگون و روته در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال غرب). b) رخنمون صحرایی از سازندهای روته و زاگون در کانسار آهن قاضی‌کندی (دید به سمت شمال شرق).

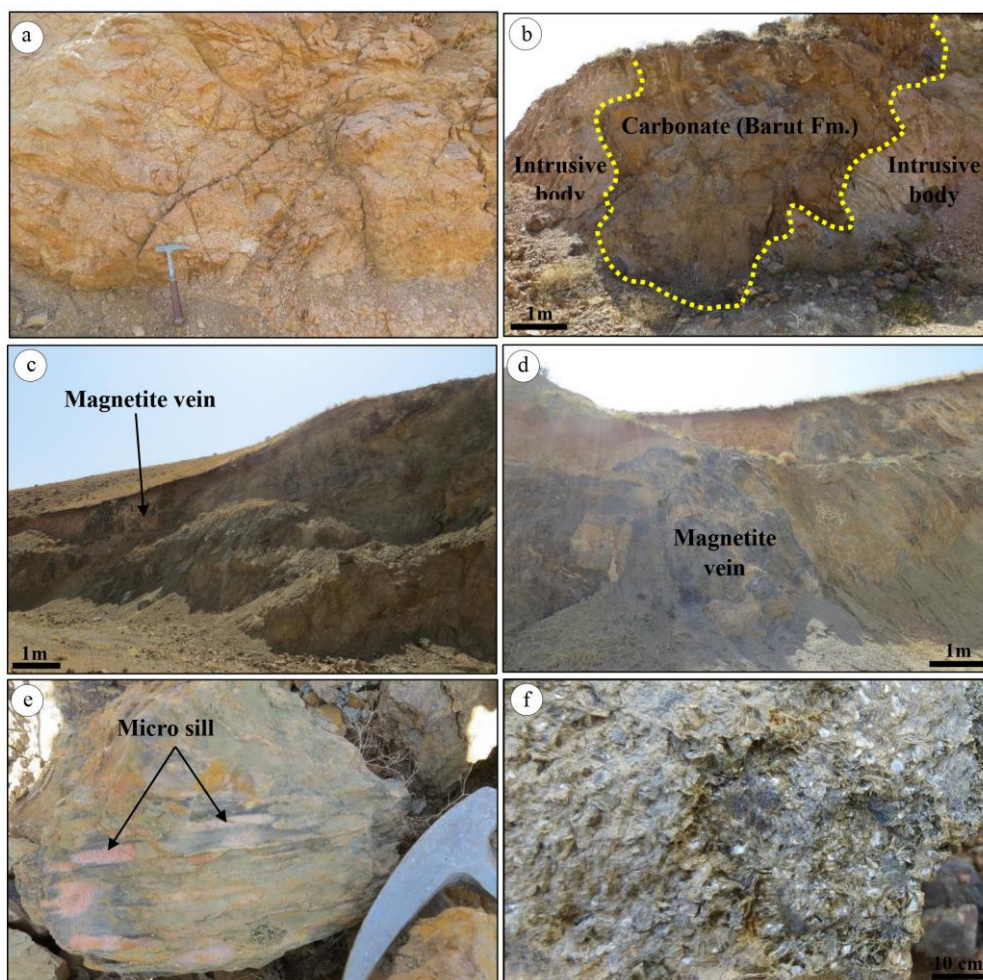
Fig. 2. a) The field photograph of the Barut, Zagun and Ruteh Formations in the Qazikandi area (view to the northwest). b) Field outcrops from the Zagun and Ruteh Formations in the Qazikandi deposit (in Fig. 2b, the view is to the northeast and in Fig. 2c, the view is to the east).

در بخش‌های شمالی و جنوبی دارای همبندی گسله با توده گرانیتی است. در سمت غرب توده نیز سازند شمشک و سازند لار و در سمت شرق توده، سازند زاگون مشاهده می‌شوند. توده گرانیتی با رنگ صورتی رنگ و هولوکریستالین (شکل ۳- a) دارای مقادیر کمی کانی‌های فرومنیزیم (کمتر از ۵ درصد) بوده که

رخنمون‌های ژوراسیک در محدوده مورد بررسی، عمدتاً شامل ماسه‌سنگ و شیل‌های نازک‌لایه بوده که بر اساس لطفی (2001) متعلق به سازند شمشک هستند. واحد آذرین منطقه، توده گرانیتی با وسعتی در حدود ۴ کیلومترمربع است (شکل ۱). سازند باروت

در این بخش‌ها، به ویژه در بخش کربناته، با ضخامت‌های متفاوت تشکیل شده است (شکل ۳- c، d). در برخی بخش‌ها نیز، توده گرانیته به شکل میکروسیل در بین لامینه‌ها یا نوارهای شیل تزریق شده و باعث هورنفلسی شدن بخش‌های مجاور شده است (شکل ۳- e). در بخش‌هایی که هورنفلسی شده است، رگه‌های غنی از کانی‌های میکایی دیده می‌شود که در مطالعات میکروسکوپی عمدتاً از نوع فلوگوپیت همراه با کلریت و اپیدوت تشخیص داده شدند (شکل ۳- f). هورنفلس‌های منطقه، سنگ‌های دگرگونی دانه‌ریز بوده و سنگ منشأ آن‌ها شیل‌های سازند باروت هستند که بر اثر حرارت توده سخت شده و در مواردی به سنگ‌های سخت بسیار مقاوم و بادوامی تبدیل شده‌اند.

معمولاً توسط کانی‌های کربناته جانشین شده‌اند. در نمونه‌های دستی این سنگ‌ها، کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کوارتز به خوبی قابل مشاهده‌اند. علی‌رغم همبری گسله توده با سازند باروت، در بخش‌هایی از توده، قطعاتی از سازند باروت به داخل آن افتاده و اسکارنی شده‌اند (شکل ۳- b) که حاکی از تأثیر مستقیم توده بر روی این سازند است. قابل ذکر است که در برخی بخش‌ها، رگه-رگچه‌هایی از کانی-زایی مگنتیت در داخل توده نفوذی نیز دیده می‌شوند. همانطور که ذکر گردید، سازند باروت در این منطقه دارای میان‌لایه‌هایی از کربنات و شیل است که در برخی بخش‌ها از جمله در مجاورت توده نفوذی، اسکارنی و هورنفلسی شده و ماده معدنی نیز



شکل ۳- (a) تصویری از رخنمون صحرایی توده نفوذی گرانیتوئیدی در منطقه قاضی‌کندی. (b) قطعه‌ای از سازند باروت که در داخل توده نفوذی قرار گرفته و اسکارنی شده است (دید تصویر به سمت جنوب‌غرب است). (c، d) تصاویری از بخش‌های کانه‌زایی و شیل‌های هورنفلسی شده سازند باروت در منطقه مورد مطالعه (دید در تصویر c به سمت جنوب‌شرق و در تصویر d به سمت جنوب‌غرب). (e) تزریق میکروسیل‌های گرانیتی (بخش‌های صورتی رنگ) به درون بخش‌های شیلی سازند باروت. (f) تشکیل کانی‌های میکایی در بخش‌های هورنفلسی شده سازند باروت.

Fig. 3. a) Field photograph of the granitoid outcrops in the Qazikandi area. b) The Barut carbonate segment embedded in the intrusion and experienced skarnization (view to the SW). c, d) Field photographs from parts of the mineralization and hornfels in the Barut Formation of the study area (views to the SE and SW in the c and d pictures, respectively). e) Injection of granitic micro-sills (the pink parts) into the shale member of the Barut Formation. f) Formation of mica minerals in the hornfels parts of the Barut Formation.

توضیحات میکروسکوپی مربوط به سنگ‌های آذرین

ارائه شده است.

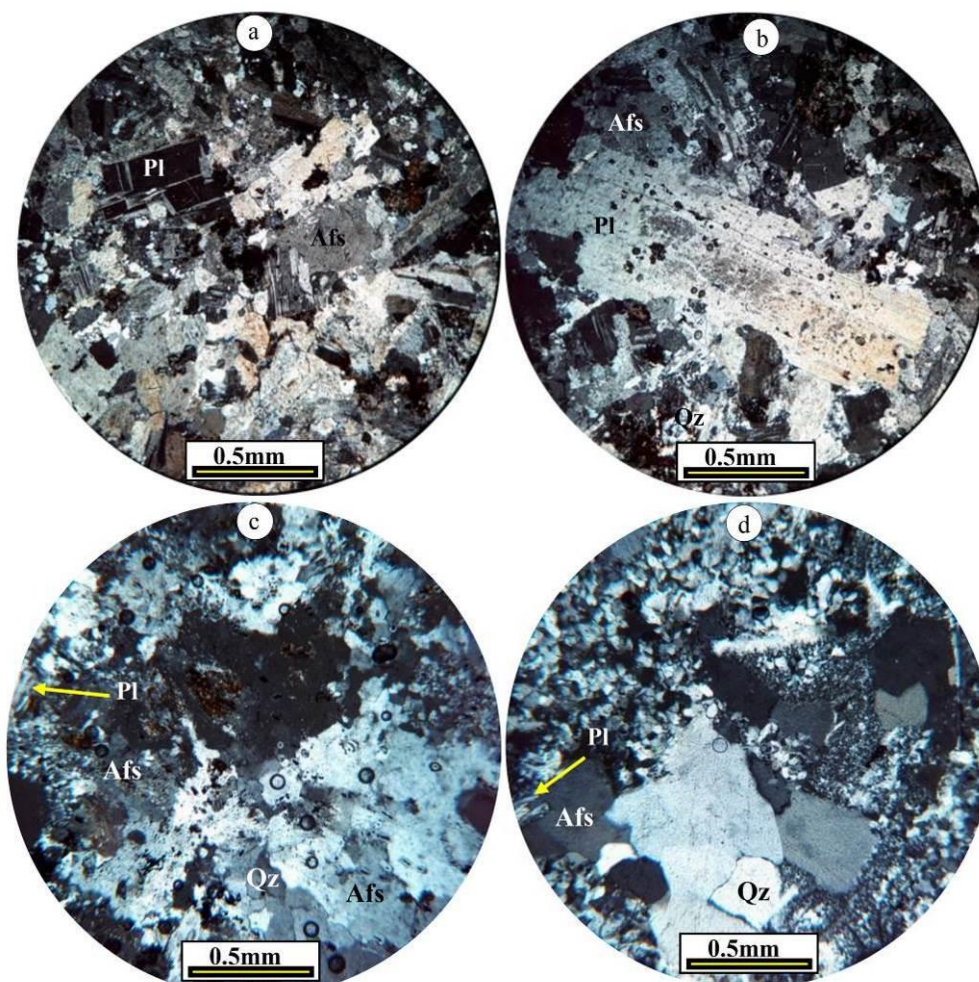
توده نفوذی دارای ترکیب گرانیت تا کوارتز-مونزونیت است. نمونه‌های کوارتز مونزونیتی دارای بافت گرانولار بوده و کانی‌های اصلی سنگ شامل

سنگ‌نگاری

با توجه به نتایج سنگ‌نگاری، واحدهایی که در محدوده کانه‌زایی وجود دارند، شامل سنگ‌های آذرین درونی، توف و سنگ‌های دگرگونی هستند که در ادامه

موجود در این توده به شمار می‌آید. از بافت‌های فرعی این واحد می‌توان به بافت کانسرتال (بلورهای نامنظم بدون فضا‌های بینابینی که به هم چسبیده‌اند) اشاره کرد (شکل ۴- c). بلورهای کوارتز عمدتاً بی‌شکل بوده و به صورت بلورهای ریز تا اندازه‌های نسبتاً درشت همراه با آلکالی فلدسپارها دیده می‌شود. مرز بلورهای کوارتز غالباً مضرس بوده و خاموشی موحی نشان می‌دهند. همچنین به ندرت بلورهای پلاژیوکلاز سریسیتی و کلسیتی شده در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. قابل ذکر است که کانی آلکالی فلدسپار موجود در این توده‌ها در حال تجزیه به کانی‌های رسی است. از کانی‌های فرعی موجود در توده‌های نفوذی گرانیت و کوارتز مونزونیت می‌توان به بیوتیت دگرسان شده به کلریت، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های اپک اشاره کرد که مورد آخر، به صورت جانشینی و رگچه‌ای در زمینه سنگ دیده می‌شود. لازم به ذکر است که رگچه‌های کانی‌های اپک، سنگ میزبان گرانیتی را قطع و برشی کرده و قطعاتی از سنگ میزبان در این رگچه‌ها مشاهده می‌شوند.

