

Research Article

Mineralogical, geochemical, and geophysical studies in the Band-e-Cherk iron-manganese prospect area, Anarak zone, Central Iran

Mina Shahin¹, Zahra Alaminia^{*2}, Ali-Khan Nasr-Esfahani³, Hamzeh Sadeghisorkhani⁴

1- Master of Science, Department of Geology, University of Isfahan

2- Associate Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Iran

3- Associate professor, Geology department, Islamic Azad University, Isfahan Branch, Iran

4- Assistant Professor, Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Iran

Keywords: *Fe-Mn mineralization, Geophysics, Geochemistry, Hydrothermal, Band-e-Cherk, Central Iran.*

1-Introduction

Recently, the demand for iron and manganese elements has increased due to the development of metallurgical industries in global markets. Iran is no exception in this regard. In the geological map of Iran, the distribution of iron-manganese deposits and occurrences is mainly around the margins of structural zones, especially in Central Iran, which suggests that most deposits originated from hydrothermal fluids (Zarrinkoub et al., 2009; Imamalipour, 2010; Zarasvandi et al., 2018; Rahmatian et al., 2019; Maghfouri et al., 2019; Ehya and Marbouti., 2021; Ahankoub et al., 2021). For this purpose, many exploration projects are being carried out to identify these deposits in Iran. Geophysical surveys are one of the most effective steps in mineral exploration, particularly in identifying subsurface and hidden deposits. Different geophysical methods may be used depending on the studied minerals' physical properties and geological conditions. Magnetometry is the best method for the exploration of iron minerals. Magnetic data are directly used to identify iron minerals with high magnetic susceptibility, such as magnetite, and indirectly to determine iron and manganese deposits that contain a small percentage of magnetite.

Band-e-Cherk manganese-bearing iron deposits in the Anarak metamorphic complex are approximately 188 km from Isfahan. It is located in northeastern Ardestan, 60 km from the city of Zavareh. There is a large amount of ferromanganese mineralization observed in the Anarak complex. The Band-e-Cherk mineralization has not been focused on the previous studies. Our research is focused on studying the mineralogy and chemistry of Fe--Mn mineralization and comparing them to the magnetic field intensity data. This study presents the possibility of determining ore-forming mechanisms through geological, geophysical, textural, and geochemical analyses.

2-Material and methods

To investigate the depth of ferromagnetic bodies and to identify and separate the geological units in the Band-e-Cherk area, a magnetometry survey was carried out with a regular grid of 50 by 50 meters in three places. The total number of 4616 magnetic sampling points was measured using a GEM, GSM-19T, and proton magnetometer. The data was processed, and the results were interpreted through geological observations. The map of magnetic field intensity after diurnal corrections, geomagnetic reference field (IGRF) removal, and reduction to pole (RTP) are obtained. There is a good correlation between the magnetic field intensity and the geological map.

Seventy-nine ore samples were taken from the Band-e-Cherk ferromanganese-bearing samples observed in the Mesozoic host rocks. Fifty-two thin sections and polished sections were made for textural and mineralogical analyses. In addition, 27 samples were separated for geochemical analysis. Sample powders were analyzed at the Zar-Azma company in Iran. Major oxide and trace element contents were determined with XRF and ICP methods.

3-Results and discussions

Anarak metamorphic rocks extend from the northwest of the Yazd Block to the northwest of Central Iran. Band-e-Cherk, in the north of Isfahan province, is a part of the Anarak Palaeozoic-Mesozoic metamorphic complex belonging to the northwest border of central Iran (Balini et al., 2009; Zanchi et al., 2015). The rock outcrops in this area are mainly comprised of Anarak Palaeozoic-Mesozoic metamorphic complex, Lower Cretaceous sedimentary sequence, Paleocene conglomerate, and Eocene volcanic rocks. The oldest rocks are Paleozoic-Mesozoic metamorphic rock units consisting of phyllite, schist, metagabbro, meta basalt, and serpentinite. Metabasalt and serpentinite are thrust over the meta-sediment units. The lower Cretaceous red sandstone and conglomerate unconformably cover the aforementioned metamorphic assemblage. The lower Cretaceous shale, olive green marl, and grey thick-bedded orbitolina limestone deposited on the lower Cretaceous red beds. Intermediate, mafic, and acidic dykes are intruded into all units.

The host sequence involves two units, from bottom to top: 1) Palaeozoic-Mesozoic metamorphic complex, and 2) Lower Cretaceous succession. Mineralization has occurred as vein/veinlet, replacement, banded, breccia, banded, spotted, and microbial remains (botryoidal, radial, and needle). The main ore minerals are hematite, goethite, pyrolusite, braunite, psilomelane, minor hausmannite, cryptomelan, and manganite associated with pyrite, galena, and chalcopyrite. Gangue minerals are mostly dolomite, quartz, calcite, barite, and silica.

4-Conclusion

In the Band-e-Cherk region, two prominent magnetic anomalies in the north and east are related to volcanic and metagabbroic rocks, respectively. Despite the relatively high intensity of the northern anomaly, mineralization is not observed at the location of this anomaly. Instead, a magnetic survey reveals a high-positive magnetic anomaly (up to 2900 nT), which coincides with the site of a magnetite-enriched metagabbroic body east of the study area. Interpretation of the magnetometry results using geological evidence points to an asymmetric anticline and occurrences of hematite found on its limbs. It should be noted that hematite mineralization veins have no magnetic susceptibility and cannot contribute to magnetic anomalies. Field evidence and geophysical studies suggest that the age of mineralization is between the Lower Cretaceous and Palaeocene.

Based on geochemical studies, the low to medium amount of Fe in the veins is between 0.64% and 50.65%, and the low amount of manganese (MnO) is between 0.06 and 9.49%. Different major and minor elements ratios have been used to identify the ore-mineral origin. Geochemically, the ore samples have higher Ba, Pb, Si, and Sr contents and lower Co, Ni, P, and Ti concentrations and are characterized by positive Eu and negative Ce, Y, and Nd anomalies. REE composition strongly suggests a crucial role of the hydrothermal fluid in ore deposition. Our results indicated that the mineralization formed during the three metamorphic, hydrothermal, and supergene processes. Based on mineralogy, textures, and chemical variations, Band-e-Cherk economic mineralization is similar to those typical of hydrothermal deposits where the circulation of fluids into the fractured Anarak metamorphic complex has provided the conditions for the formation of manganese and iron mineralization. However, some mineralization results from the leaching of iron and manganese by freshwater during uplift and weathering.

References

- Ahankoub, M., Ayati, F., Mohamadi, A., 2021. Geology and geochemistry of the Shorab Kabir Mn mineralization North Shahrekord, Sanandaj-Sirjan. *Advanced Applied Geology* 12(3), 489-509. <https://doi.org/10.22055/AAG.2021.36360.2193>.
- Balini, M., Nicora, A., Berra, F., Garzanti, E., Levera, M., Mattei, M., Muttoni, G., Zanchi, A., Bollati, I., Larghi, C., Zanchetta, S., 2009. The Triassic stratigraphic succession of Naxh-lak (Central Iran), a record from an active margin. *Geological Society, London, Special Publications* 312(1), 287-321. <https://doi.org/10.1144/SP312.1.4>.

- Ehya, F., Marbouti, Z., 2021. The Shamsabad Fe-Mn deposit, Markazi province, Iran: LA-ICP-MS and sulfur isotopic geochemistry. *Ore Geology Reviews* 139, 104-555. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104555>.
- Ahankoub, M., Ayati, F., Mohamadi, A., 2021. Geology and geochemistry of the Shorab Kabir Mn mineralization North Shahrekord, Sanandaj-Sirjan. *Advanced Applied Geology* 12(3), 489-509. <https://doi.org/10.22055/AAG.2021.36360.2193>.
- Balini, M., Nicora, A., Berra, F., Garzanti, E., Levera, M., Mattei, M., Muttoni, G., Zanchi, A., Bollati, I., Larghi, C., Zanchetta, S., 2009. The Triassic stratigraphic succession of Nakhlak (Central Iran), a record from an active margin. *Geological Society, London, Special Publications* 312(1), 287-321. <https://doi.org/10.1144/SP312.1.4>.
- Ehya, F., Marbouti, Z., 2021. The Shamsabad Fe-Mn deposit, Markazi province, Iran: LA-ICP-MS and sulfur isotopic geochemistry. *Ore Geology Reviews* 139, 104-555. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104555>.
- Imamalipour, A., 2010. Mineralogy and geochemistry of Mn-Fe deposits associated with ophiolitic sediments in north of Chalderan, NW Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 18(1), 3-14.
- Maghfouri, S., Rastad, E., Movahednia, M., Lentz, D., Hosseinzadeh, M.R., Lin Ye, Mousivand, F., 2019. Metallogeny and temporal-spatial distribution of manganese mineralizations in Iran: implication for future exploration, *Ore mineral geology review* 115, 1-42. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103026>.
- Rahmatian, M., Lotfi, M., Ghaderi, M., 2019. Geochemistry of the Joun Abad manganese deposit, north Khash, Sistan and Baluchestan province. *Journal of Economic Geology*, 11(1), 81-103. <https://doi.org/10.22067/econg.v11i1.52594>.
- Zanchi, A., Barbarano, M., Agliardi, F., 2015. Inherited and active tectonic controls on the Piz Dora DSGSD (Val Mustair Switzerland). *Society and Territory* 2, 605-608. https://doi.org/10.1007/978-3-319-09057-3_100
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J., Pourkaseb, H., Asadi, S., 2018. Metal endowment reflected in chemical composition of silicates and sulfides of mineralized porphyry copper system, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, *Geochemica* 223, 36-59. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.11.012>.
- Zarrinkoub, M.H., Kalagari, A., Barghi, B., 2009. Mineralogy and genesis of Kamar Talar Mn in East of Birjand, Southern Khorasan, Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 17(2), 309-318. <https://ijcm.ir/article-1-591-fa.html>.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Shahin, M., Alaminia, Z., Khan Nasr-Esfahani, A., Sadeghisorkhani, H., 2023. Mineralogical, Geochemical, and Geophysical Studies in the Band-e-Cherk Iron-Manganese Prospect Area, Anarak Zone, Central Iran. *Adv. Appl. Geol.* 13(3), 714 – 743.

DOI: 10.22055/AAG.2022.41738.2313

URL: https://aag.scu.ac.ir/article_18242.html

©2023 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

مطالعه کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و زمین‌فیزیک در محدوده اکتشافی آهن-منگنز بندچرک، پهنه انارک، ایران مرکزی

مینا شاهین

کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، ایران

زهره اعلمی نیا*

دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، ایران

علی‌خان نصر اصفهانی

دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اصفهان (خوراسگان)، اصفهان، ایران

حمزه صادقی سرخنی

استادیار، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

* z.alaminia@sci.ui.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۰/۰۷

چکیده

محدوده اکتشافی بندچرک در مرز باختری پهنه ایران مرکزی، در شمال استان اصفهان قرار دارد. رخنمون‌های سنگی در این محدوده مجموعه دگرگونی‌های پالئوزوئیک-موزوئیک انارک، توالی رسوبی کرتاسه پیشین، کنگلومرای پالئوسن و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن هستند. توالی میزبان کانه‌زایی از پایین به بالا شامل دو واحد سنگی است: (۱) مجموعه دگرگونی پالئوزوئیک-موزوئیک و (۲) توالی کرتاسه زیرین. بافت کانه‌زایی بیشتر از نوع رگه-رگچه‌ای، جانشین، برشی، نواری، خالدار و بقایای میکروبی (تمشکی، کروی و سوزنی) است. کانه‌های اصلی به ترتیب هماتیت، گوتیت، پیرولووسیت، براونیت، پسیلوملان و کمتر هاسمانیت، تودوروکیت و مانگانیت همراه با گالن، پیریت و کالکوپیریت می‌باشد. کانی‌های باطله بیشتر دولومیت، کوارتز، کلسیت، باریت و سیلیس بی‌شکل هستند. بررسی‌های مغناطیس‌سنجی یک ناهنجاری مغناطیسی بزرگ (تا ۲۹۰۰ نانوتسلا) را نشان می‌دهد که منطبق بر موقعیت توده متاگابرویی غنی از مگنتیت در خاور منطقه مطالعاتی است. تفسیر مغناطیس‌سنجی با استفاده از شواهد زمین‌شناسی به یک تاقدیس نامتقارن اشاره دارد و رخداد هماتیت در بال‌های آن دیده شده است. از نگاه زمین‌شیمی، نمونه‌های معدنی مقادیر بالای Sr و Si, Pb, Ba و مقادیر پایینی از Ni, Co, P, Ti دارند و با غنی‌شدگی LREE و Eu و تهی‌شدگی عناصر Y, Ce, Nd مشخص می‌شوند. ترکیب REE بطور بارزی نقش مهم سیال گرمابی در نهشتگی ماده معدنی را نشان می‌دهد. نتایج ما نشان دادند که کانی‌زایی به ترتیب در طی سه فرایند دگرگونی، گرمابی و هوازدگی تشکیل می‌شود. بر پایه مطالعات کانی‌شناسی، بافت و تغییرات زمین‌شیمیایی، کانه‌زایی اقتصادی بندچرک شباهت زیادی با یک سامانه فعال گرمابی دارد که گردش محلول‌ها درون مجموعه دگرگونی انارک شرایط را برای تشکیل کانسازسازی فلزات آهن و منگنز فراهم کرده باشد. اگر چه بخشی از کانه‌زایی نتیجه شستشوی آهن و منگنز توسط آب‌های جوی، در طی بالآمدگی و هوازدگی تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: کانه‌زایی آهن-منگنز، زمین‌فیزیک، زمین‌شیمی، گرمابی، بندچرک، ایران مرکزی

۱- مقدمه

منگنز ته‌نشین می‌شوند (Glasby, 2006). از نهشته‌های آهن-منگنزدار دنیا می‌توان به کانسار ناموندی هند با سن آرکئن، کانسار اتوساند نامیبیا با سن پروتروزوئیک بالایی، اراکوم برزیل با سن نئوپروتروزوئیک و فرومنگنز الازیک-مالاتیای خاور ترکیه با سن ائوسن اشاره داشت (Xu et al., 2021).

در پوسته قاره‌ای، فراوانی آهن (۷/۰۸ درصد) نسبت به منگنز (۰/۱۴ درصد) بیشتر است. اکسیدهای آهن و منگنز در انواع محیط‌های خشکی و دریایی با فرآیندهای گرمابی و هوازدگی پدید می‌آیند. نهشته‌های آهن‌منگنزدار در نتیجه افزایش وضعیت اکسیداسیونی محیط و مهاجرت کاتیون‌های آهن و

گونگون توسعه زمین‌ساخت ایران در پالئوزوئیک و مزوزوئیک را از ۴۵۰ تا ۲۲۵ میلیون سال پیش، بطور تدریجی طی نموده است (Balini et al., 2009; Zanchi et al., 2015). پهنه انارک با طول حدود ۱۵۰ کیلومتر، جزئی از نوار افیولیت ملانژهای احاطه‌کننده مرز شمال باختری خردقاره ایران مرکزی می‌باشد و گمان می‌رود که قطعات رورانده‌ای از اقیانوس‌های تتیس کهن و تتیس نو باشد (Buchs et al., 2019). به همین دلیل تکوین زمین‌شناسی پیچیده‌ای را می‌توان برای این ناحیه در نظر گرفت. طبق نظر Bagheri and Stampfli (۲۰۰۸) و همچنین Buchs و همکاران (۲۰۱۹) دگرگونی‌های انارک مرکب از طیف وسیع سنگ‌های آذرین و توالی‌های رسوبی پالئوزوئیک پایانی تا تریاس هستند که چندین مرحله دگرشکلی و دگرگونی با درجاتی از شیست سبز، آمفیولیت و شیست آبی نشان می‌دهند. برخی اعتقاد دارند که توالی سیلیسی-آواری دگرگون شده انارک و بقایای افیولیتی همراهش، به مجموعه افزایشی واریسکان منتسب هستند و سن دگرگونی این مجموعه با سن‌سنجی آرگون-آرگون بر روی رخساره‌های دگرگونی شیستی-آمفیولیتی، سن ۳۳۳ تا ۳۲۰ میلیون سال تعیین شده است (Bagheri and Stampfli, 2008; Zanchi et al., 2009). درحالی‌که برخی مجموعه دگرگونی انارک را منشور برافزایشی متشکل از چند واحد دگرگونی-زمین‌ساختی (tectonometamorphic) می‌دانند و از دید زمین‌شیمی سنگ‌های متنوع آذرین همراهش را از انواع NMORB، EMORB، BABB، OIB و کمانی معرفی کرده‌اند (Zanchi et al., 2009; Brunet et al., 2009; Buchs et al., 2013). به تازگی Pirnia و همکاران (۲۰۲۰) پیشنهاد کرده‌اند واحدهای آمیزه‌ی رنگین‌عشین و نایین (شمال اصفهان) که در کرتاسه بالایی در موقعیت پیش‌کمان پدید آمده‌اند حاصل فرورانش تتیس نو به زیر پوسته قاره‌ای خردقاره ایران مرکزی در کرتاسه زیرین می‌باشند. مجموعه تکتونیکی انارک به صورت ناپیوسته و دگرشیمی فرسایشی با رسوبات کرتاسه زیرین تا کرتاسه بالایی پوشیده شده‌اند. با گسترش وسیع سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن منتج از فرورانش صفحه عربی در زیر لبه ایران مرکزی، حوضه ایران مرکزی به عنوان حوضه پشت‌کمانی در نظر گرفته شده است (Bagheri and Stampfli, 2008). به دنبال بسته شدن کامل اقیانوس نئوتتیس، زاگرس مرتفع و برخورد قاره به قاره (ایران مرکزی و عربی) و حرکات

در ایران مرکزی، پهنه فلززایی انارک میزبان کانسار و نشانه‌های متعدد آهن و منگنز همچون خالوحیدر، چاه‌پلنگ، دوشاخ، فالگاه، بته‌علم، خوار و بوالعظیم، بوته اسماعیلیان، کوه باباخالد و بندچرک است که بیشتر آنها در مجموعه دگرگونی پالئوزوئیک-مزوزوئیک و توالی رسوبی کرتاسه جای گرفته‌اند (Sharkovski et al., 1984). علیرغم وجود کانی‌سازی‌های گسترده، مطالعات پژوهشی کمتری در مورد ساز و کار تشکیل کانه‌زایی آهن و منگنز در این ناحیه، به چاپ رسیده است که از جمله می‌توان به بررسی رخداد آهن چاه‌پلنگ واقع در جنوب-خاوری انارک اشاره نمود که کانی‌سازی را مرتبط با فعالیت‌های گرمایی معرفی می‌کند (Barati et al., 2019). به تازگی مطالعات دورسنجی به منظور بارزسازی کانی‌های آهن‌دار در باختر انارک انجام گرفته و داده‌های لندست-۸، استر و سنتینل-۲ مقایسه شده است (Shahin et al., 2021). منطقه اکتشافی آهن‌مگنزدار بندچرک در ۱۸۸ کیلومتری اصفهان، نیمه باختری پهنه معدنی انارک و در حاشیه باختری ایران مرکزی قرار دارد. با توجه به نیاز روزافزون صنایع فولاد به ماده خام اولیه آهن، کشف و استخراج ذخایر جدید آن ضروری است. از اینرو مطالعات زمین‌شیمیایی، بررسی‌های زمین‌فیزیکی، حفاری ترانشه و گمانه توسط گروه‌های اکتشافی زیر نظر شرکت فولاد مبارکه در حال انجام است (Shahin, 2022). از کانسارهای همجوار که هم‌اکنون توسط بخش خصوصی به بهره‌برداری رسیده است می‌توان معادن آهن هماتیتی دوشاخ، منگنز کوه باباخالد و باریت چاه روشن را نام برد. در این نوشتار با استفاده از داده‌های زمین‌شناسی، کانی‌سازی، زمین‌فیزیک و زمین‌شیمی به معرفی نوع کانه‌زایی بندچرک پرداخته شده است.

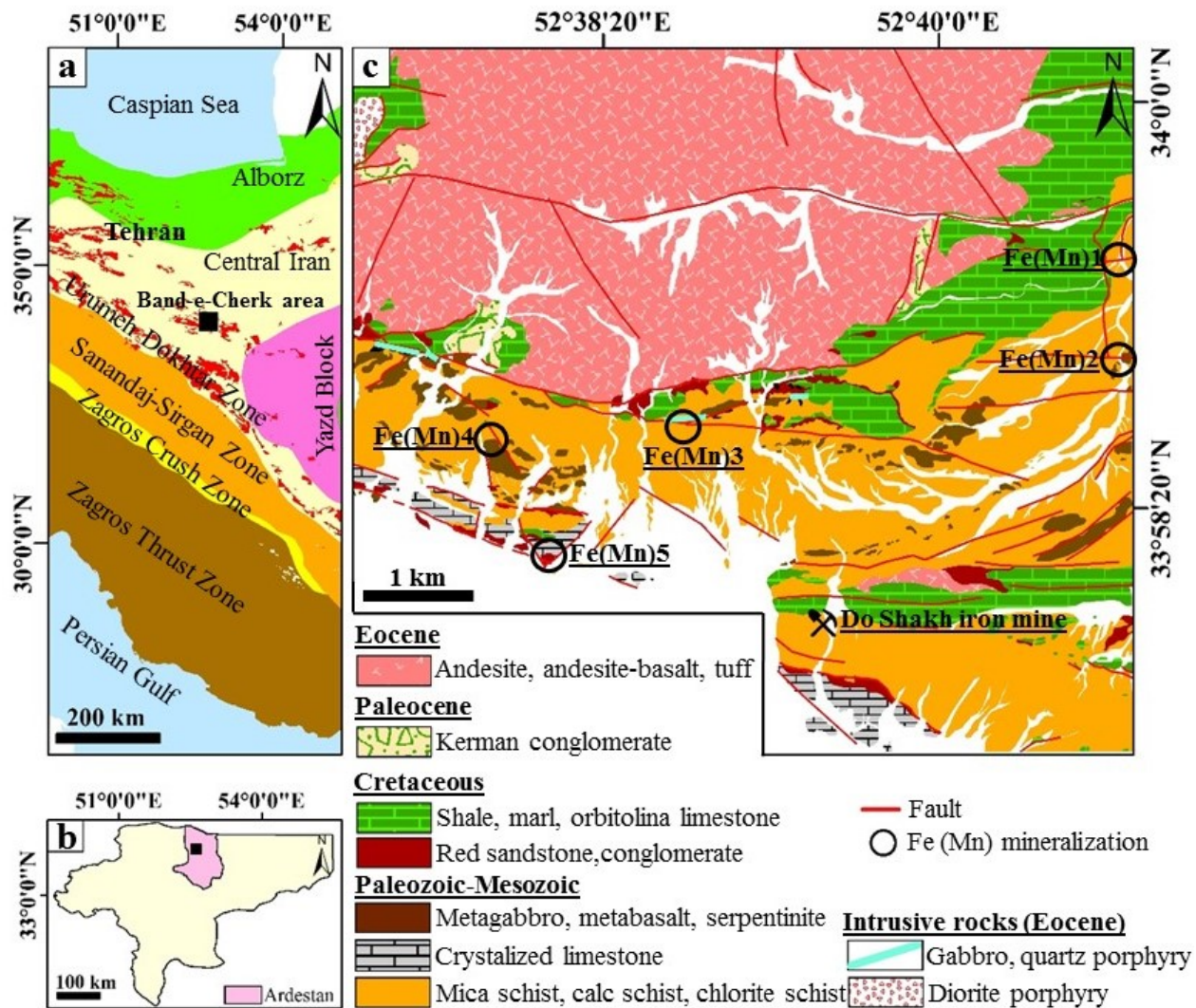
۲- زمین‌شناسی

۲-۱- زمین‌شناسی عمومی

منطقه بندچرک قسمتی از دگرگونی‌های انارک به‌شمار می‌رود و در پهنه ایران مرکزی جای دارد (شکل ۱a). این منطقه در شمال استان اصفهان و در ۷۰ کیلومتری شهرستان اردستان (شکل ۱b)، در محدوده‌ای با مختصات ۳۷°۵۲ تا ۳۷°۴۰ عرض شمالی و ۵۲°۳۷ تا ۵۲°۳۳ طول خاوری و ۲۲°۵۷ تا ۲۲°۳۳ عرض شمالی واقع گردیده است (شکل ۱c). اولین مطالعات انجام شده در پهنه انارک منتسب به گزارش‌های زمین‌شناسی و متالوژنی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ انارک (Sharkovski et al., 1981) و (Sharkovski et al., 1984) می‌باشد. مجموعه انارک مراحل