پلاژیوکلاز (۴۵ درصد) با اندازه حدود ۰/۳ میلی‌متر تا بیش از ۲ میلی‌متر، آلکالی فلدسپار (۴۰ درصد) با اندازه کمتر از ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر و کوارتز (۱۰ درصد) با اندازه کمتر از ۱ میلی‌متر هستند. بلورهای پلاژیوکلاز عمدتاً نیمه‌خودشکل و گاه خودشکل هستند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز ماکل پلی‌سنتتیک و بلورهای فلدسپار پتاسیم نیز بافت پرتیتی نشان می‌دهند (شکل ۴- a, b). نمونه‌های گرانیتی دارای کانی‌های اصلی کوارتز (۲۵ درصد) با اندازه کمتر از ۱ میلی‌متر، پلاژیوکلاز (۳۵ درصد) با اندازه حداکثر تا ۲ میلی‌متر، آلکالی فلدسپار (۳۵ درصد) با اندازه کمتر از ۰/۵ تا ۳/۵ میلی‌متر و کانی‌های پراکنده اپک است (شکل ۴- c, d). بافت اصلی سنگ دانه‌ای بوده و گاه در بخش‌های حاشیه توده، بافت پورفیری با زمینه نسبتاً ریزبلور از کوارتز و آلکالی فلدسپار نیز مشاهده می‌گردد (شکل ۴- c, d). این بافت به صورت ریز (بلورهای ریز کوارتز و آلکالی فلدسپار) در اطراف بلورهای درشت کوارتز و آلکالی فلدسپار دیده می‌شود (شکل ۴- d). بافت گرانوفیری نیز از دیگر بافت‌های



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از واحد کوارتز مونزونیت: (a) بافت دانه‌ای ناهمسان‌دانه (بلورهای کوارتز به صورت دانه ریزتر در تصویر قابل مشاهده‌اند). (b) بلور درشت پلاژیوکلاز سریسیتی شده در زمینه‌ای دانه‌ای از کانی‌های کوارتز و فلدسپار. (c) بافت دانه‌ای و بافت کانسترال بین بلورهای کوارتز در قسمت پایین تصویر و بافت گرانوفیری در سمت چپ آن دیده می‌شود. (d) بافت پورفیری در گرانیت که درشت بلورهای کوارتز و آلکالی فلدسپار در زمینه‌ای ریزبلور از کوارتز و آلکالی فلدسپار قرار دارند. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney & Evans 2010) هستند. Qz: کوارتز، Afs: آلکالی فلدسپار، Pl: پلاژیوکلاز.

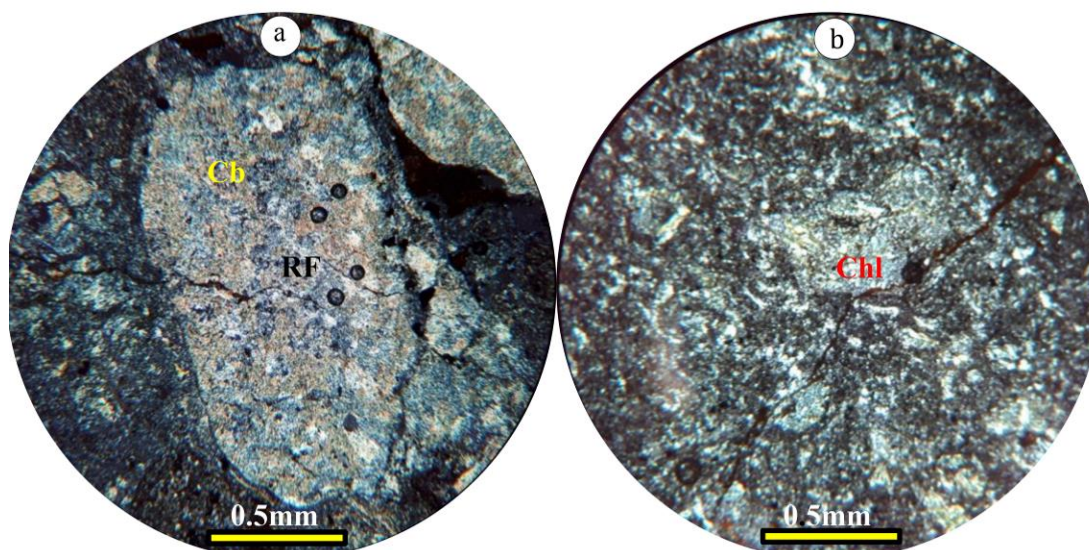
Fig. 4. Microphotographs from the quartz monzonite unit. a) Inequigranular texture (the quartz minerals are observed as fine grains). b) The large plagioclase with antiperthite texture and sericite alteration embedded in fine grains of quartz and feldspar background. c) The granular and concrete textures between quartz minerals in the lower part and left side of the photo, respectively. d) Porphyry texture in granite in which the large crystals of quartz and alkali feldspar are embedded in the fine grains of the same minerals. The mineral abbreviations are after Whitney and Evans (2010). Qz: quartz; Afs: alkali feldspar; Pl: plagioclase.

مقادیر کمی از قطعات خرده‌سنگی بوده که اندازه‌ی آنها گاه به ۲ میلی‌متر می‌رسد. در مقیاس میکروسکوپی این سنگ‌ها دارای بافت پورفیروکلاستیک بوده و کانی‌های اصلی آنها شامل

واحدهای توفی در این محدوده عموماً از نوع توف-های با ترکیب آندزیتی بوده و بر اساس مقادیر قطعات خرده‌سنگی و بلورهای موجود در آن، از نوع لیتیک کریستال توف هستند (شکل ۵). این سنگ‌ها دارای

در سنگ را پر کرده است، همچنین رگه-رگچه‌های کربناتی نیز در برخی بخش‌ها، سنگ‌های آذرآواری را قطع کرده‌اند (شکل ۵- a).

پلاژیوکلاز، کوارتز، کلریت، سریسیت و کانی‌های آپک هستند. همانطور که در شکل (۵- a, b) دیده می‌شود، دگرسانی‌های سریسیتی و کلریتی در این سنگ‌ها غالب است. در برخی بخش‌ها، کوارتز حفرات موجود



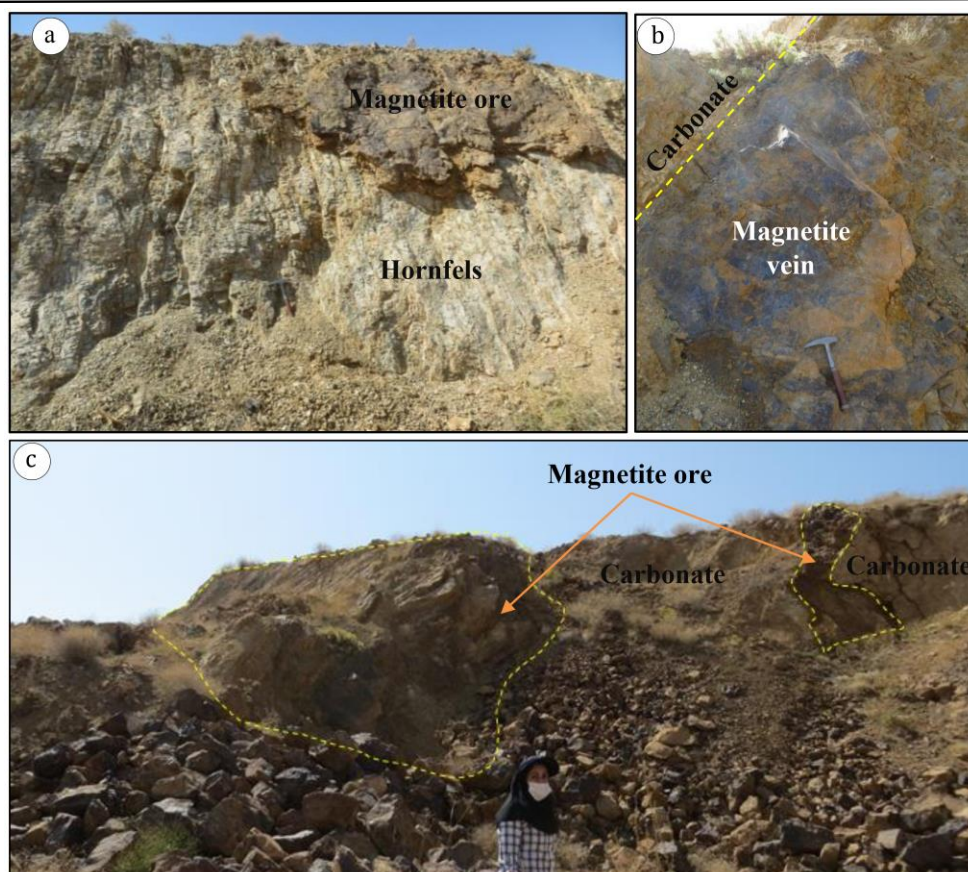
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از واحد توفی در منطقه مورد مطالعه. (a) قطعه خرده‌سنگی در این واحد که رگچه کربنات آن را قطع کرده است. (b) واحد توفی ریزبلور که دگرسانی کلریتی در آنها غالب است. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney & Evans 2010) هستند. Cb: کربنات، Chl: کلریت، RF: قطعات سنگی.

Fig. 5. Microphotograph from the tuff unit in study area. a) Lithic fragment in tuff which cut by calcite veinlet. b) Fine grained tuff with dominant chlorite alteration. The mineral abbreviations are after Whitney and Evans (2010). Cb: carbonate; Chl: chlorite; RF: rock fragment.

کانه‌زایی

بر اساس مشاهدات صحرایی، ماده معدنی در محدوده کانه‌زایی آهن قاضی‌کندی، اغلب به صورت رگه-رگچه‌ای و گاه عدسی‌شکل در درون سنگ‌های کربناته و شیلی سازند باروت و نزدیک به توده نفوذی تشکیل شده است (شکل ۶- a, b). مهمترین کانه‌های موجود در محدوده معدنی قاضی‌کندی شامل مگنتیت، هماتیت اولیه، پیریت، هماتیت ثانویه،

گوتیت و لپیدوکروزیت هستند. مهمترین بافت‌هایی که در نمونه‌های دستی این کانه‌زایی مشاهده می‌شوند شامل بافت‌های رگه-رگچه‌ای، توده‌ای و برشی هستند. کانه‌زایی آهن ضخامت‌ی در حدود ۲ تا ۱۰ متر دارد که در برخی بخش‌ها، در درون پهنه‌های اسکارنی که ضخامت آنها در حدود ۵۰ متر است، قرار دارد. شیب رگه‌های آهن عمدتاً حدود ۵۰ الی ۶۰ درجه است (۶- c, d).