گسلش وارون و چین خوردگی آغاز شده است (Kargaranfahghi et al., 2012).

پس از برخورد سبب فعالیت ماگمایی و برخاستگی ناحیه شده است که تا هم اکنون ادامه دارد (Shayanfar et al., 2016). حرکات کوهزایی در ایران مرکزی از اواسط مزوزوئیک با ایجاد

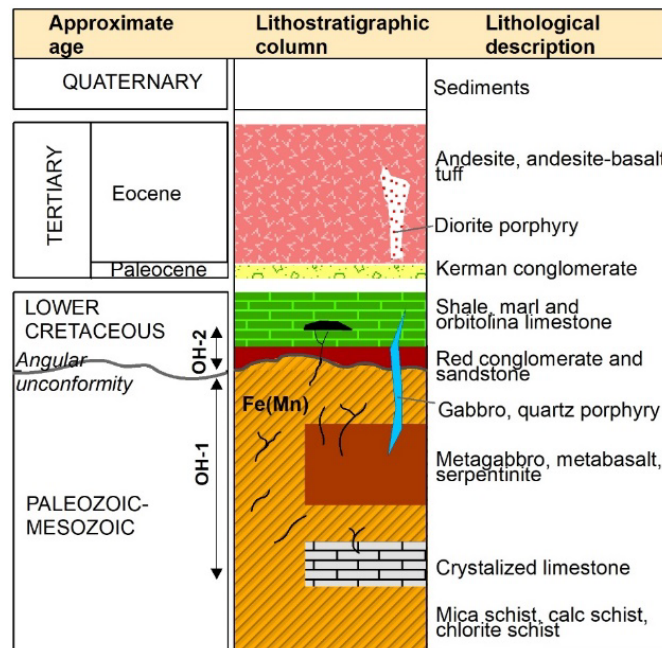


شکل ۱- (a) موقعیت ساختاری منطقه بندچرک در ایران مرکزی، (b) موقعیت منطقه اکتشافی بندچرک در استان اصفهان و (c) نقشه زمین شناسی منطقه اکتشافی بندچرک و موقعیت کانه‌زایی آهن و منگنز بر روی آن، با تغییراتی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه دم (Sharkovski et al, 1981).
 Fig. 1. (a) Structural position of Band-e-Cherk area in Central Iran, (b) Location of Band-e-Cherk prospect area in Isfahan province, and (c) Geologic map of Band-e-Cherk prospect area and location of iron and manganese mineralization on it, modified after 1:100000 geological map of Kuh-e-Dom (Sharkovski et al, 1981).

مزوزوئیک انارک، توالی رسوبی کرتاسه زیرین، کنگلومرای کرمان با سن پالئوسن و مجموعه سنگ‌های آذرین ائوسن هستند که در منطقه بندچرک برونزد دارند (شکل‌های c) و (۲):

۲-۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

برپایه پیمایش‌های صحرایی انجام گرفته و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه دم (Sharkovski et al, 1981)، مهم‌ترین رخنمون‌های سنگی شامل مجموعه دگرگونی‌های پالئوزوئیک-



شکل ۲- مقاطع سنگ‌شناسی توالی‌های آهن منگنزدار در منطقه بندچرک، OH: افق ماده معدنی.

Fig. 2. Lithological sections of the Fe-Mn-bearing sequences at the Band-e-Cherk area, OH: Ore Horizon.

- **نهبشته‌های کرتاسه پیشین:** در منطقه بندچرک، یک دگرشیبی فرسایشی زاویه‌دار بین مجموعه دگرگونی-زمین-ساختی انارک با ردیف‌های سیلیسی-آواری سرخ رنگ (نئوکومین-بارمین) مربوط به شروع توالی کرتاسه پایینی مشاهده می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳b). این پدیده ساختاری نمایانگر رخداد اصلی کوهزایی سیمیرین در ایران مرکزی است که قبل از پیشروی دریای کرتاسه پیشین بوده است (Buchs et al., 2013). ضخامت کنگلومرا-ماسه‌سنگ ارغوانی در منطقه مطالعاتی متغیر و از نیم تا ۲ متر است. بطور کلی توالی کرتاسه از یک واحد کنگلومرا/ماسه‌ای همراه با قطعات گردشده کوارتز و کمتر کربنات، آهک دریایی کم‌عمق با قطعات گردشده کوارتز، مجموعه هیبریدی با بین لایه‌های آهکی (مارن، ماسه و شیل آهکی)، آهک‌های توده‌ای اوربیتولین‌دار و دولومیت تشکیل شده است (Wilmsen et al., 2018). جنس سنگ‌های کرتاسه پیشین در منطقه بندچرک عمدتاً کربناته هستند و با همبری گسلی در کنار واحدهای قدیمی جای گرفته‌اند. در جنوب باختری منطقه مطالعاتی، کربنات‌های کرتاسه پیشین به صورت آهک و مارن بلورین و بدون فسیل مشاهده می‌شود.

- **کنگلومرای پالتوسن:** اندک رخنمونی از کنگلومرای قرمز در باختر محدوده مشاهده گردید که از پیل‌های آهکی اوربیتولین‌دار کمی گردشده با جورشدگی ضعیف در اندازه

- **سنگ‌های دگرگونی:** کهن‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته مربوط به مجموعه دگرگونی پالئوزوئیک-مزوزوئیک انارک است که شامل فیلیت، شیست، همراه با سنگ‌های متابازیت و متاپریدوتیت است که به صورت توده‌ای، دایک و بین‌لایه‌ای و هم‌روند با رسوبات دگرگونی، گاهی شیستوزیته شده‌اند (Lensch and Davoudzadeh, 1982; Balini et al., 2009, Wilmsen et al., 2020). بر اساس بازدیدهای میدانی، این مجموعه دگرگونی با میان‌لایه‌هایی از سنگ آهک‌های ناخالص دولومیتی و بازبلورین همراه هستند که تاحدودی چین‌خورده و فرسایش زیادی پیدا کرده‌اند (شکل‌های C1 و ۲). در پیمایش و برداشت‌های صحرائی، لکه‌های تیره رنگ و مرتفع‌ساز نسبتاً کوچک و بزرگ از جنس متابازالت، متاگابرو و سرپنتینیت در میان واحدهای شیستی دیده می‌شود. متاگابرو کهن‌ترین توده‌های نفوذی منطقه و بدون ساخت مشخصی هستند. گاهی به صورت دایک‌های مافیک در داخل سنگ‌های رسوبی دگرگون دیده می‌شوند و در نمونه دستی بیشتر به رنگ سبز تیره هستند. مجموعه سنگی پریدوتیت سرپانتینی شده و گابروها بر روی سنگ‌های رسوبی دگرگونی رانده شده‌اند (شکل ۳a) بطوریکه سنگ‌های مافیک در بخش فوقانی شیست‌های فرسایش یافته، با مرز مشخصی مشاهده می‌شوند و در برخی رخنمون‌ها دگرسانی کمتری نشان می‌دهند.

۳- روش مطالعه

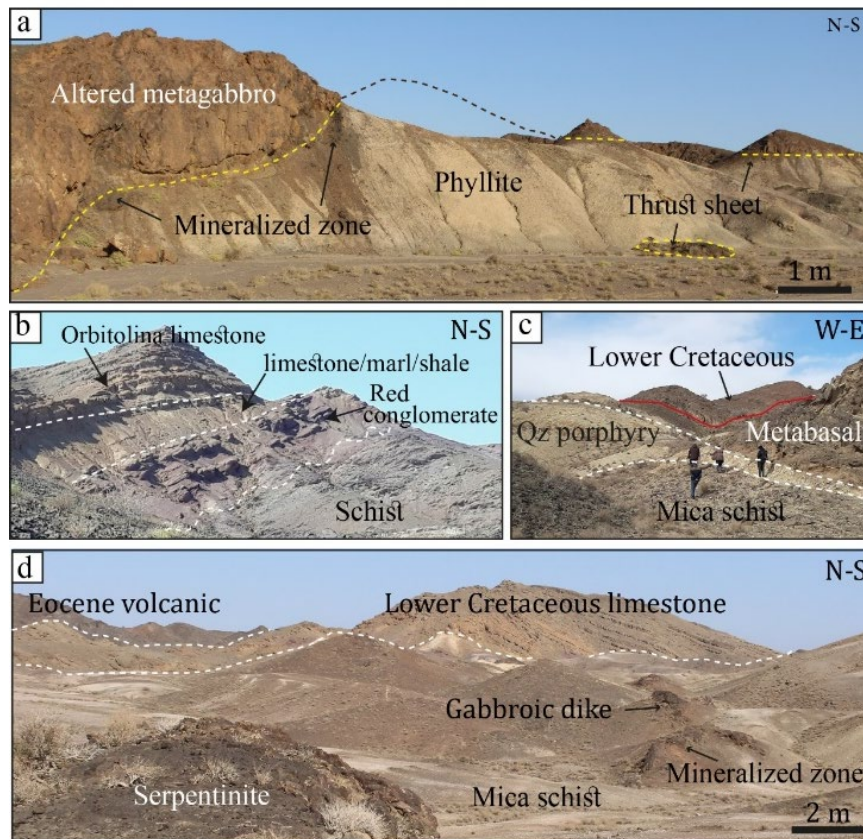
به منظور دستیابی به اهداف مطالعه، عملیات نمونه برداری از بخش‌های مختلف شامل واحدهای سنگی، سنگ میزبان کانی-زایی و کانه‌سازی آهن و منگنز انجام و در مجموع ۱۳۲ نمونه در منطقه‌ای به وسعت ۲۸ کیلومتر مربع برداشت شد. سپس ۳۹ مقطع نازک از واحدهای سنگی، ۲۱ مقطع نازک صیقلی و ۲ بلوک صیقلی از ماده معدنی جهت مطالعات پتروگرافی، کانی‌شناختی و کانی‌سازی تهیه گردید و با استفاده از میکروسکوپ‌های پلاریزان عبوری-انعکاسی مدل Olympus در محل آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه اصفهان مطالعه شدند. پس از مطالعات پتروگرافی، جهت مطالعات زمین‌شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی تعداد ۲۷ نمونه از بخش‌های مختلف رگه‌های کانه‌دار انتخاب و اکسیدهای اصلی با روش فلورسانسی پرتوایکس (XRF) و عناصر فرعی و نادر حاکی به ترتیب با روش‌های طیف‌سنج نوری پلاسما جفت شده القایی (ICP-OES) و طیف‌سنج جرمی پلاسما جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه زرازا تجزیه شیمیایی شدند. حد تشخیص عناصر فرعی و کمیاب از ۰/۱ تا ۱ ppm ارائه شده است. به منظور مطالعه شیمی کانسنگ آهن منگنزدار، ۱۴ نمونه کانه‌دار با میزبان شیبست، ۴ نمونه با میزبان متاگابرو، یک نمونه با میزبان کنگلومرای قاعده کرتاسه و ۸ نمونه با میزبان آهک کرتاسه انتخاب شده است. پس از مطالعه مقاطع صیقلی به منظور شناسایی دقیق و حصول اطمینان از مطالعات کانی‌شناختی تعداد ۳ نمونه انتخاب و به روش پراش‌سنجی پرتو ایکس (X-Ray Diffractometry) توسط دستگاه فیلیپس 1480PW، در آزمایشگاه زرازمای تهران تجزیه گردید.