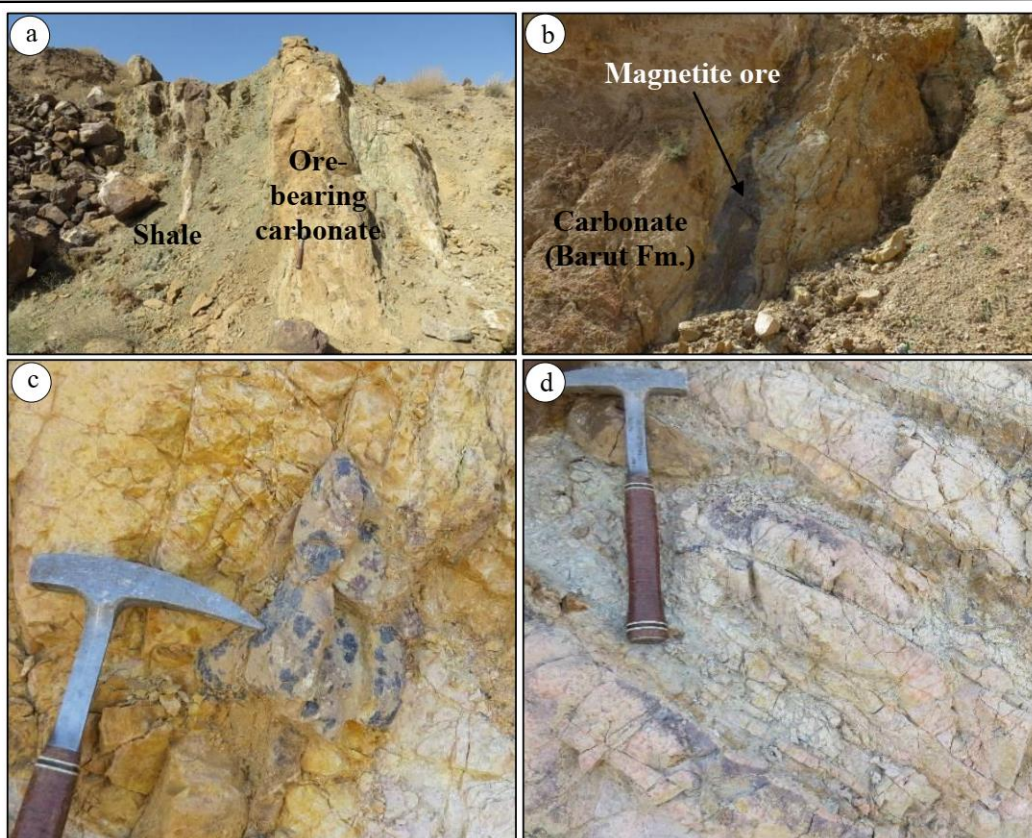


شکل ۶- تصاویر صحرایی از سنگ میزبان و کانه‌زایی آهن در منطقه قاضی‌کندی. (a) شیل‌های هورنفلسی شده در منطقه قاضی‌کندی که در زیر ماده معدنی قرار دارند. (b) رگه مگنتیتی که در داخل کربنات‌ها تشکیل شده است. (c) کانه‌زایی مگنتیت در داخل کربنات‌ها که به صورت رگه- رگچه‌ای تشکیل شده است (دید به سمت غرب).

Fig. 6. Field photographs from the host rock and Fe mineralization in the Qazikandi area. a) Hornfels in the Ghazikani area that underlie the orebody (view to the southwest). b) Magnetite vein that formed within the carbonate rocks. c) Mineralization within the carbonate rocks that occurred as vein and veinlet (view to the west).

ترکیب سنگ میزبان کربناته پیروی می‌کند. پهنه اگزواسکارن، پهنه اصلی اسکارنی و کانه‌زایی در این کانسار به شمار می‌رود (شکل ۷- b). پهنه اندواسکارن در این کانسار گسترش زیادی ندارد (شکل ۷- c, d).

پهنه‌های اسکارنی تشکیل شده در این منطقه شامل پهنه‌های اندواسکارن به صورت رگه‌های کوچک در داخل توده نفوذی و پهنه‌های اگزواسکارن در داخل کربنات‌ها و شیل‌ها روی داده‌اند (شکل ۷- a). کانی‌شناسی پهنه‌های اسکارن به طور مستقیم از



شکل ۷- a) کربنات‌های سازند باروت با میان‌لایه‌هایی از شیل که اسکارنی شده‌اند (دید به سمت جنوب‌غرب). b) رگه کانه‌زایی در داخل بخش‌های کربناته (اگزواسکارن). c، d) تصاویری از پهنه‌های اندواسکارن در کانسار قاضی‌کندی (کانه‌زایی مگنتیت در درون توده نفوذی). Fig. 7. a) Carbonate part of the Barut Formation with interlayers of skarnized shale (view to the SW). b) Ore vein in the carbonate part (Exoskarn). c, d) Photos from the endoskarn zones of the Qazikandi deposit (magnetite mineralization in the intrusion)

کانه‌نگاری

جهت بررسی کانه‌ها در کانسار مورد مطالعه، از مقاطع نازک- صیقلی و مقطع صیقلی استفاده گردید. کانی‌های اولیه که حجم اصلی ماده معدنی را تشکیل می‌دهند، به‌ترتیب فراوانی شامل مگنتیت، هماتیت اولیه و پیریت هستند. کانی‌های ثانویه که در اثر فرآیندهای سوپرژن و هوازدگی در این کانسار تشکیل شده‌اند نیز شامل هماتیت ثانویه، گوتیت و لپیدوکروزیت هستند که در اثر هوازدگی مگنتیت و پیریت به وجود آمده‌اند. کانی‌های باطله این کانسار

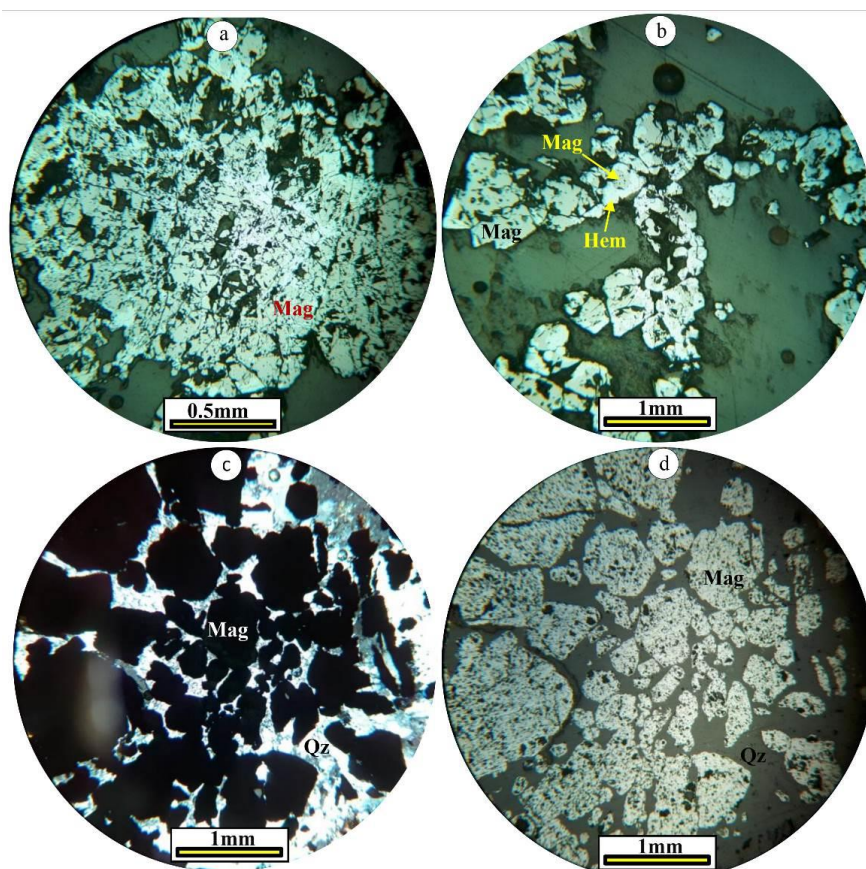
عمدتاً شامل فلوگوپیت، کلریت، اپیدوت، کوارتز و کلسیت می‌باشند. در ادامه خصوصیات میکروسکوپی کانه‌ها و کانی‌های باطله در این کانسار به تفصیل توضیح داده می‌شود.

مگنتیت

کانه اصلی در کانه‌زایی آهن قاضی‌کندی مگنتیت است و بیشترین حجم ماده معدنی را شامل می‌شود. این کانه در نمونه دستی از ریزبلور تا درشت‌بلور قابل مشاهده است. بلورهای مگنتیت اغلب به صورت نیمه-خودشکل یا بی‌شکل دیده می‌شوند که توسط رگه-

شده و قطعات ریز و درشت زاویه‌دار مگنتیت در کنار هم قرار گرفته‌اند (شکل ۸- c, d). در بعضی از نمونه‌ها، مگنتیت توسط رگه- رگچه‌های پیریت و کربنات قطع شده‌اند. در برخی نمونه‌ها پدیده مارتیتی شدن مگنتیت نیز مشاهده می‌شود.

رگچه‌های کوارتز و کلسیت (کربنات) برشی شده است. مهمترین بافت‌هایی که در زیر میکروسکوپ مشاهده می‌شوند شامل بافت‌های رگه- رگچه‌ای، توده‌ای (شکل ۸- a) و برشی (شکل ۸- b) هستند. در مواردی مگنتیت توسط رگچه‌های سیلیسی برشی



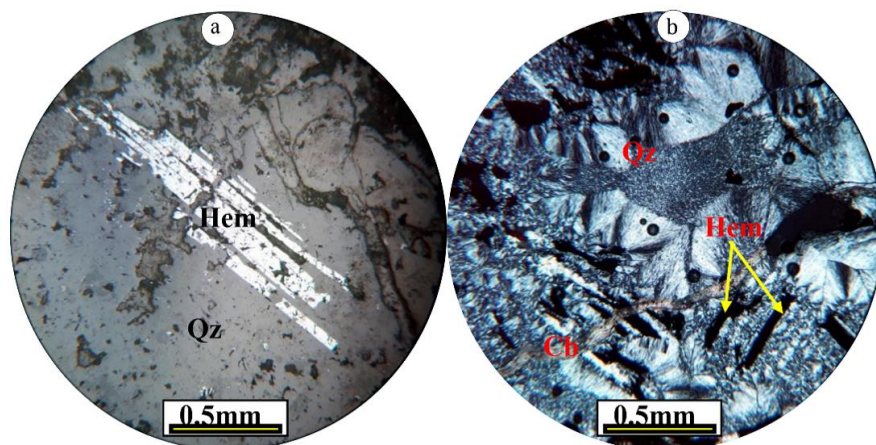
شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی از کانه مگنتیت در کانسار آهن قاضی‌کندی. (a) مگنتیت با بافت توده‌ای، (b) مگنتیت با بافت رگچه‌ای که از اطراف به هماتیت تبدیل شده است. (c) رگچه کوارتزی که مگنتیت را قطع و آن را برشی کرده است (تصویر در نور عبوری دوبار پلاریزه گرفته شده است). (d) تصویر شکل ۸- c که در نور انعکاسی یکبار پلاریزه گرفته شده است. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوآنز (Whitney & Evans 2010) هستند. Mag: مگنتیت، Hem: هماتیت، Qz: کوارتز.

Fig. 8. Microphotographs of the magnetite ore mineral of the Qazikandi Fe deposit. a) Massive magnetite. b) Magnetite veinlet that altered to hematite in the outer parts. c, d) Quartz veinlet cutting and brecciating the magnetite (XPL and PPL microscopic photos, respectively). Qz: quartz; Hem: hematite; Mag: magnetite.

تا ۱/۵ میلی‌متر قابل مشاهده است (شکل ۹- a, b). گاهی اوقات هماتیت اولیه توسط کوارتز احاطه شده و رگچه‌های کربناته، هماتیت اولیه و بخش‌های سیلیسی شده را قطع کرده است (شکل ۹).

هماتیت اولیه

هماتیت اولیه یک کانی ورقه‌ای است که در زیر میکروسکوپ دارای بافت تیغه‌ای یا الواری است. اندازه بلورهای این کانی در نمونه‌های مورد مطالعه حداکثر



شکل ۹- a) کانه‌زایی هماتیت اولیه با بافت تیغه‌ای در زمینه سیلیسی. b) رگچه کربناته که ماده معدنی (بخش‌های تیره رنگ) و کوارتز را قطع نموده است. تصویر a در نور عبوری و تصویر b در نور انعکاسی PPL عکس‌برداری شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوآنز (Whitney & Evans 2010)

هستند. Qz: کوارتز، Hem: هماتیت، Cb: کربنات.

Fig. 9. a) Primary hematite mineralization with blade texture in the silicified background. b) Carbonate veinlet cutting the ore (dark-colored sections) and quartz. The photos a and b are in PPL and XPL, respectively. Mineral abbreviations are from Whitney & Evans (2010). Qz: quartz; Hem: hematite; Cb: carbonate.