به منظور آگاهی از گسترش عمقی توده‌های فرومغناطیس، شناسایی و تفکیک واحدهای زمین‌شناسی در محدوده بندچرک، بررسی‌های زمین‌فیزیکی توسط تیم اکتشافی شرکت فولاد مبارکه، به روش مغناطیس‌سنجی با شبکه منظم ۵۰ متر در ۵۰ متر بر روی سه ناحیه از این محدوده انجام گرفت. تعداد ۴۶۱۶ نقطه برداشت مغناطیسی با استفاده از دستگاه‌های مگنتومتر پروتونی از نوع GEM System مدل GSM-19T اندازه‌گیری شده است. در این پژوهش، داده‌ها به کمک نرم‌افزار Oasis montaj مورد پردازش قرار گرفته و نتایج حاصله به صورت نقشه‌های مختلف ترسیم و تفسیر شدند.

قطعات ۰/۵ تا بیش از ۵۰ سانتی‌متر و شکل‌های متغیر (هم بعد، بیضوی، تابولار و نامنظم) تشکیل شده‌اند و هیچ آثار کانه‌زایی در آن مشاهده نمی‌شود (شکل ۲). از آنجا که هیچ قطعه آذرین مربوط به ائوسن در آن یافت نمی‌شود، بنظر می‌رسد معادل کنگلومرای کرمان باشد.

- **سنگ‌های آذرین ائوسن:** در بخش شمالی منطقه، مجموعه آتشفشانی به سن ائوسن مشتمل بر آندزیت بازالت، آندزیت و توف به‌صورت کمانی گسترش دارند (Sharkovski et al, 1981). پس از پایان فوران ماگمایی و یا در نتیجه عملکرد فازهای تکتونیکی، توده‌های نیمه‌نفوذی بازیک تا اسیدی به صورت دایک و آپوفیز به درون واحدهای دگرگونی منطقه تزریق شده است (شکل ۲). دایک‌ها با طول نسبتاً زیاد، شیب زیاد و ستبرای ۱ تا ۴ متر اغلب روند خاوری-باختری (E-W) دارند و به نظر می‌رسد حاصل تزریق در شکستگی‌های ناشی از خمش واحدهای قدیمی‌تر باشند. دایک‌ها در صحرا با رنگ‌های خاکستری، سبز و سفید شیری مشاهده می‌شوند (شکل ۳ و d). بافت دانه‌ریز و ترکیب گابروپورفیری، دیوریت-پورفیری و کوارتز پورفیری دارند.

مشاهدات میدانی حاکی از این است که منطقه بندچرک متأثر از فازهای تکتونیکی سیمین پسین، دگرشکلی را به صورت گسلش و چین‌خوردگی مجموعه دگرگونی و رسوبات کرتاسه و به دنبال آن ماگماتیسم منطقه متحمل شده است که در میزان تخریب و فرسایش سنگ‌های قدیمی‌تر دگرگونی نقش بسزایی داشته است. پیمایش‌های صحرائی نشان می‌دهد گسل‌ها و چین‌خوردگی مهم‌ترین عامل چهره‌ساز توپوگرافی منطقه بندچرک هستند و مرز میان واحدهای دگرگونی و رسوبات کرتاسه و نئوژن را تشکیل داده‌اند و عمدتاً راستای شمال-باختری-جنوب‌خاوری متمایل به خاوری-باختری دارند. این گسل‌ها هیچ دگرشکلی را به واحدهای کواترنری تحمیل نکرده‌اند. در مرکز محدوده، تاقدیس به صورت چینی باز و نامتقارن دیده می‌شود که روند محوری آن خاوری-باختری است. کهن‌ترین واحد رخنمون یافته در تاقدیس، مجموعه دگرگونی مزوزوئیک است که در هسته تاقدیس یک دایک مافیک با طول زیاد و ستبر برونزد دارد و سازندهای کرتاسه پیشین در بال‌های آن بخوبی گسترش یافته‌اند. به نظر می‌رسد به دلیل تداوم اعمال تنش فشارشی، لایه‌های بال‌های تاقدیس در حاشیه‌ها شیب زیاد پیدا کرده‌اند.



شکل ۳- تصاویر صحرایی از واحدهای سنگی منطقه بندچرک، (a) بالآمدگی زمین‌ساختی واحد متاگابرو به صورت تاقدیس با هسته واحد دگرگونی فیلیت-شیست، (پایین-چپ) ورقه‌های رانده متاگابرو، (b) دگرشیبی بین شیست‌ها با توالی ماسه و کنگلومرای قرمز و آهک زرد تا خاکستری کرتاسه زیرین، (c) دایک کوارتز پورفیری در مجموعه دگرگونی انارک تزریق شده است، و (d) مرز گسلی آهک کرتاسه با شیست‌ها و متالرزولیت، سنگ‌های ائوسن هر دو واحد را قطع کرده‌اند.

Fig. 3. Field photos of the rock units from Band-e-Cherk area, (a) The tectonic uplift of metagabbroic unit as an anticline with the core of the phyllite-schist metamorphic unit, (bottom-left) Thrust sheets of metagabbro, (b) A disconformity between the schists and sequences of red conglomerate, and sandstone, and Lower Cretaceous gray to yellow limestone, (c) Quartz porphyry dike was injected into Anarak metamorphic complex, and (d) Fault contact of the Cretaceous limestone with schists and metalherzolite, both units are cut by Eocene rocks.

۴- نتایج

۴-۱- پتروگرافی و کانی‌شناسی سنگ‌های میزبان

جهت معرفی بهتر جایگاه چینه‌ای رخداد کانه‌زایی آهن و منگنز، به شرح سنگ‌نگاری توالی سنگی در برگیرنده کانه‌زایی بندچرک پرداخته شده است.

- فیلیت و شیست: فیلیت خاکستری رنگ با شیستوزیته ظریف و پورفیروبلاست‌های سیاه رنگ همراه شده است. شیست‌ها برگوارگی واضحی داشته و با تورق مشخص و جلای براق مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها بافت لپیدوبلاستیک و گرانوبلاستیک دارند و از کانی‌های اصلی کوارتز، مسکویت، آلبيت، کلریت، کلسیت و کمتر بیوتیت، مواد آلی و کانی کدر

تشکیل شده‌اند (شکل ۴a). در خاور منطقه، پورفیروبلاست‌های خودشکل کوارتز، مسکویت و بندرت کانی‌های کدر همزمان با اولین مرحله دگرریختی و تشکیل برگوارگی رشد یافته‌اند (شکل ۴e). کوارتز و فلدسپار در این سنگ‌ها فراوانی بالایی دارند و به صورت کشیده و پهن شده بین میکاها دیده می‌شوند. بر پایه مطالعات میکروسکوپی، این مجموعه از دگرگونی ناحیه‌ای رسوبات شیل و ماسه‌سنگ پالئوزوئیک در رخساره شیست سبز تشکیل شده‌اند. دگرسانی کربناته گسترش چندانی ندارد و این سنگ‌ها بیشتر متحمل دگرسانی سیلیسی شده و با نزدیک شدن به بخش‌های کانه‌دار، بر شدت رگه/رگچه‌های کوارتز و اجتماعات کربناته افزوده می‌شود.

- متابازیت و متاپریدوتیت: متابازالت از کانی‌های اولیه الیوین، پیروکسن و اندکی پلاژیوکلاز با بافت پورفیروبلاست تشکیل شده است. گاهی حاشیه‌ای سیاه در اطراف و درون شکستگی‌های آنها دیده می‌شود. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده متاگابروها، بقایایی از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، مگنتیت و اکسیدهای ثانویه آهن با بافت گرانوبلاستیک است (شکل b۴). کلینوپیروکسن‌ها بیشتر به اورالیت و در مواردی به آمفیبول‌های رشته‌ای اکتینولیت/ترمولیت تبدیل شده‌اند بطوریکه اثری از کلینوپیروکسن در داخل آمفیبول دیده نمی‌شود. پلاژیوکلازها (آلبیت) سوسوریتی شده‌اند که سبب ایجاد کانی اپیدوت، کلریت و کلسیت شده است که نشانگر درجه دگرگونی پایین می‌باشد. کانی‌های اکسید آهن در حاشیه و امتداد رخ کانی‌های مافیک اولیه دیده می‌شود. متاپریدوتیت‌ها خطوارگی نمایانی ندارند و به‌نظر متالرزولیت هستند. کانی‌های سازنده شامل اولیوین، ترمولیت/اکتینولیت، سرپانتین، مگنتیت و کلریت بوده و بافت‌های پورفیروبلاستیک، گرانوبلاستیک، نماتوبلاستیک و مشبک نشان می‌دهند. آمفیبول‌های سالم به دلیل جانیشینی با مگنتیت، حضور کمتری دارد و در واریزه‌های سنگی بخش خاوری، خاصیت مغناطیسی شدیدی دیده می‌شود (شکل b۴). لیزاردیت که محصول فرایند دگرگونی پسرونده است، در حاشیه برخی الیوین‌ها و شکستگی‌ها مشاهده می‌شوند.

- توالی رسوبی کرتاسه پیشین: مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد سازند تخریبی قاعده سرخ کرتاسه پیشین شامل قطعات با اندازه‌های گوناگون (۱/ تا ۵ میلی‌متر) از جنس کوارتز، کربنات و کمتر سنگ‌های دگرگونی پی‌سنگ است (شکل c۴). این نهشته نشانگر شروع رسوبگذاری توالی کرتاسه در یک محیط ساحلی کم ژرفا-خشکی هستند. در افق‌های بالاتر، رسوبات شیل، مارن و آهک زیتونی از دانه‌های تخریبی کوارتز و اندکی قطعات فسیلی تشکیل شده است. کانی‌زایی در توالی نامبرده گسترش داشته و عمدتاً در پهنه‌ی آسیب‌دیده گسلی و به فرم رگه، عدسی و برشی در شکستگی‌های آهک‌ها مشاهده می‌شود. پتروگرافی نشان می‌دهد آهک اوربیتولین‌دار خاکستری رنگ با ساخت توده‌ای حاوی فسیل‌های اوربیتولین، رودیست، گاستروپود، دوکفه‌ای و اکینودرم هستند که با چشم غیر مسلح دیده شده و شاخص کرتاسه پیشین هستند. نام سنگ بر اساس طبقه‌بندی دانه‌ام (۱۹۶۲)، اوربیتولینا رودیست بایوکلاست و کستون پکستون است. تمامی فسیل‌ها دچار نفومورفیزم یا

تبلور مجدد شده‌اند (شکل d۴).

۴-۲- کانه‌زایی، پتروگرافی و کانی‌شناسی افق‌های کانه‌دار

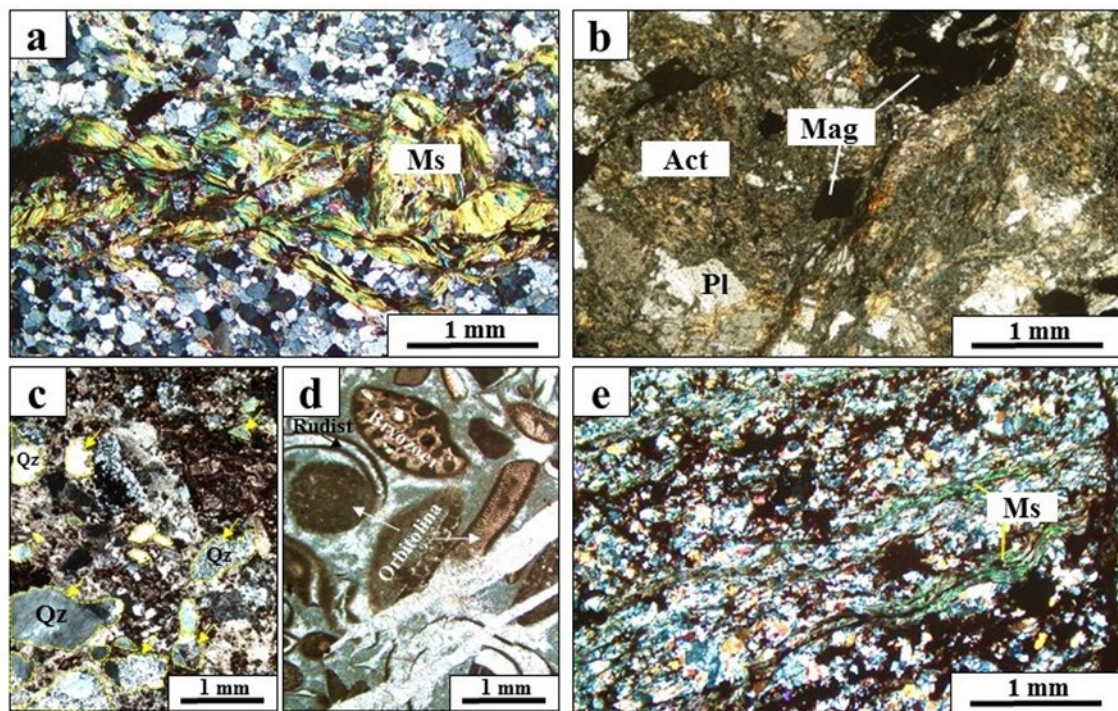
تعیین نوع کانه‌های منگنز و شناسایی بافت‌ها می‌تواند در شناسایی نوع کانسار مفید باشد. بر اساس مطالعات صحرایی انجام گرفته از محدوده اکتشافی بندچرک، تعداد ۵ زون کانه-زایی هماتیت منگن‌دار با ژئومتری رگه-رگچه‌ای و توده‌ای، عموماً به صورت غیرهم شیب نسبت به سنگ میزبان و در مواردی هم‌روند با لایه‌بندی آهک و مارن‌ها شناسایی شده است (شکل‌های c۱، ۲ و ۵ a-g). پیکره‌های معدنی بیشتر در سنگ میزبان شیست و کمتر در سنگ میزبان‌های آهک بلورین و متاگابروی پالئوزوئیک-مزوزوئیک، کنگلومرای قاعده کرتاسه و آهک مارنی کرتاسه زیرین رخ داده است. رخداد آهن و منگنز از نظر جایگاه چینه‌ای، به دو افق OH-1 (دگرگونی‌های پالئوزوئیک-مزوزوئیک) و افق OH-2 (بخش‌های آغازین توالی رسوبی کرتاسه زیرین) تقسیم می‌شود (شکل ۲).

۴-۲-۱- افق (۱) کانه‌زایی

این افق کانه‌دار در مجموعه‌ی دگرگونی پالئوزوئیک-مزوزوئیک قرار دارد (شکل ۲). شیست‌ها با گستردگی زیاد، مهم‌ترین میزبان کانی‌زایی محسوب می‌شوند و در بیشتر نقاط محدوده بندچرک، به وسیله رگه-رگچه‌هایی از ماده معدنی و رگه‌های سیلیسی قطع شده‌اند. ماده معدنی بیشتر با گسل‌های پر شیب (۸۴ تا ۸۷ درجه)، با درازای ۵۰ متر و حتی تا ۱۰۰ متر و ستبرای ۵۰ سانتی‌متر تا ۵ متر، اغلب با امتداد خاوری-باختری متمایل به شمال‌باختر-جنوب‌خاور مشاهده می‌شود. از اینرو ماده معدنی در همبری با مجموعه دگرگونی، ساخت و کانی-شناسی کاملاً متفاوت از سنگ اولیه را نشان می‌دهد و تنها در بخش باختری، همبری تدریجی بین عدسی‌های کانه‌دار با شیست دیده می‌شود (شکل ۵ a-b). در این رخنمون، رگچه-های منگن‌دار در سطوح ضعف برگوارگی سنگ دیده می‌شود و بندرت سولفیدهای دانه‌ریز در متن سنگ همراه با دولومیت، کلسیت و سرسیت به چشم می‌خورد. در خاور منطقه، هماتیت به فرم رگه و رگچه‌ای در مرز میان متاگابروی دگرسان با دگرگونی‌های رسوبی جای گرفته و یا به فرم دسته‌جات عمودی متاگابرو را قطع کرده‌اند (شکل ۵ a و c). نتایج حاصل تجزیه پراش پرتو ایکس از کانی‌های فرومنگنز در سه نمونه، حضور کانی‌هایی همچون هماتیت، گوتیت، پیرولوزیت و براونیت را در

کلریت و کلسیت تشکیل شده‌اند و در مرز با شیست‌ها، قالب بلورهای شکل دار لوز وجهی دولومیت با اکسیدهای آهن و منگنز پر شده و بافت دروغین ایجاد کرده‌اند (شکل ۶b). کانی‌های اکسیدی بیشتر از نوع هماتیت، پیرولوسیت، براونیت و کانی‌های هیدروکسیدی از نوع گوتیت، لیمونیت، پسیلوملان، کمتر منگانیت، رامسدلیت، مالاکیت و آزوریت کانه‌های تشکیل دهنده ماده معدنی هستند که با کانی‌های باطله کوارتز، کلسیت، باریت، کلریت و سیلیس بی‌شکل همراه شده‌اند. در مراحل پایانی کانی‌های تودروکیت، هاسمانیت و منگانیت در سنگ‌های شیستی با بافت‌های میکروبی از نوع کروی، سوزنی-الیافی و سرریزهای همراه با اوپال/کلسدونی و کوارتزهای دانه‌ریز آشکار شده‌اند.

منطقه بندچرک آشکار کرد (جدول ۱). از بارزترین بافت‌های مشاهده شده در ماده معدنی اکسید و هیدروکسیدهای فرومنگنز می‌توان بافت‌های شکافه پرکن، داربستی، جانشینی، نواری، خالدار و کمتر برشی، هم‌رشدی، پوسته‌ای، شبه‌گرافیکی، انتشاری و بافت‌های میکروبی را نام برد (شکل ۶). شواهد صحرایی همراه با مطالعات میکروسکوپی حضور حداقل دو فرایند کانه‌زایی اولیه را در دوره‌های زمانی مجزا در این افق نشان می‌دهد. مرحله نخست رسوبات، هم‌زمان با دگرگونی در نزدیک گسل‌ها دولومیتی شده‌اند که با تشکیل اندکی کانی‌های سولفیدی دانه‌ریز و پراکنده از نوع پیریت و کالکوپیریت و رگچه‌های منگنز دنبال شده است. در دوره زمانی دوم، در اثر دگرسانی متابازیت‌ها ناشی از هجوم سیال‌های کانه‌دار، جانشینی کامل مگنتیت با آمفیبول همراه با کانی‌های بیوتیت،



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از واحدهای دگرگونی در منطقه بندچرک در نور عبوری (XPL)، (a) بلورهای بزرگ و اولیه مسکویت در بین کوارتز و فلدسپار در واحد میکاشیست دیده می‌شود، (b) ترمولیت/اکتینولیت بطور کامل جانشین کانی مافیک اولیه (پیروکسن) شده است. بلورهای مگنتیت بطور جانشینی آمفیبول یا پراکنده در متن متاگابرو حضور دارد، (c) پیل‌های سازند قاعده کرتاسه با فلش‌های زرد نشان داده شده است، (d) جانشینی فسیل‌های موجود در آهک‌های اوریبتولین‌دار با کانی گوتیت، و (e) کانه‌زایی در میکا شیست. نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans, 2010): Act: اکتینولیت، Mag: مگنتیت، Ms: مسکویت، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز.

Fig. 4. Microscopic photos of metamorphosed units in Band-e-Cherk area in transmitted light (XPL), (a) Large and primary muscovite crystals among quartz and feldspar in mica schist unit, (b) Mafic minerals (pyroxene) have been completely replaced by actinolite/tremolite. Magnetite crystals are replaced by amphibole or scattered on the matrix of metagabbro rock, (c) Pebbles of the Cretaceous basal Formation are shown with yellow arrows, (d) Replacement of fossils in Orbitolina bearing-limestones by goethite mineral, and (e) Mineralization in micaschist. Mineral abbreviation from Whitney and Evans (2010): Act: actinolite, Mag: magnetite, Ms: muscovite, Pl: plagioclase, Qz: quartz.

جدول ۱- ترکیب کانی‌شناسی کانسنگ فرومنگنز بندچرک (نتایج XRD).

Table 1. Mineralogical composition of Band-e-Cherk ferro-manganese ore (XRD results).