بخش‌هایی از کانی‌های اولیه پیریت باقی مانده و بافت

بازماندی را تشکیل داده‌اند (شکل ۱۰- a، b).

گوتیت و لپیدوکروزیت

گوتیت یکی از کانی‌های اکسیدی در این کانسار است که اغلب با لپیدوکروزیت همراه است. این دو کانی بر اثر فرایندهای هوازدگی و سوپرژن پیریت تشکیل شده‌اند. انحلال پیریت جهت تشکیل گوتیت به گونه‌ای رخ می‌دهد که ابتدا کانی سولفیدی آهن-دار، اکسید شده و سپس سولفات فرو ایجاد می‌شود. سولفات فرو ایجاد شده از اکسید شدن پیریت به هیدروکسید فریک تبدیل و در ادامه گوتیت از هیدروکسید فریک به دست می‌آید. همانطور که قبلاً ذکر شد، رگه و رگچه‌های پیریت مشاهده می‌شوند که مگنتیت را قطع کرده‌اند و سپس در اثر هوازدگی به گوتیت و لپیدوکروزیت تبدیل شده‌اند (شکل ۱۰- a، b). همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود، بقایایی از کانی پیریت در داخل گوتیت و

پیریت

پیریت یکی از کانه‌های موجود در محدوده کانه‌زایی قاضی‌کندی است که به دلیل دگرسانی و هوازدگی غالباً به گوتیت و لپیدوکروزیت تبدیل شده است (شکل ۱۰- a، b). این کانه در مقاطع میکروسکوپی به صورت بی‌شکل تا نیمه‌خودشکل بوده و در ابعاد حداکثر یک میلی‌متری قابل مشاهده است. بافت‌های مهم قابل مشاهده در این کانه شامل بافت‌های رگچه‌ای، برشی، جانشینی و بازماندی هستند (شکل ۱۰- a، b). کانی پیریت در نمونه‌های مطالعه شده اغلب به صورت رگچه‌ای است. بافت برشی در نمونه‌ها در اثر قطع شدن آنها توسط رگه-رگچه‌های سیلیسی و کربناتی است که کانی‌های قبل از خود همچون مگنتیت، هماتیت اولیه و پیریت را قطع و برشی کرده‌اند (شکل ۱۰- c، d). تبدیل پیریت به گوتیت و لپیدوکروزیت باعث تشکیل بافت جانشینی در کانه‌زایی شده است. داخل گوتیت‌ها

لپیدوکروزیت، باقی مانده و بافت بازماندی را تشکیل داده‌اند. قابل ذکر است که جانشینی پیریت توسط این کانی‌ها در برخی بخش‌ها به گونه‌ای است که کانی پیریت بطور کامل توسط این کانی‌ها جانشین شده است.

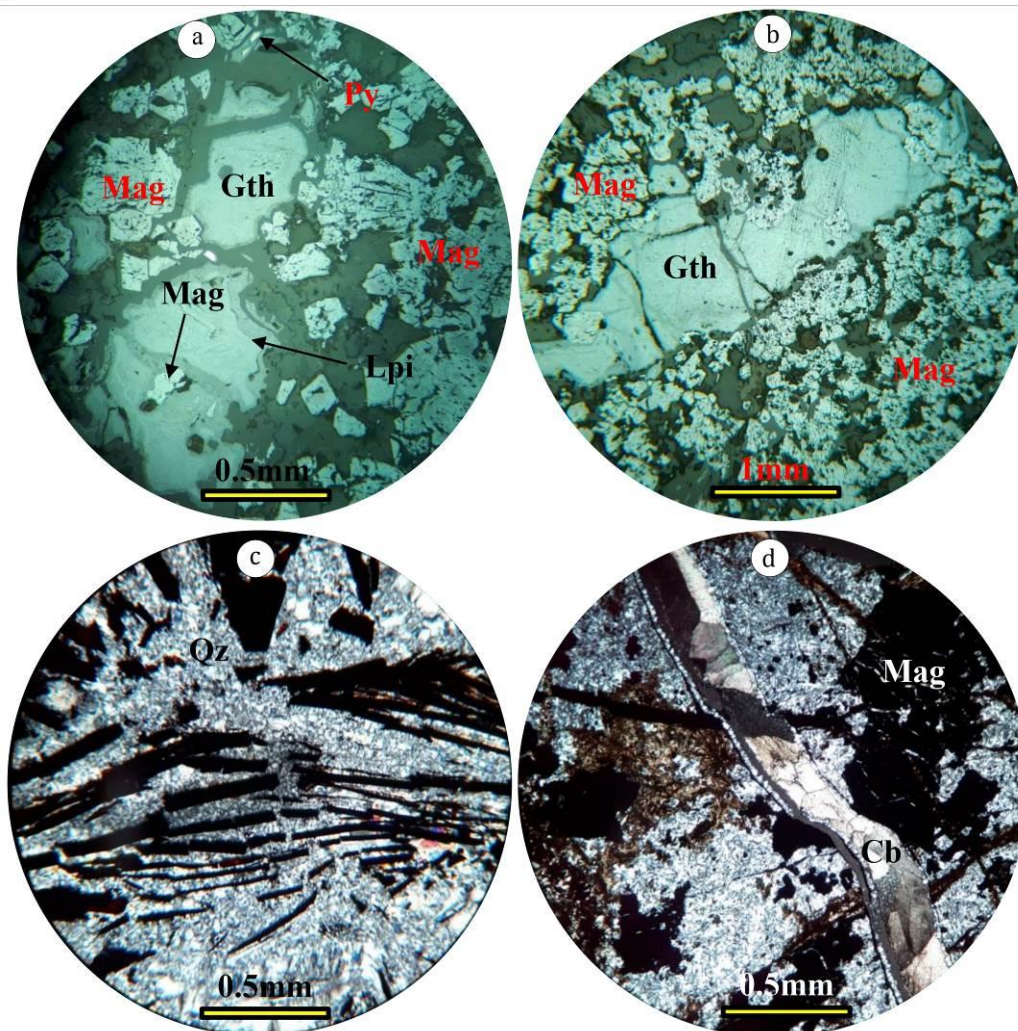
هماتیت ثانویه

هماتیت ثانویه حاصل اکسیداسیون مگنتیت‌ها در طی فرآیندهای هوازدگی و سوپرژن است. این جانشینی در برخی قسمت‌ها به‌طور کامل رخ داده و مگنتیت را بطور کامل به هماتیت تبدیل کرده است و در برخی قسمت‌ها از حاشیه‌های بیرونی، شکستگی‌ها و رخ‌های کانه مگنتیت به سمت درون بلور رخ داده است (شکل ۸- b). در برخی بخش‌ها و

در اثر این فرایند، بقایایی از مگنتیت باقی مانده که در نتیجه آن، بافت بازماندی تشکیل شده است (شکل ۸- b).

کوارتز و کلسیت

کانی‌های کوارتز و کلسیت از دیگر کانی‌های مهم تشکیل شده در این کانسار هستند. همانطور که قبلاً نیز ذکر شده، کانی کوارتز بعد از کانه‌زایی اکسیدی و سولفیدی در این کانسار تشکیل شده و آنها را قطع و برشی کرده است. رگه-رگچه‌های کربناتی یا کلسیتی نیز در آخرین فاز کانه‌زایی، رگچه‌های کوارتزی و ماده معدنی را قطع کرده و موجب برشی شدن آنها شده است (شکل ۱۰- c, d).



شکل ۱۰- a) گوتیت و لپیدوکروزیت‌هایی که در اثر فرایندهای سوپرژن و هوازدگی جانشین پیریت شده‌اند. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود، بقایایی از کانی پیریت در داخل گوتیت باقی مانده و بافت بازماندی را تشکیل داده است. همچنین قطعاتی از مگنتیت در داخل رگچه پیریت گوتیتی شده مشاهده می‌شود. b) رگچه گوتیت که جانشین پیریت شده است و مگنتیت را قطع کرده است. c) هماتیت اولیه (تیغه‌های تیره رنگ) با بافت تیغه‌ای که بوسیله رگچه‌های سیلیسی قطع شده است. d) رگچه کلسیتی که مگنتیت (بخش‌های تیره رنگ) را قطع کرده است. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney & Evans, 2010) هستند. Py: پیریت، Mag: مگنتیت، Gth: گوتیت، Lpi: لپیدوکروزیت

Fig. 10. a) Goethite and lepidocrocites that replace the pyrite during weathering and supergene processes. As observed in this photo, the remnant of pyrite has left forming a relict texture. In addition, magnetite fragments that are seen in the goethite veinlet. b) The goethite veinlet cutting the magnetite and replacing the pyrite. c) Primary hematite (the dark blades) with blade texture which cut by the silicic veinlets. d) The calcite veinlet that cut the magnetite (dark parts). The mineral abbreviations are taken from Whitney & Evans (2010). Py: pyrite, Mag: magnetite, Gth: goethite, Lpi: lepidocrocite.

هاله‌های اسکارنی و دگرسانی‌ها در کانسار آهن قاضی‌کندی

براساس پژوهش حاضر، سه مرحله اسکارن‌زایی (دگرگونی ایزوشیمیایی، متاسوماتیسم پیش‌رونده و پس‌رونده) را می‌توان در کانسار آهن قاضی‌کندی مشاهده کرد. پس از تشکیل واحدهای کربناته و شیل‌های سازند باروت، در زمان کرتاسه، توده نفوذی گرانیتی تا کوارتز مونزونیتی به داخل این سنگ‌ها تزریق شده است. بعد از تزریق توده نفوذی در واحدهای مذکور، دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های مجاور توده روی داده است. در این مرحله، واحدهای کربناته به مرمر و شیل‌ها به هورنفلس تبدیل شده‌اند. در طی این مرحله که تحت عنوان دگرگونی ایزوشیمیایی نامیده می‌شود، کانی‌های دما بالا و بی-آب مانند الیوپن، پیروکسن و کلسیت (مرمری شدن) می‌توانند تشکیل شوند. همانطور که در بخش‌های قبلی توضیح داده شده است، کانی‌های الیوپن و پیروکسن در پژوهش حاضر مشاهده نشد، ولی در طی آن، مرمری شدن و هورنفلسی شدن کربنات‌ها و شیل‌ها در این کانسار روی داده است.

پس از جایگیری توده نفوذی در واحدهای دربرگیرنده، توده مذکور شروع به سرد شدن نموده و سیال‌های ماگمایی از آن جدا شده و از طریق درزه‌ها و شکاف‌ها، وارد واحدهای رسوبی دگرگون شده گردیده‌اند. سیالات کانه‌ساز باعث تحرک و جابه‌جایی عناصر بین دو گرادیان متفاوت شیمیایی و حرارتی شده و واکنش‌های را سبب می‌گردند که موجب تشکیل کانی‌ها و کانه‌ها می‌شوند. در این مرحله،

کانی‌های سیلیکاته بی‌آب از جمله الیوپن و پیروکسن در اثر اضافه شدن عناصر و اکسیدهایی از جمله Fe، SiO₂ و Mg از ماگمای گرانیتوئیدی به داخل مرمرها، تشکیل شده و بخش اگزواسکارن را در این منطقه بوجود آورده است. همانطور که ذکر شد، کانی‌های مذکور در مطالعه حاضر، در این کانسار مشاهده نشد. در طی این مرحله مگنتیت (به مقدار کم و در مراحل پایانی آن) تشکیل شده است. این مرحله، متاسوماتیسم پیش‌رونده را در این کانسار تشکیل داده است.