Sample number	Major phases	Minor phases
MS24	Goethite, Quartz	Hematite, Pyrolusite, braunite
MS34	Quartz, Goethite, Hematite	-
MS12	Calcite, Goethite, Hematite	Quartz

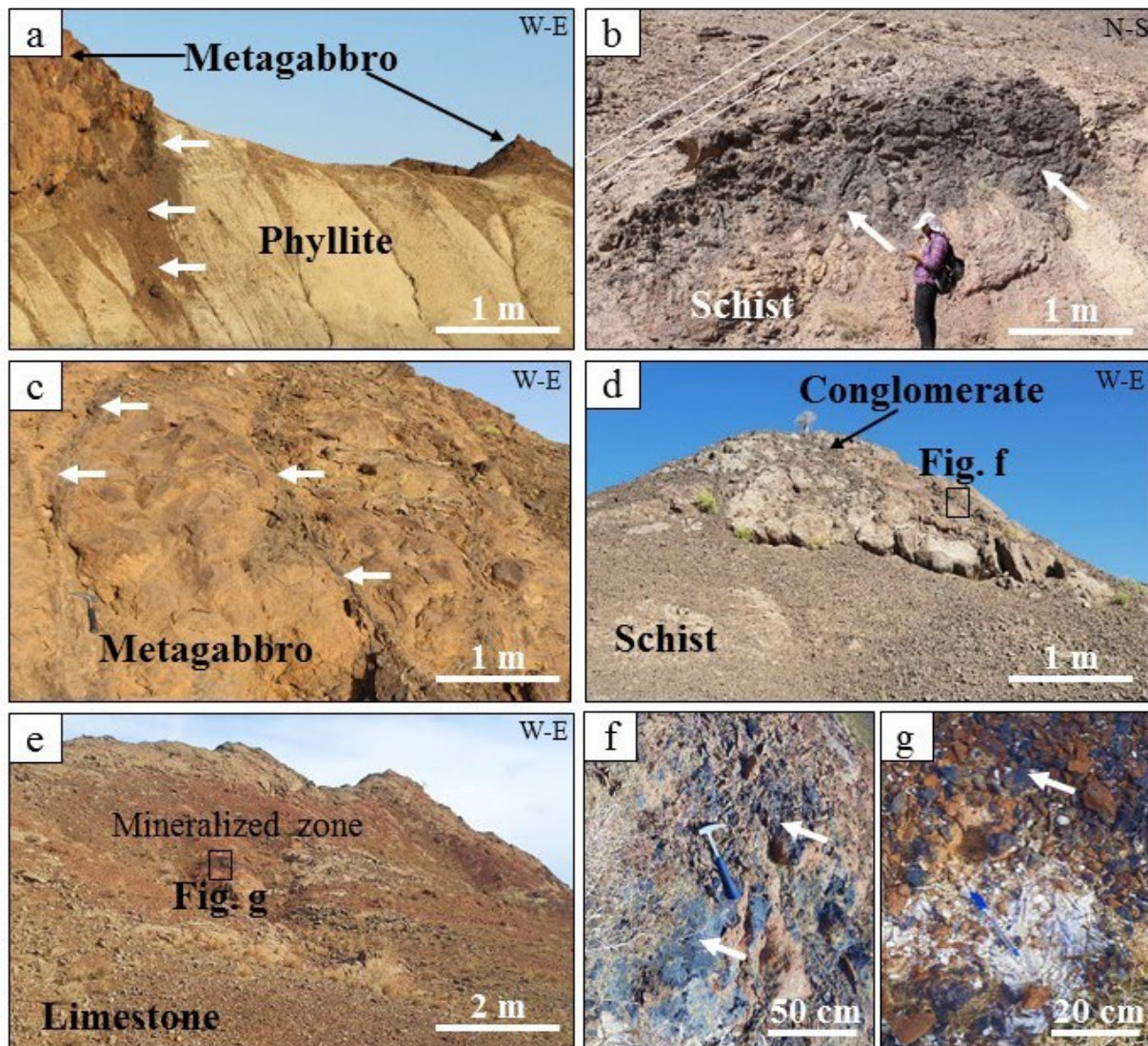
ترتیب تشکیل کانی‌های اولیه در فازهای سولفیدی، اکسیدی و هیدروکسیدی می‌باشد (شکل ۷). به عبارتی مطالعات میکروسکوپی وجود دولومیت، کلسیت و اندک سولفیدهای دانه‌ریز را در گامه نخست، حضور فراگیر اکسیدهای Fe-Si-Mn (هماتیت، کوارتز، براونیت و پیرولوسیت)، گوتیت، کلریت و باریت در گامه اصلی و در ادامه اکسید/هیدروکسیدهای اولیه منگنز و سیلیسیم (تودوروکیت، هاسمانیت، منگانیت، کوارتز دانه‌ریز و کلسدون/اوپال) را نشان داده است (شکل ۷). هماتیت و گوتیت فراوان‌ترین (به ترتیب ۳۰ و ۲۰ درصد) کانی‌های آهن-دار کانسنگ بندچرک بشمار می‌روند و به صورت رگه-رگچه‌ای، داربستی، جانشرینی، قلوهای، برشی و کمتر نوارهای پوسته‌ای مشاهده می‌شوند. پیرولوسیت فراوان‌ترین (۲ درصد) کانی منگنزدار است که بافت‌های جانشرینی، پرکننده فضای خالی، هم‌رشدی با هماتیت، و کمتر به صورت بلورهای ریز در حفرات و شکستگی‌ها با بافت‌های میکروبی دیده می‌شود. تودوروکیت تارهای متخلخل منگنز هستند که کوارتز فضای میان آنها را پر کرده است (شکل ۱۶). بعد از تشکیل کانه‌زایی اولیه، فرایندهای زمین‌ساختاری همراه با ماگماتیسم ائوسن موجب بالآمدگی و چین‌خوردگی منطقه شده‌اند. بر اثر اکسایش سطحی و پدیده انحلال توسط سیال‌های جوی، کانی‌های آبدار همچون گوتیت، لیمونیت، مالاکیت و آزوریت به شکل رگه-رگچه و جانشرینی در بخش‌های اکسیدان و سطحی مشاهده می‌شوند. کانی‌های رامسدلیت و پسیلوملان به مقدار کم و در مرحله هوازگی و برونزاد، تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۶ و ۷). رامسدلیت چندریختی پیرولوسیت است و ساختار بلوری مشابه با دیاسپور و گوتیت دارد (Fong and Kennedy, 1994).

۴-۲-۲- افق (۲) کانه‌زایی:

ماده معدنی به صورت دانه‌پراکنده و رگه-رگچه‌ای در ماسه‌سنگ و کنگلومرای سرخ رنگ قاعده کرتاسه و به صورت نیمه توده‌ای و لامینه‌ای در شیل و مارن آهکی نازک لایه بخش آغازین کرتاسه زیرین دیده می‌شوند (شکل d-g۵). بررسی‌های انجام گرفته بر روی کانسنگ نشان می‌دهد کانه‌زایی آهن و منگنز در توالی آواری قاعده کرتاسه، به میزان کم و به صورت‌های جانشرینی در سیمان و شکافه پرکن حضور دارد. مطالعات میکروسکوپی حاکی از حضور بافت‌های جانشرینی، فضا پرکن، داربستی، برشی و کمتر انتشاری در توالی نازک لایه شیل و مارن آهکی با سن کرتاسه پیشین است. همچنین علاوه بر تبلور دوباره، رسوبگذاری آهن به شکل کانی‌های اکسید آهن در بخش‌های زیرین افق‌های اوربیتولین‌دار مشاهده می‌شود (شکل d۴). مرز واضحی بین پیکره معدنی با سنگ میزبان کرپناته کرتاسه زیرین دیده نمی‌شود (شکل e۵). از نظر کانی‌شناسی، کانه‌های اکسیدی از نوع هماتیت، پیرولوسیت، کمتر براونیت و مگنتیت، کانه‌های سولفیدی از نوع گالن و به ندرت پیریت و کانه‌های هیدروکسیدی از نوع گوتیت، لیمونیت، رامسدلیت و مقادیر کمتری پسیلوملان است. کانی‌های باطله همچون دولومیت، کوارتز، کلسیت، و باریت هستند. رگه‌های باریت و کلسیت با ضخامت کمتر از ۱۰ سانتی‌متر مشهود است.

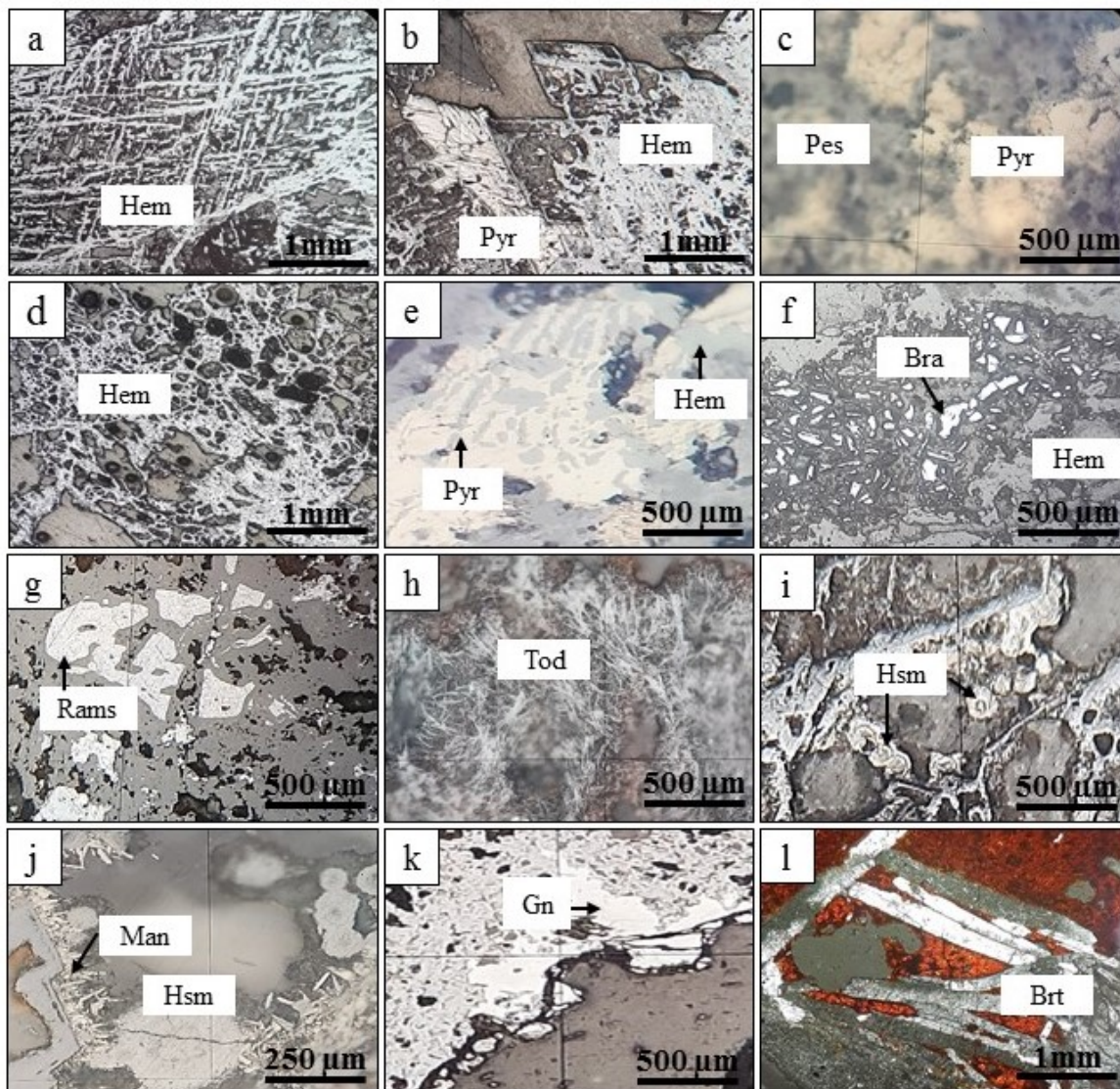
۴-۳- توالی پاراژنتیکی کانی‌ها

رخداد کانی‌سازی اولیه در منطقه مطالعاتی در دو گامه زمانی متفاوت قابل شناسایی است. مطالعات پتروگرافی بر اساس تقدم و تأخر کانی‌های سازنده کانسنگ فرومنگنزی بندچرک نشانگر



شکل ۵- نمایی از رخنمون‌های کان‌زایی بندچرک، (a) کان‌زایی آهن منگن‌زدار به صورت غیر هم‌شیب با فیلیت و در مرز آن با متاگابرو رخ داده است، (b) به هم‌بری تدریجی بین توده عدسی شکل فرومگنز با سنگ درونگیر شیست توجه کنید (چپ، پایین)، (c) رگه‌های هماتیتی در متاگابرو، (d) کان‌زایی در واحد کنگلومرای قاعده کرتاسه به صورت جانشینی و پرکننده فضای بین دانه‌ها دیده می‌شود، (e) کان‌زایی عدسی در واحد آهکی، (f) هیدروکسید و اکسیدهای آهن در بافت برشی با میزبان کنگلومرای قاعده کرتاسه، و (g) هماتیت همراه با بلورهای منشوری باریت، کلسیت و کوارتز در آهک کرتاسه. پیکان‌های سفید رنگ، کان‌سازی آهن منگن‌زدار را نشان می‌دهد.

Fig. 5. A view of Band-e-Cherk mineralization, (a) Ferro-manganese mineralization is observed as concordant in phyllite and its contact with metagabbro, (b) Note to the gradual transition border between ferro-manganese lens and schist host rock (left, bottom), (c) Hematite veins in the metagabbro, (d) Mineralization in the basal red conglomerate unit is observed as replacement and open space filling, (e) Lenticular mineralization in the limestone unit, (f) Iron hydroxide and oxide with breccia texture in basal red conglomerate, and (g) Hematite associated with prismatic barite, calcite, and quartz crystals in Cretaceous limestone. White arrows show ferro-manganese mineralization.



شکل ۶- عکس نمونه‌های میکروسکوپی از رخداد معدنی فرومگنز بندچرک، در نور انعکاسی، (a) بافت داربستی هماتیت، (b) سودومورف هماتیت و پیرولوژیت به صورت جانشرینی در بلورهای لوزوجهی دولومیت، (c) کانی پسیلوملان در فرم جانشرینی رخ می‌دهد، (d) کانی هماتیت در سیمان برشی، (e) هم‌رشدی بین کانی‌های هماتیت و پیرولوژیت، (f) کانی براونیت به صورت بلورهای پراکنده بی‌شکل، (g) کانی رامسدلیت به فرم دانه‌های انتشاری، (h) شکل باکتری یا میکروبی بلورهای شبه‌سوزنی و الیافی تودوروکیت، (i) اثر فعالیت میکروبی به صورت آگرگات‌های کروی و اوولیتی کانی هاسمانیت، (j) بافت‌های میکروبی مانند رشد گل‌کلمی هاسمانیت و الگوی رشد شبه‌سوزنی کانی منگانیت، (k) کانی‌های گالن و هماتیت در سنگ میزبان کربنات، و (l) کانی باریت و اکسیدهای آهن در میزبان آهک (در نور عبوری XPL). نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans, 2010): Bra: براونیت، Brt: باریت، Gn: گالن، Hem: هماتیت، Hsm: هاسمانیت، Man: منگانیت، Pes: پسیلوملان، Pyr: پیرولوژیت، Rams: رامسدلیت، Tod: تودوروکیت.

Fig. 6. Image of microscopic samples (PPL) from Band-e-Cherk ferromanganese ore occurrence, (a) mesh texture of hematite, (b) Pseudomorph hematite and pyrolusite substitute in dolomite rhombic crystals, (c) Psilomelan mineral occur in the form of replacement, (d) Hematite mineral in breccia cement, (e) Intergrowth between hematite and pyrolusite minerals, (f) Braunite mineral as disseminated anhedral crystals, (g) Ramsdellite mineral as disseminated grains, (h) Bacterial or microbial form of the fibrous and needle-like todorokite crystals, (i) Influence of microbial activity as the spherical and oolitic aggregates of hausmannite mineral, (j) Microbial textures as botryoidal hasmanite growing and needle-like growth pattern of manganite mineral, (k) Galena and hematite minerals in carbonate host-rock, and (l) Barite mineral and iron oxides in limestone (in transmitted light, XPL). Mineral abbreviation from Whitney and Evans (2010): Bra: braunite, Brt: barite, Hem: hematite, Hsm: hausmannite, Man: manganite, Pes: psilomelane, Pyr: pyrolusite, Rams: Ramsdellite, Tod: Todorokite.

Minerals	Stage 1	Stage 2		Stage 3
	Metamorphic	Crosscutting Relationship Main	Late	Supergene
Carbonates				
Dolomite	█			
Calcite	█		█	
Sulfides				
Pyrite	█			
Chalcopyrite	█			
Galena	█			
Silica				
Quartz	█	█		█
Chalcedony/opal			█	
Fe/Mn oxides				
Braunite	?	█		
Pyrolusite	?	█		
Hematite	?	█		
Magnetite		█		
Todorokite				█
Hausmannite				█
Fe/Mn hydroxides				
Manganite				█
Psilomelane				█
Ramsdellite				█
Goethite			█	█
Limonite				█
Other				
Chlorite	█	█		
Sericite	█			
Barite			█	
Malachite				█
Azurite				█

شکل ۷- نمودار پاراژنتیکی اجزای کانایی اصلی و باطله در کانی‌سازی بندچرک.

Fig. 7. Paragenetic chart of the major ore and gangue mineral components in the Band-e-Cherk mineralization.

۴-۴- بررسی‌های مغناطیس‌سنجی

مطالعات زمین‌فیزیکی یکی از مراحل موثر اکتشاف مواد معدنی به ویژه در شناسایی ذخایر زیرسطحی و پنهان است. بر اساس خواص فیزیکی کانی‌های مورد مطالعه و شرایط زمین‌شناسی می‌توان از روش‌های مختلف زمین‌فیزیکی استفاده نمود. برای اکتشاف کانی‌های آهن، روش مغناطیس‌سنجی بهترین روش در شناسایی آنها می‌باشد. داده‌های مغناطیسی بطور مستقیم در شناسایی کانی‌های آهن دارای خاصیت مغناطیسی مانند مگنتیت و بطور غیر مستقیم برای شناسایی توده‌های آهن و منگیزی که درصد ناچیزی مگنتیت همراه دارند کاربرد دارند. داده‌های مغناطیسی بیانگر برآیند میدان مغناطیسی زمین و میدان مغناطیسی حاصل از توده‌های محلی دارای خودپذیری

مغناطیسی می‌باشند. برای بررسی ویژگی‌های مغناطیسی توده‌های محلی باید میدان زمین را از داده‌ها حذف نمود. همچنین به علت عدم قائم بودن زاویه میل مغناطیسی در عرض‌های جغرافیایی میانی، ناهنجاری‌های مغناطیسی به صورت دوقطبی ظاهر می‌شوند. می‌توان با استفاده از یکی از روش‌های برگردان به قطب (RTP)، اثر عدم قائم بودن میدان مغناطیسی زمین را اصلاح نمود. به این ترتیب، ناهنجاری‌های مغناطیسی به صورت تک قطبی و درست در بالای منابع مغناطیسی که آنها را به وجود آورده است ظاهر می‌شوند (Dentith and Mudge, 2014).

از آنجا که برداشت‌های عمقی از معدن هماتیت دوشاخ، حضور کانی‌سازی مگنتیت را تایید کرده است، توجه به گسترش ناهنجاری‌های زمین‌فیزیکی منطقه بندچرک می‌تواند نقش

مذکور و تصویر میدانی توده و کانی‌سازی همراه با آن نمایش داده شده است (شکل ۸). این توده بر روی مرکز زون شیستی با امتداد تقریباً خاوری-باختری قرار دارد. اگر ناهنجاری ژئوفیزیکی در فضا به صورت یک بال‌آمدگی زمین‌ساختی به شکل تاقدیس با هسته شیستی فرض شود، کشیدگی ناهنجاری مغناطیسی و کاهش شدت آن به سمت جنوب در نقشه شدت میدان مغناطیسی، نشانگر آن است که عمق بال جنوبی ناهنجاری به سمت جنوب افزایش می‌یابد (شکل ۹a). بال شمالی ناهنجاری دارای شیستی به سمت شمال است، هر چند که از وسعت و شدت کمتری برخوردار است. برای کاهش احتمال ضرر و زیان اکتشاف، ناهنجاری با پستی بلندی‌های سطح زمین و اطلاعات زمین‌شناسی مقایسه و اعتبار سنجی گردید. رخنمون توده متاگابرو که باعث به وجود آمدن ناهنجاری مغناطیسی شده است تاییدکننده این شیب‌ها بوده و بیانگر بال‌آمدگی زون شیستی و توده متاگابروی روی آن می‌باشد (شکل ۹b). همچنین رگه‌های کانی‌سازی نشان داده شده در شکل ۳a، شیب‌های مشابه با بال‌های مذکور دارند به نحوی که در بال شمالی رگه‌های کانی‌سازی هماتیت-منگنز با شیستی به سمت شمال و در بال جنوبی نیز رگه‌ای به سمت جنوب، توده متاگابرو را قطع کرده است.

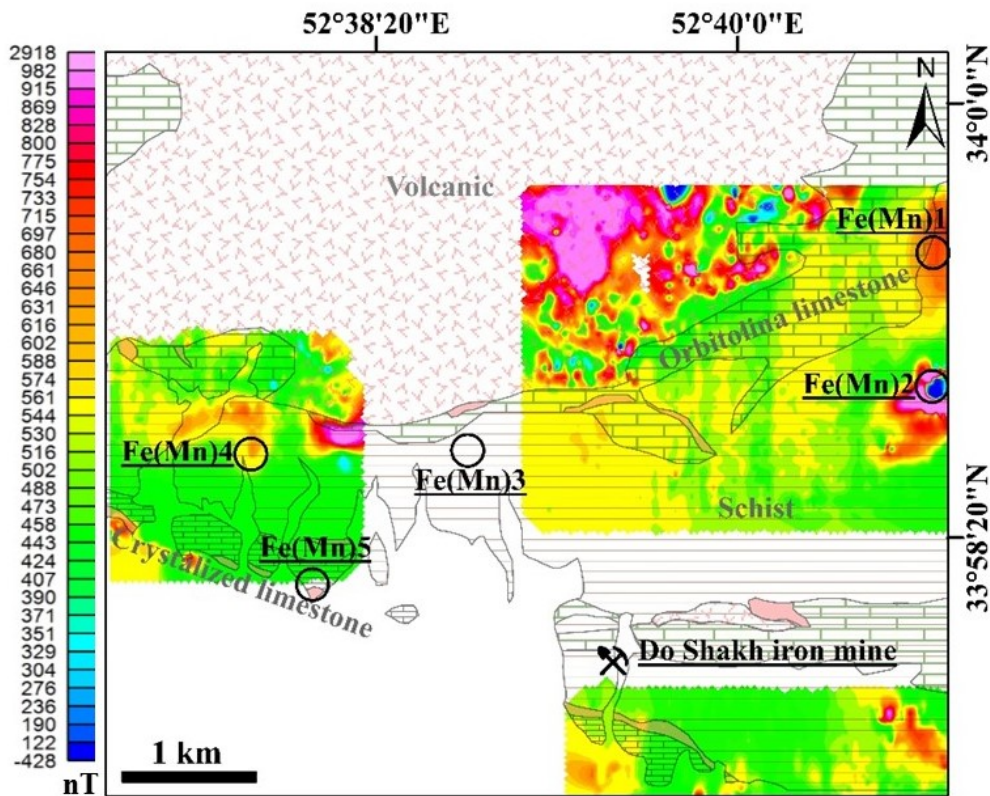
۴-۵- زمین‌شیمی

اکسیدهای منگنز این قابلیت را دارند که بتوانند گونه‌های کاتیونی موجود در سیالات کانه‌دار را جذب کنند. این توانایی بالای جذب، به شیمی اکسیدهای منگنز برمی‌گردد و سبب تفاوت ترکیب شیمیایی اکسیدهای منگنز می‌شود که از آب‌های گوناگون جوی، دریایی و گرمابی نهشته می‌شوند (Nicholson, 1992). نهشته‌های اولیه منگنزدار به سه دسته گرمابی، آبراد و دیاژنتیکی دسته‌بندی می‌شوند.