با سرد شدن سیستم اسکارنی و نفوذ آب‌های جوی دما پایین به درون سیستم کانه‌زایی، در دماهای زیر ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد و تغییرات فوگاسیته اکسیژن (fO_2) و فوگاسیته گوگرد (fS_2)، فازهای جدید و آبداری مانند مگنتیت، فلوگوپیت، اپیدوت، کلریت، کوارتز و کلسیت تشکیل شده‌اند. مهم‌ترین تغییر شیمیایی سیال عبارت است از خنثی شدن (با افزایش pH) در اثر برخورد با کلسیت (مرمر) و تا حدودی کالک‌سیلیکات‌های اولیه‌ی اسکارنی، که در این حالت کمپلکس‌های کلریدی ناپایدار شده و محموله‌ی خود را به صورت کانسنگ اکسیدی و سولفیدی برجای گذاشته‌اند. در این مرحله، کانی‌های کالک‌سیلیکات تشکیل شده در مراحل قبلی اسکارن‌زائی، توسط سیالات دما پایین دچار دگرسانی شده و مجموعه‌های کانی‌های فلوگوپیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت، کوارتز و کانی‌های رسی را ایجاد کرده است. قابل ذکر است که حجم اصلی کانه‌زایی مگنتیت در این مرحله روی داده است. در طی مراحل

پایانی این مرحله، به مقدار کم کانی‌هایی از جمله هماتیت اولیه و رگچه‌های پیریت تشکیل شده‌اند. کانی‌های اپیدوت و کلریت نیز همراه با آن‌ها، تشکیل شده‌اند. با توجه به شواهد به دست آمده و مطالعات انجام شده می‌توان اظهار داشت که رگه- رگچه‌های کربناتی و سیلیسی نیز همانطور که در بخش‌های قبلی ذکر شد در مرحله تاخیری و بعد از کانه‌زایی سولفیدی تشکیل شده‌اند. قابل ذکر است که رگه- رگچه‌های کربناتی آخرین فاز کانه‌زایی هستند که رگچه‌های سیلیسی و مجموعه کانه‌زایی را قطع کرده‌اند. این مرحله در کانسار آهن قاضی‌کندی، متاسوماتیسم پسروده را تشکیل داده است.

به طور کلی، اسکارن‌زایی در این کانسار در درون توده نفوذی (اندواسکارن) و سنگ‌های میزبان (اگزواسکارن) آن تشکیل شده است. بخش اندواسکارن دارای گسترش کم، ولی اگزواسکارن دارای گستردگی زیادی در منطقه است. بخش اگزواسکارن در مقیاس‌های ماکروسکوپی، رخنمون صحرایی و نمونه دستی، دارای رنگ سبز هستند. این امر بیانگر تجمع کانی‌های کالک‌سیلیکاته در این بخش‌ها است. براساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی، پهنه اگزواسکارن شامل زیرپهنه‌های فلوگوپیت، کلریت- اپیدوت، مرمر و اسکارن کانه‌دار در این کانسار است.

زیرپهنه غنی از فلوگوپیت عمدتاً از بلورهای ریز و درشت کانی‌های میکایی که عمدتاً فلوگوپیت هستند، تشکیل شده‌اند (۱۱- a). بافت بخش‌های فلوگوپیتی دانه‌ای و همسان‌دانه می‌باشد. کانی فلوگوپیت در

پهنه‌های اسکارنی به‌ویژه اسکارن‌های منیزیم‌دار تشکیل می‌شود. اسکارن‌های منیزیم‌دار گروهی از سنگ‌های همبری متاسوماتیک حرارت بالا می‌باشند که از اسکارن‌های معمولی آهنی از لحاظ ترکیب شیمیایی و کانیایی متفاوت بوده، به طوری که از این جهات به سنگ‌های بازیک و اولترابازیک نزدیک می‌گردند. پاراژنز آبدار نیز در راستای پاراژن‌های بی‌آب و حرارت بالا تولید فلوگوپیت می‌نماید. وجود فلوگوپیت می‌تواند ناشی از کاهش ضریب اکتیویته عناصر آلکالن از جمله پتاسیم باشد، که به همراه سیلیس و آلومینیم از توده نفوذی لوکوگرانیت وارد پهنه اسکارنی شده و موجب واکنش و در نهایت تشکیل فلوگوپیت می‌شود. با توجه به مطالعاتی که در کانسار قاضی‌کندی انجام شده است، از دگرسانی‌های مهم محدوده می‌توان به دگرسانی سیلیسی، کلریتی، اپیدوتی، کربناتی و آرژیلیک اشاره کرد که در ادامه به توضیح آن پرداخته شده است.

دگرسانی‌های سیلیسی و کربناتی

دگرسانی‌های سیلیسی و کربناتی در مراحل انتهایی کانه‌زایی در این کانسار تشکیل شده‌اند و کانی‌های مراحل قبلی را قطع کرده‌اند. در واقع این رگه- رگچه‌ها از سیالات پایانی کانه‌زایی و در مراحل تاخیری در این کانسار تشکیل شده‌اند. با توجه به این که رگه‌های کربناته، رگه‌های سیلیسی را قطع کردند، می‌توان نتیجه گرفت رگه‌های کوارتزی قبل از رگه- رگچه‌های کربناتی در این کانسار تشکیل شده‌اند. سیلیسی شدن و کربناتی شدن نیز در سنگ‌های منطقه بیشتر به صورت رگه- رگچه دیده می‌شوند و

یکی از مهمترین مباحثی که می‌توان برای تعیین پاراژنز و توالی پاراژنتیکی از آن استفاده کرد، تشخیص دقیق ساخت و بافت ماده معدنی است. برای این منظور، در محدوده کانه‌زایی آهن قاضی‌کندی از تمامی مناطق کانه‌زایی و سنگ میزبان نمونه‌هایی تهیه شد. این مطالعات نشان داد که ساخت و بافت ماده معدنی و باطله در کانه‌زایی آهن قاضی‌کندی اغلب از نوع رگه-رگچه‌ای، برشی، توده‌ای، جانیشینی و بازماندی است. بافت توده‌ای و رگه-رگچه‌ای از بافت‌های اولیه کانه‌زایی مگنتیت هستند، که همزمان با تشکیل کانسنگ به وجود آمده‌اند. بافت برشی نیز در نتیجه تزریق سیالات سیلیسی و کربناتی در این کانسار ایجاد شده است.

براساس مطالعات انجام شده، سه فاز کانه‌زایی اسکارن پیش‌رونده، اسکارن پس‌رونده و سوپرژن را می‌توان در این کانسار تشخیص داد. در مرحله اسکارنی پیش‌رونده کانه‌زایی، ماده معدنی متشکل از کانی مگنتیت است که کانی فلوگوپیت همراه با آن در بخش‌های اسکارنی تشکیل شده است. در مرحله بعدی (مرحله اسکارن پس‌رونده) ابتدا هماتیت اولیه و سپس پیریت در این کانسار تشکیل شده‌اند. ماده معدنی در طی این دو مرحله به صورت‌های رگه-رگچه‌ای، برشی و توده‌ای تشکیل شده است. در مراحل پایانی اسکارن پس‌رونده، رگچه‌های سیلیسی تشکیل شده و کانی‌های مگنتیت، هماتیت اولیه و پیریت را قطع کرده‌اند. سپس رگچه‌های کربناته تمامی کانی‌های تشکیل شده در مراحل ابتدایی این فاز را قطع نموده‌اند. کانی‌هایی که حین فرایندهای

نشان‌دهنده ورود سیلیس و کربنات توسط محلول-های گرمایی به درون شکستگی‌ها و ته‌نشینی درون آن‌هاست (شکل‌های ۸، ۹، ۱۰- c، d).

دگرسانی‌های اپیدوتی و کلریتی

اپیدوت همراه با کانه‌های آهن در بخش‌های کانه‌دار و همچنین در اطراف کانی‌های بیوتیت تشکیل شده است. علاوه بر این در کانسار قاضی‌کندی اغلب بلورهای اپیدوت حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی-های اسکارنی موجود در این پهنه می‌باشند. دگرسانی اپیدوتی با بافت رگچه‌ای عمدتاً مگنتیت‌ها را قطع کرده است (شکل ۱۱- b). همچنین تصاویری از دگرسانی کلریتی در کانسار قاضی‌کندی در شکل (۱۱- c، d) نشان داده شده‌اند. دگرسانی کلریتی و اپیدوتی یکی از زیرپهنه‌های اسکارنی در این کانسار است که با گسترش زیاد در کانسار آهن قاضی‌کندی تشکیل شده‌اند.

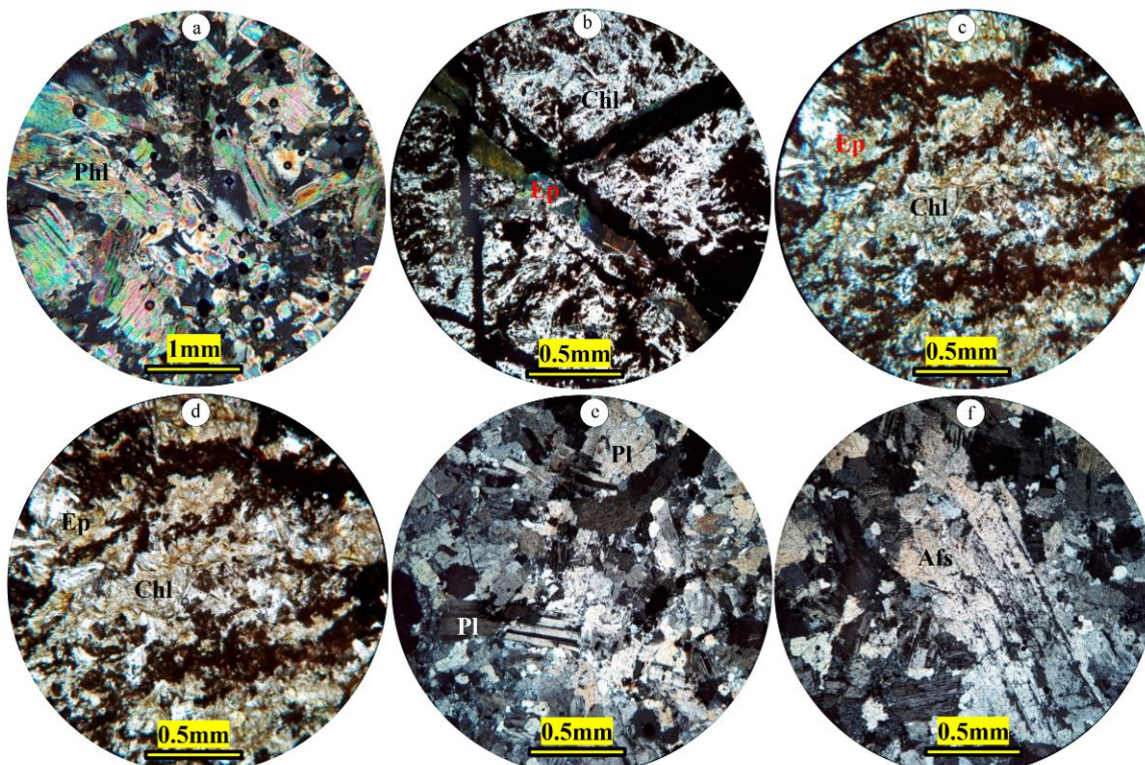
دگرسانی آرژیلیک

دگرسانی آرژیلیک در نمونه‌های گرانیته و کوارتز مونزونیتی منطقه مشاهده می‌شود. در مواردی آلكالی فلدسپارها و پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه توسط کانی‌های رسی جانشین شده‌اند و دگرسانی آرژیلیک را بوجود آورده‌اند (شکل ۱۱- e، f). همانند دگرسانی سربستی، این دگرسانی هم از گسترش زیادی در منطقه برخوردار نبوده و عمدتاً در اثر فرایندهای هوازگی و سوپرژن در داخل توده نفوذی تشکیل شده است.

توالی پاراژنتیکی

پیریت شده و بافت‌های جانیشینی و بازماندی را بوجود آورده‌اند. توالی پاراژنزی کانسار قاضی‌کندی در شکل ۱۲ ارائه شده است.

دگرسانی و اسکارنی در این کانسار تشکیل شده‌اند شامل فلوگوپیت، کلریت، اپیدوت، کوارتز و کربنات هستند. در طی فاز آخر کانه‌زایی (مرحله سوپرژن و هوازدگی) کانی‌های ثانویه از جمله هماتیت ثانویه، گوتیت و لپیدوکروزیت جانشین کانی‌های مگنتیت و



شکل ۱۱- a) تصویر میکروسکوپی از کانی فلوگوپیت در کانسار آهن قاضی‌کندی. b) تصویر نور دوبار پلاریزه عبوری از رگچه‌های اپیدوت که ماده معدنی را قطع کرده و همراه با کلریت تشکیل شده است. c) تصویر میکروسکوپی نور عبوری از دگرسانی کلریتی که همراه با اپیدوت دیده می‌شود. d) تصویر ۱۵ c که در نور یک بار پلاریزه گرفته شده است. e) آلکالی فلدسپارها و پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی تجزیه و موجب تشکیل دگرسانی آرژیلیک شده‌اند. f) بلور آلکالی فلدسپار به طول حدود ۳/۵ میلی‌متر که آرژیلیتی شده است. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney & Evans, 2010) هستند. Phl: فلوگوپیت، Ep: اپیدوت، Chl: کلریت، Afs: آلکالی فلدسپار، Pl: پلاژیوکلاز.

Fig. 11. a) XPL photomicrograph of phlogopite in the Qazikandi Fe deposit. b) XPL photos from the epidote veinlets that cut the ore body and formed along with chlorite. c) PPL photo from the chlorite alteration observed along with epidote. d) PPL microscopic picture from the c) photo. E) Alkali feldspar and plagioclase altered to clay minerals during argillic alteration. f) Alkali feldspar crystal 3.5 mm long showing argillic alteration. Mineral abbreviations are from Whitney & Evans (2010). Phl: phlogopite, Ep: epidote, Chl: chlorite, Afs: alkali feldspar, Pl: plagioclase.

Mineralogy	Stages		
	Prograde skarn	Retrograde skarn	Supergene and weathering
Minerals	Magnetite	██████████	
	Oligist		██
	Pyrite		██
	Quartz		████
	Calcite		████
	Phlogopite	██████████	
	Chlorite-Epidote	██████████	██
	Lepidocrocite		██████████
	Hematite		██████████
	Goethite		██████████
Textures	Vein-Veinlet	██████████	
	Brecciated	██████████	
	Massive	██████████	
	Disseminate	██████████	
	Replacement		██████████
	Relict		██████████
			██████████

شکل ۱۲- توالی پاراژنزی کانسار آهن قاضی‌کندی. Fig. 12. Paragenetic sequence of the Qazikandi Fe deposit.

بررسی‌های ژئوشیمیایی

جهت مطالعه روند پراکندگی، توزیع و تغییرات عناصر اصلی و فرعی در ماده معدنی و سنگ میزبان کانسار آهن قاضی‌کندی، مطالعات ژئوشیمیایی بر روی ۴ نمونه سنگ میزبان انجام شد که نتایج آنها در جدول (۱) ارائه شده است. برای این منظور، در این بخش، ژئوشیمی سنگ میزبان مورد بررسی قرار گرفت.

سنگ‌های نفوذی کانسار قاضی‌کندی با استفاده از نمودارهای رده‌بندی شیمیایی دلاروش و همکاران (De la Roche et al., 1980) مورد بررسی قرار گرفت. طبق بررسی انجام شده و شواهد مطالعات میکروسکوپی سنگ‌های نفوذی منطقه عمدتاً در محدوده کوارتز مونزونیت و کوارتز سینیت قرار گرفتند (شکل ۱۳- a). نمونه‌های مورد مطالعه، دارای سری ماگمایی کالک‌آلکان و سرشت متآلومین هستند (شکل ۱۳- b, c).

جدول ۱- آنالیز ژئوشیمی سنگ کل اکسیدهای اصلی (برحسب درصد وزنی) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی (برحسب ppm) در واحدهای سنگی آذرین کانسار آهن قاضی کندی.

Table 1. Whole-rock geochemical analysis of major oxides (wt. %) and trace and rare earth elements (ppm) from the magmatic samples in the Qazikandi deposit.

Element	GH-01	GH-22	GH-25	GH-27	Element	GH-01	GH-22	GH-25	GH-27
Granite					Granite				
SiO ₂	65.38	68.61	68.06	69.73	Eu	1.72	3.05	2.46	2.15
TiO ₂	0.46	0.5	0.51	0.46	Gd	6.51	8.84	6.52	7.9
Al ₂ O ₃	14.56	14.99	15.7	15.35	Hf	3.49	3.75	3.06	3.45
Fe ₂ O ₃	2.62	1.81	1.88	1.82	In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
MnO	0.05	<0.05	0.06	<0.05	La	48	80	51	65
MgO	1.02	0.14	0.17	0.08	Li	13	4	2	4
CaO	3.07	2.25	1.49	1.24	Ni	5	<1	<1	2
Na ₂ O	7.31	7.74	7.95	8.16	Pb	<1	<1	1	14
K ₂ O	1.06	1.76	2.02	1.44	Pr	15.23	22.17	15.41	19.8
P ₂ O ₅	0.13	0.17	0.11	0.15	Rb	27	38	36	27
SO ₃	0.57	0.1	0.4	0.35	Sb	0.7	0.9	0.7	1
Total	96.23	98.07	98.35	98.78	Sc	10	15.8	25.9	12.8
Ag	0.3	0.3	0.4	0.5	Se	6.78	1.03	4.63	<0.5
As	13	5.8	16	9.8	Sm	10.23	13.97	10.61	12.87
Ba	137	422	423	174	Sn	6.3	6.5	6.2	5.2
Be	1.3	1	1.5	1.4	Sr	102.5	72.9	72.8	74.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	Ta	1.47	0.9	2.38	2.66
Cd	0.6	0.1	0.7	0.3	Tb	1.21	1.66	1.19	1.5
Ce	128	189	133	163	Te	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Co	1.6	<1	<1	10.7	Th	13.01	14.07	17.92	16.54
Cr	23	32	30	42	Ti	3146	3341	3315	3147
Cs	1.4	<0.5	0.6	<0.5	Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cu	20	11	11	19	Tm	0.37	0.42	0.36	0.3
Dy	5.28	7.07	5.07	5.56	U	1.6	2	2.3	1.8
Er	2.96	3.46	2.77	2.72	V	24	5	6	6
Lu	0.4	0.51	0.42	0.36	W	1.4	<1	<1	<1
Mn	272	211	344	68	Y	19.3	24.2	19.4	18.8
Mo	1	<0.1	2	1	Yb	2	2.2	2.1	1.6
Nb	39.7	35.6	57.1	55.6	Zn	18	4	18	8
Nd	62	84.1	59.6	76.4	Zr	84	80	59	79

و عناصر K, Ba, Sr, P, Nb, Ta, Zr و Ti آنومالی منفی نشان می‌دهند. جدایش آپاتیت در مراحل اولیه تفریق ماگما باعث ایجاد آنومالی منفی P در این سنگ‌ها می‌شود. با توجه به اینکه عناصر K, Rb و Ba جزء عناصر متحرک بوده و از طرفی نمونه‌های توده نفوذی نیز دگرسانی نسبی دارند، بنابراین آنومالی منفی مشاهده شده در این عناصر می‌تواند مربوط به

در شکل ۱۴- a، نمودارهای عنکبوتی برای سنگ‌های نفوذی که نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده‌اند، نمایش داده شده‌اند. چنانچه مشاهده می‌گردد، در نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های توده نفوذی غنی-شدگی نسبی از LREE و تهی‌شدگی نسبی از HREE را نشان می‌دهند. عناصر Th, La, Ce آنومالی مثبت

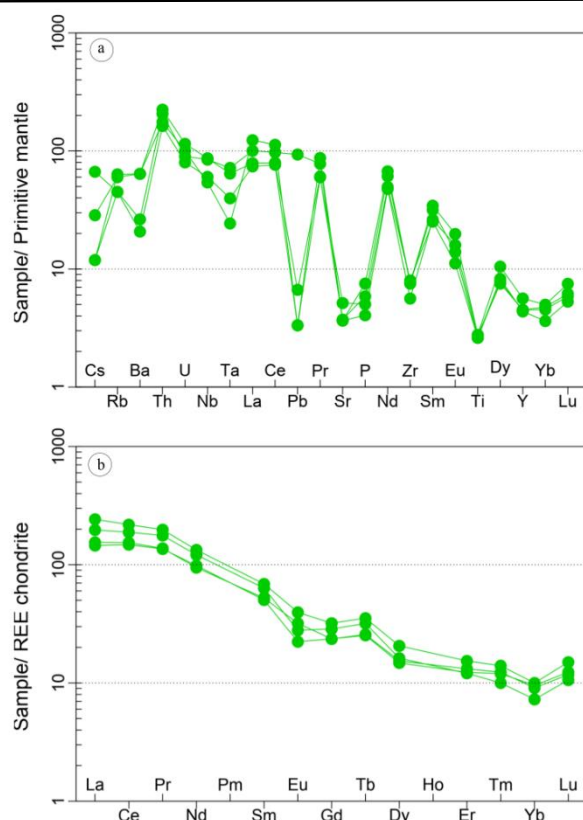
(Zhou, 2012) و آلودگی ماگما توسط مواد پوسته‌ای (Srivastava and Singh, 2004) باشد. بالا بودن مقدار LREE نسبت به HREE یکی از ویژگی‌های بارز سنگ‌های کمان آتشفشانی مناطق فرورانش حاشیه فعال قاره است (Wilson, 1989). براساس نیوبری (Newberry, 1990)، مینرت و همکاران (Meinert et al., 1990) و مینرت (Meinert, 1992; 1995) توده‌های نفوذی نقش بسیار مهمی را در تشکیل کانسارهای اسکارن دارند. این پژوهش‌ها بیانگر آن است که توده‌های نفوذی براساس ترکیب شیمیایی خود، سبب تشکیل کانه-زایی و اسکارن‌زایی‌های خاص می‌شوند. برپایه مطالعات مینرت (Meinert, 1995)، توده‌های نفوذی همراه با کانسارهای اسکارن اکثراً ماهیت کالک‌آلکان دارند، اگرچه در همراهی با برخی از این کانسارها، توده‌هایی با سرشت تولییتی و آلکان نیز حضور دارند، اما کانه‌زایی خاصی همراه آنها دیده نمی‌شود. همانطور که در شکل ۱۵-a مشاهده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه از توده‌های نفوذی موجود در منطقه قاضی‌کندی، در محدوده کانسارهای اسکارن آهن قرار می‌گیرند. بررسی‌های انجام شده درباره توزیع برخی از عناصر کمیاب بیانگر ارتباط آشکاری بین توده‌های نفوذی و کانسارهای اسکارن وجود دارد. به عنوان مثال، عنصر Rb از لحاظ ویژگی‌های ژئوشیمیایی و بار یونی شباهت زیادی را با عنصر K دارد. به همین خاطر، این دو عنصر می‌توانند جانشین همدیگر در کانی‌هایی از جمله میکا و آلکالی‌فلدسپار شوند (Meinert et al., 2005). از طرفی، عنصر Sc^{+3}

کاهش آنها در طی فرآیند دگرسانی در توده باشد. آنومالی منفی Zr نیز مربوط به تفریق کانی زیرکن از ماگمای مادر در طی تحولات ماگمایی است. علاوه بر این، آنومالی مثبت Th و بطور کلی، غنی‌شدگی از LILE همراه با تهی‌شدگی از Ta، Ti و Nb از ویژگی‌های بارز پوسته قاره‌ای و یا زون‌های فرورانش ذکر شده است (Barth et al., 2000; Patchett and Chase, 2003) که می‌تواند نشانه‌ای از منشأ پوسته‌ای ماگمای کوارتز مونزونیتی و یا آلودگی منشأ گوشته‌ای این ماگما با سیالات حاصل از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی باشد.

الگوهای عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت برای سنگ‌های نفوذی که نسبت به کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده‌اند، در شکل ۱۴-b نمایش داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌گردد، در الگوی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های توده نفوذی یک سیر نزولی دیده می‌شود. این الگوها نسبتاً هموار بوده و دارای غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) با یک ناهنجاری ضعیف منفی از Eu هستند. ناهنجاری منفی Eu می‌تواند به دلیل جدایش پلاژیوکلاز در طی فرآیند تفریق (Wilson, 1989) و یا باقی ماندن این کانی در تفاله حاصل ذوب سنگ منشأ مذاب باشد. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب بخشی (Wilson, 1989)، فراوانی LREE در سنگ منشأ (Wilson, 1989; Rollinson, 1993)، وجود مقداری گارنت باقیمانده در سنگ منشأ

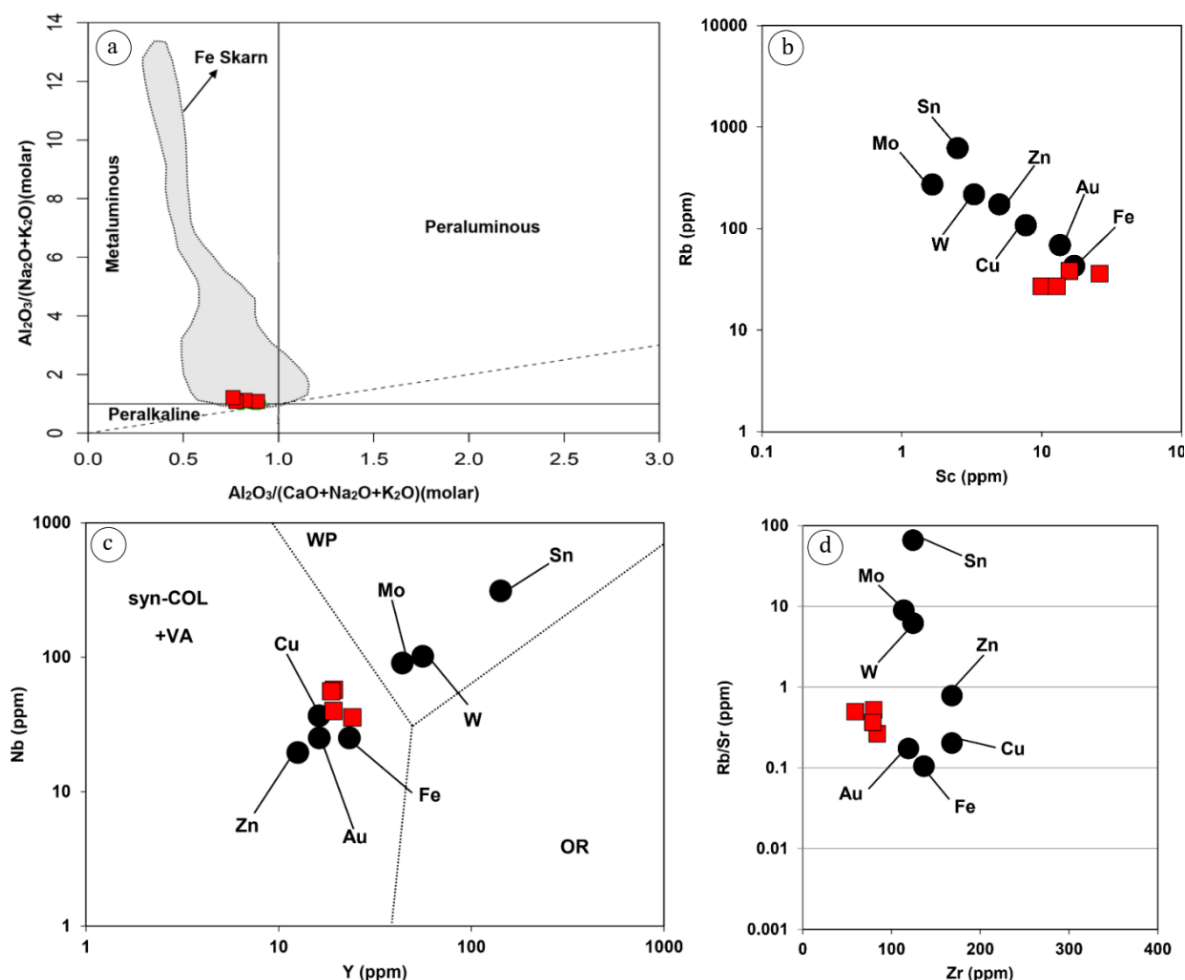
آهن، مس، طلا و روی در این موقعیت‌های تکتونیکی تشکیل می‌شوند. اما کانسارهای اسکارن قلع، تنگستن و اکثر کانسارهای مولیبدن در موقعیت‌های تکتونیکی درون قاره‌ای تشکیل می‌شوند. برای درک بهتر همراهی توده‌های نفوذی همراه با انواع کانسارهای اسکارن، از روش‌های دیگری نیز می‌توان استفاده کرد. به عنوان مثال، تغییرات عناصر کمیاب لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ از جمله K, Rb و Sr که نسبت به عناصر شدت میدان بالا (از جمله Zr, Nb, P و Ti)، تحرک بالایی دارند، استفاده کرد (Meinert et al., 2005). مقدار میانگین عنصر Zr در توده‌های نفوذی همراه با کانسارهای اسکارن تغییر قابل توجهی نداشته و تقریباً در یک محدوده خاص قرار می‌گیرند (Meinert et al., 2005). توده‌های نفوذی همراه با کانسارهای اسکارن W, Mo و به ویژه Sn مقادیر چشمگیری از نسبت Rb/Sr در طی فرایند تفریق بلوری نسبت به کانسارهای اسکارن Fe, Au, Cu و Zn از خود نشان می‌دهند (شکل ۱۵-d, Meinert et al., 2005). بنابراین از این ویژگی می‌توان در تشخیص انواع کانسارهای اسکارن استفاده کرد. همانطور که در شکل ۱۵-d مشاهده می‌شود، کانسار مورد مطالعه، مقدار Rb/Sr پایین‌تری دارند و در نزدیک محدوده کانسارهای اسکارن آهن و طلا قرار دارند.

چون یک عنصر سازگار است در مراحل ابتدایی تبلور مذاب، وارد کانی پیروکسن می‌شود. بر همین اساس می‌توان اظهار داشت که با پیشرفت رود تبلور مذاب، مقدار Sc کم ولی مقدار Rb افزایش پیدا می‌کند. در شکل ۱۵-b، ارتباط بین توده‌های نفوذی و کانسارهای اسکارن نشان داده شده است. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود، یک روند خطی از توده‌های نفوذی که موجب تشکیل کانسارهای اسکارن آهن شده‌اند (این توده‌ها به طور میانگین مقدار بیشتری تا حدود ۱۷ پی‌پی‌ام عنصر Sc را دارند) تا توده‌های نفوذی که باعث تشکیل اسکارن-های Au, Cu, Zn, Mo, W و Sn شده‌اند، وجود دارد (این توده‌ها به طور میانگین مقدار کمتری حدود ۳۹ پی‌پی‌ام عنصر Rb دارند) (Meinert et al., 2005). همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کانسارهای اسکارن آهن قرار دارند. همچنین براساس شکل ۱۵-c، نمونه‌های مربوط به توده نفوذی قاضی‌کندی در بین محدوده کانسارهای اسکارن آهن و مس قرار می‌گیرند. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود اکثر توده‌های موثر در کانه‌زایی کانسارهای اسکارن در موقعیت‌های تکتونیکی قوس‌های ماگمایی نسبت به ریفت‌های درون قاره‌ای تشکیل می‌شوند (Meinert et al., 2005). براساس این شکل، کانسارهای اسکارن



شکل ۱۴- (a) الگوی چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های توده نفوذی. (b) الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) برای نمونه‌های توده نفوذی.

Fig. 14. a) Primitive mantle (McDonough & Sun, 1995) normalized pattern for host granitoid rocks. b) Chondrite (Boynton, 1984) normalized pattern for host granitoid.



شکل ۱۵- a) نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943) برای نمونه‌های مورد مطالعه و موقعیت کانسارهای اسکارن آهن (Meinert, 1995). b) نمودار Rb در مقابل Sc توده‌های نفوذی همراه با انواع کانسارهای اسکارن. c) نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تفکیک موقعیت تکتونیکی و توده‌های نفوذی همراه با انواع کانسارهای اسکارن. d) نمودار Rb/Sr در مقابل Zr توده‌های نفوذی همراه با انواع کانسارهای اسکارن. منبع شکل‌های b, c و d مینرت (1995) است.

Fig. 15. a) Plot of investigated samples on A/NK vs. A/CNK diagram (Shand, 1943) and plot of Fe skarn deposits on it (Meinert, 1995). b) Rb vs. Sc correlation diagram for plutonic rocks associated with the main skarn deposit types. c) Tectonic setting trace element discrimination diagram for syn-collision (syn-Col), volcanic-arc (VA), within-plate (WP), and oceanic-ridge (OR) plutonic rocks associated with the main skarn deposit types. d) Rb/Sr vs. Zr correlation diagram for plutonic rocks associated with the main skarn deposit types. Figures 15b, c and d are from Meinert (1995).

گزارش نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان (لطفی، ۱۳۸۰)

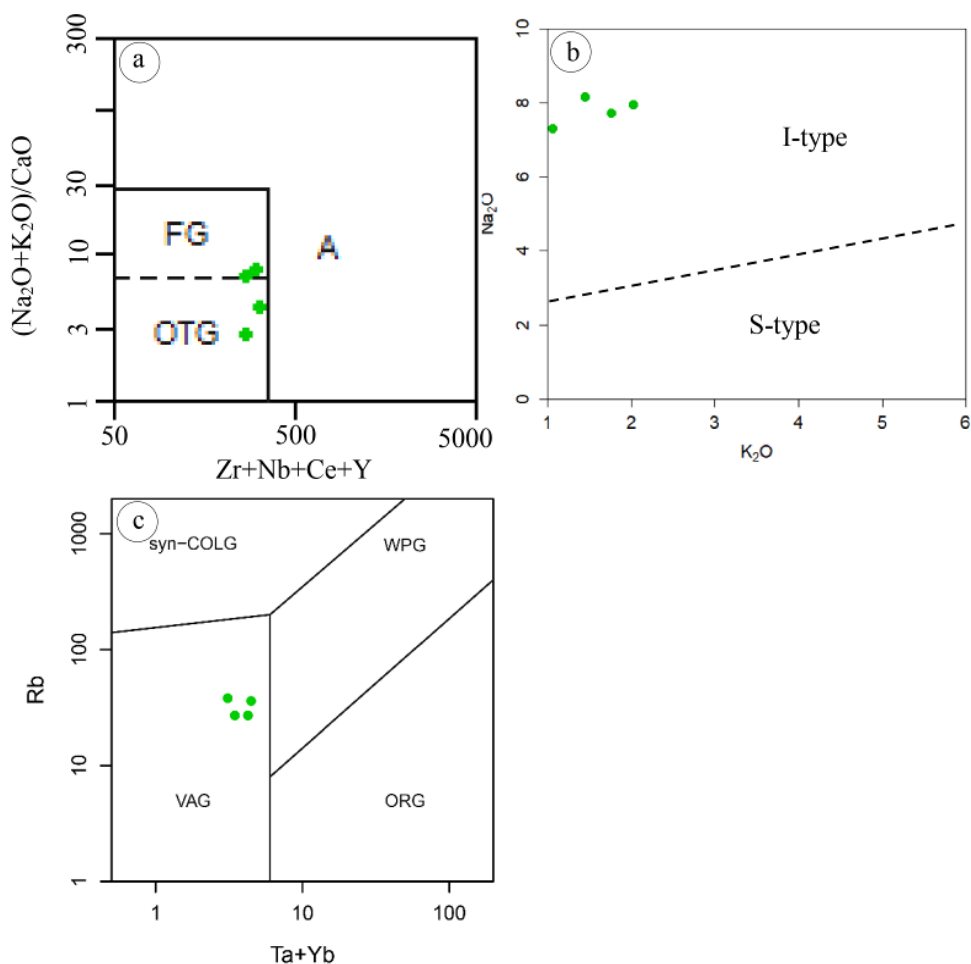
که توده نفوذی مورد مطالعه را یک توده A-type معرفی نموده، داده‌های ژئوشیمیایی پژوهش حاضر، تیپ توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه را از نوع FG

پتروژنز گرانیتوئید قاضی‌کندی

برای تشخیص نوع توده گرانیتوئیدی منطقه از نمودار دلاروش و همکاران (De la Roche et al., 1980) استفاده شده است (شکل ۱۳- a). برخلاف

Ta+Yb نیز نمونه‌های توده نفوذی مورد مطالعه به ترتیب در محدوده I-type و VGA قرار می‌گیرند (شکل ۱۶- b, c).

(Fractionated felsic granites) و OTG (Unfractionated M- I- and S- type granites) پیشنهاد می‌کند (شکل ۱۶- a). همچنین در نمودارهای Na_2O در برابر Rb و K_2O در برابر



شکل ۱۶- a) موقعیت قرار گرفتن نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار والن و همکاران (Whalen et al., 1987). b) موقعیت قرار گرفتن نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تفکیک گرانیت‌های تیپ S از I (Chappell and White (2001)). c) نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تفکیک موقعیت تکتونیکی (Pearce et al., 1984) که در محدوده VAG قرار می‌گیرند.

Fig. 16. a) Plot of Qazikandi granitoid samples on Whalen (1987) diagram. b) Plot of granitoid samples on I-S granite discrimination diagram (Chappell and White (2001)). c) Investigated samples on tectonic discrimination diagram (Pearce et al., 1984) plotted in the VAG area.

براساس مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و روابط پاراژنتیکی مشخص شد که سنگ میزبان کانه‌زایی

تیپ کانه‌زایی و الگوی تشکیل کانسار آهن قاضی کندی

سنگ‌های دولومیتی سازند باروت بوده و نوع کانه‌زایی اسکارن منیزیم‌دار است. همچنین براساس مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و روابط پاراژنتیکی مشخص گردید تشکیل کانسار آهن قاضی‌کندی، در طی مراحل اسکارن‌زایی پیشرونده، پسرورنده و سوپرژن روی داده است، که می‌توان مراحل آن را به صورت زیر خلاصه کرد.

در زمان کرتاسه پایانی و همزمان با تنش‌های تکتونیکی، توده گرانیوتئیدی در منطقه مورد مطالعه تزریق شده و در نتیجه آن، هاله دگرگونی مجاورتی در کربنات‌ها و شیل‌ها تشکیل شده است (اسکارن پیشرونده). در این مرحله واحدهای کربناتی سازند باروت به مرمر و واحدهای شیلی آن به هورنفلس تبدیل شده‌اند. در ادامه و در اثر سرد شدن توده، سیالات ماگمایی از طریق درزه‌ها و گسل‌ها به داخل واحدهای مربوطه وارد شده و منجر به کانه‌زایی به‌ویژه اسکارن در این واحدها شده‌اند (اسکارن پسرورنده) (شکل ۱۷- a). در طی اسکارن پسرورنده، اگر واسکارن و اندواسکارن نیز در این کانسار تشکیل شده‌اند. قابل ذکر است که در طی این مرحله، کانی‌های ماده معدنی متشکل از مگنتیت، هماتیت اولیه و پیریت به همراه کانی‌های اسکارنی از جمله فلوگوپیت، کلریت، اپیدوت، کوارتز و کلسیت تشکیل شده‌اند (شکل ۱۷- b). البته قابل ذکر است که بخشی از کانه‌زایی مگنتیت به همراه کانی فلوگوپیت در طی مراحل پایانی اسکارن پیشرونده نیز تشکیل شده‌اند.

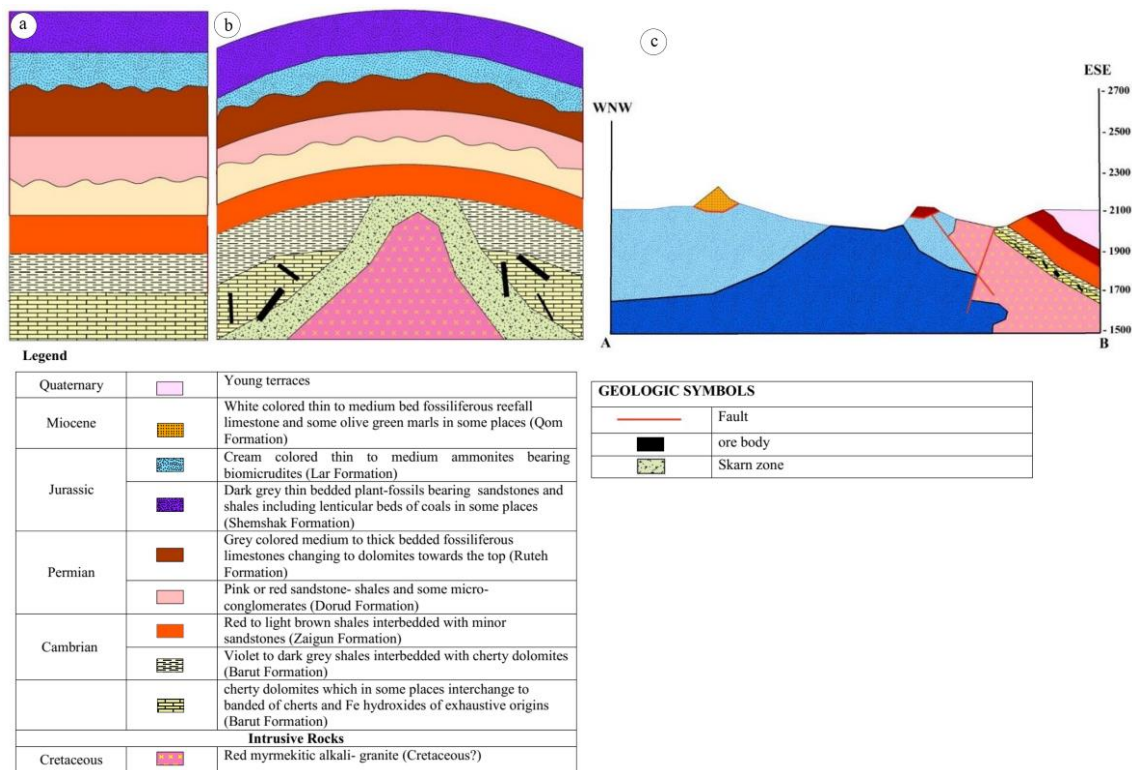
بعد از کانه‌زایی آهن در این منطقه، کانسار مورد مطالعه در اثر فرایندهای تکتونیکی بالا آمده و تحت

تأثیر فرایندهای سوپرژن و هوازدگی قرا گرفته است که در نتیجه آن، کانی‌های ثانویه از جمله هماتیت ثانویه، گوتیت و لپیدوکروزیت جانشین کانی‌های مگنتیت و پیریت شده و بافت‌های جانشینی و بازماندی را بوجود آورده‌اند. در شکل ۱۷ مراحل مختلف مدل تشکیل کانسار به ترتیب بر اساس توضیحات فوق ارائه شده است.

نتیجه‌گیری

کانه‌زایی آهن در رخدادهای معدنی آهن قاضی‌کندی به صورت عدسی‌شکل و رگه‌ای، در بخش قاعده‌ای سازند باروت و با مرز گسله بر روی سازند کهر تشکیل شده است. مهم‌ترین کانه‌های مورد مطالعه شامل مگنتیت، هماتیت اولیه و پیریت، هستند. کانی‌های ثانویه که در اثر فرآیند سوپرژن تشکیل شده‌اند شامل هماتیت ثانویه، گوتیت و لپیدوکروزیت هستند که در اثر هوازدگی مگنتیت و پیریت بوجود آمده‌اند. کانه‌زایی آهن قاضی‌کندی عمدتاً در مجاورت با توده نفوذی در این منطقه رخ داده است. شواهد صحرایی، بافتی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی در این کانسار حاکی از تأثیر توده نفوذی بر سنگ‌های مجاور (هورنفلسی شدن) و ایجاد کانه‌زایی آهن نوع اسکارن منیزیمی می‌باشند. ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی در کانسار آهن قاضی‌کندی شباهت زیادی با سایر کانسارهای اسکارنی آهن در زنگان نظیر اسکارن آهن اینچه‌رهبری و ارجین دارد. به همین خاطر، تعمیم شواهد بدست آمده از این پژوهش به مناطق مشابه در این منطقه و همچنین استان زنگان می‌تواند

در شناسایی و اکتشاف کانسارهای اسکارنی کاربرد داشته باشد.



شکل ۱۷- تصویر شماتیک از مراحل تشکیل کانه‌زایی در کانسار آهن قاضی‌کندی. (a) ته‌نشینی سازندهای شمشک و لار بر روی واحدهای قدیمی. (b) تزریق ماگمای گرانیتوئیدی و تشکیل دگرگونی مجاورتی و کانه‌زایی آهن در زمان کرتاسه. (c) نیمرخ زمین‌شناسی از وضعیت امروزی منطقه.

Fig. 17. Schematic picture showing the stages of mineralization in the Qazikandi Fe deposit. a) Deposition of the Shemshak and Lar formations on the old units. b) Injection of granitoid magma, formation of thermal metamorphism and Fe mineralization during Cretaceous. c) Cross section from recent form of the study area.

سردبیر و داوران محترم مجله علوم خوارزمی که با راهنمایی‌های علمی خود موجب غنای بیشتر مقاله گردیدند، سپاسگزاری می‌نمایند.

قدردانی

مولفین از مسئولین محترم دانشگاه زنجان به سبب حمایت مالی از این پژوهش و همچنین از

References

Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the earth element: meteorite studies, In: Henderson, R. (Ed), Rare Earth Element geochemistry. Developments in geochemistry, v. 2. Elsevier, Amsterdam.

Craig, J.R., Vaughan, D.L., 1994. Ore Microscopy and Ore Petrography, John Wiley and Sons, 440 p.
Chappell, B.W., White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types. 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences 48, 489-499.

- Ghorbani, M., 2003. The economic geology of Iran, mineral deposits and natural resources. Springer Geology, doi:10.1007/978-94-007-5625-0, 569 p. Dordrecht.
- Lotfi, M., 2001. Geological map of the Mahneshan, scale: 1:100000. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Meinert, L.D., 1992. Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada* 19, 145-162.
- Meinert, L.D., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits: chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization, In: Thompson, J.F.H. (Ed.), *Magma, Fluids and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 23, pp. 400-418.
- Meinert, L.D., Brooks, J.W., Myers, G.L., 1990. Whole rock geochemistry and contrast among skarn-types, In Meinert, L.D. (ed.), *Skarn deposits in Nevada, Great Basin Symposium, Geology and ore deposits of the Great Basin, Geological Society of Nevada, fieldtrip 2, Guide book*, pp. 179-192.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits, *Economic Geology* 100th Ann, 299-336.
- Middlemost, E.A.K., 1985. *Magma and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*, London, New York: Longman, 266p.
- Newberry, R.J., Burns, L.E., Swanson, S.E., Smith, T.E., 1990. Comparative petrologic evolution of the Sn and W granites of the Fairbanks Circle area, interior Alaska, In Stein, H.J. and Hannah, J.L. (eds.), *Ore-bearing granite systems: Petrogenesis and mineralizing processes*. Geological Society of America, Special Paper, pp. 121-142.
- 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(4), 956-983.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58(1), 63-81.
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer, Berlin, Germany, 1250 p.
- Rollinson, H.G., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation*. Longman Group UK Limited, London, 384 p.
- Seedorf, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., Barton, M.D., 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology* 100th Ann, <https://doi.org/10.5382/AV100.10>
- Shand, S.J., 1943. *The Eruptive Rocks*. Hafner Publishing Company, New York, John Wiley and sons, 444 p.
- Srivastava, R.K., Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 23, 373-389.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42(1), 313-345.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., 1987. Chappell, B.W., A-type granites: geochemical characteristics, distribution and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.
- Whitney, D.L. Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Unwin Hyman Ltd, 466 p.
- Zhou, L., Mab, C., She, Z., 2012. An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous A-type granite intrusion in the East Qinling Orogen, Central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints. *Geoscience Frontiers* 3(5), 635-646.