جهت بررسی ترکیب شیمیایی رگه و زون‌های کانه‌دار منطقه مطالعاتی بندچرک، مقادیر اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی در جدول ۲ آمده است. با استفاده از نتایج تجزیه و همچنین نمودارهای زمین‌شیمیایی سعی شده است تا خاستگاه احتمالی فلزها و محیط تشکیل کانسار مورد بررسی قرار گیرد.

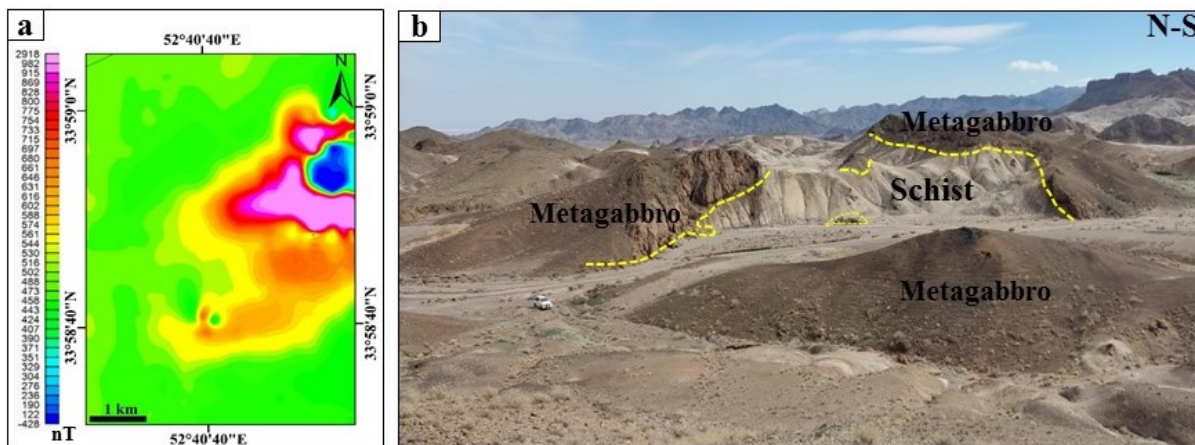
بسیاری در شناسایی کانسار داشته باشد (شکل ۸). محدوده معدنی دوشاخ با کشیدگی خاوری-باختری از سوی شرکت ذوب آهن اصفهان بهره‌برداری می‌شود. به منظور آگاهی از گسترش زیرسطحی کانه‌سازی در منطقه اکتشافی بندچرک، نقشه شدت میدان مغناطیسی پس از انجام تصحیحات روزانه، حذف میدان مرجع زمین (IGRF) و برگردان به قطب تهیه شده است (شکل ۸). این نقشه نشانگر میدان مغناطیسی ناشی از سنگ‌های موجود در منطقه است و تطابق خوبی با نقشه زمین‌شناسی نشان می‌دهد (شکل ۹c). بخش میانی محدوده با امتداد تقریباً خاوری-باختری که عمدتاً شیستی است به صورت مقادیر پایین شدت میدان مغناطیسی دیده می‌شود. این وضعیت در محل توده‌های آهکی محدوده نیز صادق است. در شمال محدوده ناهنجاری‌های مغناطیسی موجود در ارتباط با سنگ‌های آندزیت و آندزیت‌بازالت دیده می‌شوند و مرز این ناهنجاری‌ها کاملاً منطبق با مرز آن‌ها با واحدهای آهکی کرتاسه می‌باشد. باید توجه داشت که این ناهنجاری‌ها مرتبط با کانی‌سازی نبوده و تنها مربوط به سنگ‌های آندزیت‌بازالت هستند. دو ناهنجاری موجود در خاور و شمال خاور، منطبق بر واحد متاگابرو می‌باشند. مشخص است که منبع ناهنجاری در شمال خاور محدوده به علت پهنای زیاد ناهنجاری، شدت کم و عدم رخنمون واحد متاگابروی در عمق واقع شده است. این ناهنجاری در سطح زمین به صورت رگه‌های هماتیت در شیست و چند رخنمون متاگابروی ظاهر می‌گردد. ناهنجاری‌های بخش باختری محدوده نیز با متاگابروهایی که بر روی واحدهای شیستی قرار گرفته است منطبق هستند که مانند بخش خاوری در آنها کانی‌سازی در رگه‌هایی که آنها را قطع کرده است دیده می‌شود (شکل ۹b). همچنین در قسمت جنوبی بخش باختری شاهد کانی‌سازی آهن منگنز در کنگلومرا و آهک هستیم که به علت عدم وجود خاصیت مغناطیسی کانه و سنگ‌های میزبان در نقشه شدت میدان مغناطیسی به صورت ناهنجار ظاهر نشده‌اند.

شدیدترین ناهنجاری مغناطیسی کل محدوده با شدت نزدیک به ۲۹۰۰ نانوتسلا، در خاور آن منطبق بر توده متاگابروی واقع گردیده که رگه‌های کانی‌سازی هماتیت منگنزدار آن را قطع کرده‌اند. از اینرو برای دستیابی به یک دید کلی و تجسم بهتر، نقشه بزرگ شده‌ای از ناهنجاری مغناطیسی



شکل ۸- نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده بندچرک پس از انجام تصحیحات روزانه، حذف میدان مغناطیسی مرجع زمین و کاهش به قطب. مرز واحدهای زمین‌شناسی به همراه موقعیت کانه‌زایی آهن و منگنز بر روی نقشه شدت میدان مغناطیسی نشان داده شده است.

Fig. 8. The Magnetic field intensity map of the Band-e-Cherk region after pre-processing, geomagnetic reference field removal, and reduction to pole. The boundary of the geological units along with the location of iron and manganese mineralization is shown on the magnetic field intensity map.



شکل ۹- (a) نقشه شدت میدان مغناطیسی ناهنجاری خاوری، و (b) عکس صحرایی از ناهنجاری مغناطیسی خاوری (نگاه به خاور) که در آن واحد متاگابرویی به همراه رگه‌های کانی‌سازی که آن را قطع کرده است بر روی واحد شیستی نشان داده شده است.

Fig. 9. (a) The magnetic field intensity of the eastern anomaly, and (b) Field photo of the eastern magnetic anomaly (looking east) that shows meta-gabbroic unit with mineralized veins that cut through it on the schist unit.

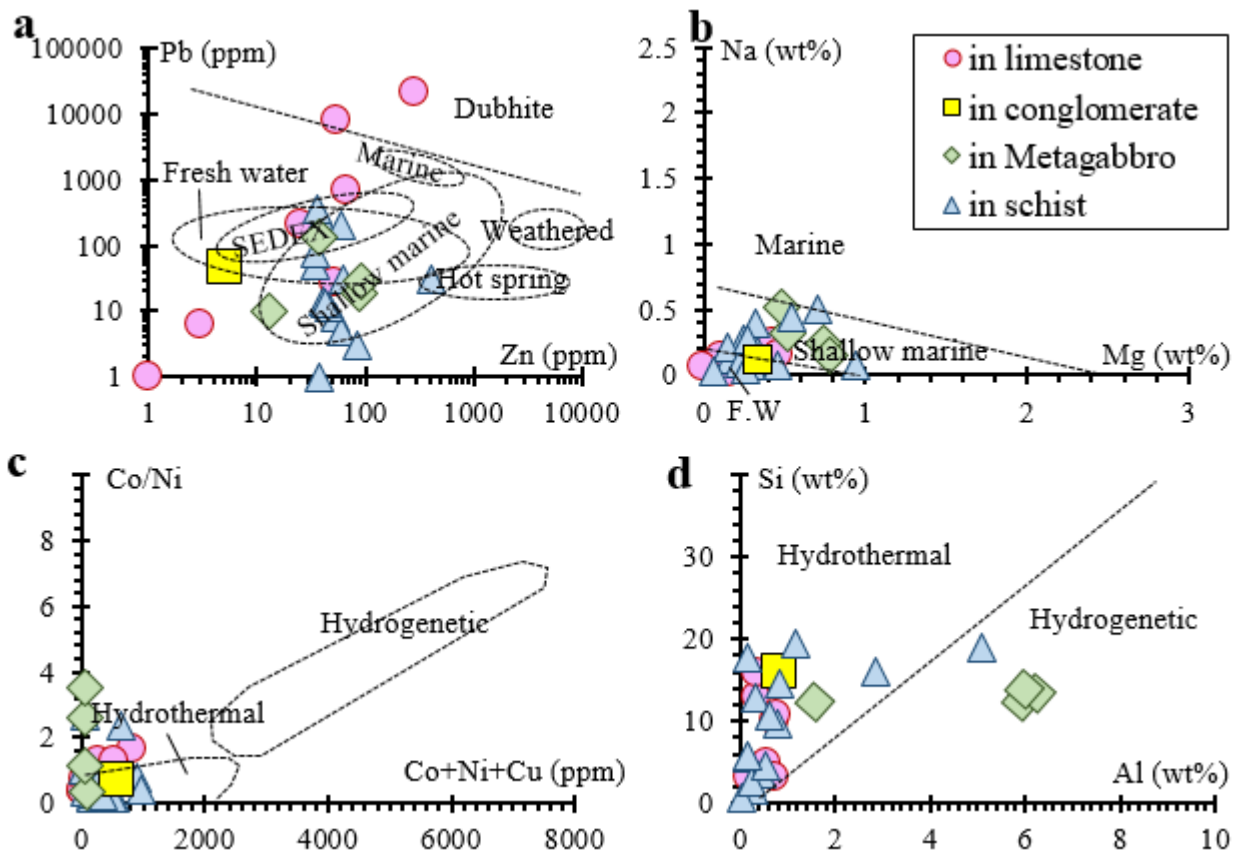
جدول ۲- مقادیر اکسیدهای اصلی (%/ و عناصر فرعی (ppm) زون‌های کان‌سازی بندچرک.
Table 2. Major oxides (wt. %) and trace elements contents (ppm) of Band-e-Cherk mineralization zones.

Sample	M22	MS12	MS16	M198	MS88	MS41	M42	MS27	MS11	MS26	MS06	MS17	M142	M17
Host rock	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist
wt. %														
SiO ₂	1.16	3.50	5.56	7.79	9.76	12.23	20.94	22.73	27.4	30.95	34.51	37.88	40.69	41.74
Al ₂ O ₃	0.08	0.50	0.43	0.86	0.98	0.27	1.47	1.13	0.59	1.59	5.440	0.28	9.63	2.16
CaO	10.70	16.23	1.09	10.86	13.94	0.74	0.28	1.57	0.32	3.46	12.62	1.00	0.97	1.26
Fe ₂ O ₃	72.42	53.12	72.4	57.08	49.42	70.9	46.10	57.00	38.68	46.68	37.69	48.22	30.73	43.9
K ₂ O	0.02	0.09	0.18	0.21	0.40	0.07	0.35	0.44	0.19	0.51	0.30	0.09	0.41	0.64
MgO	0.24	0.40	0.54	1.55	0.89	0.10	0.26	0.45	0.48	0.76	1.16	0.36	0.25	0.42
MnO	2.26	5.68	8.12	4.17	3.55	2.49	1.45	5.10	1.43	4.22	1.35	4.05	0.13	1.91
Na ₂ O	0.28	0.22	0.29	0.12	0.67	0.07	0.16	0.49	0.10	0.16	0.71	0.13	5.01	0.12
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.05	0.08	0.01	0.05	0.25	0.02	0.58	0.07
SO ₃	0.49	0.43	0.58	0.19	0.75	0.54	0.21	1.12	0.22	0.22	0.30	0.40	2.60	0.52
TiO ₂	0.00	0.03	0.04	0.11	0.06	0.08	0.19	0.12	0.02	0.15	0.41	0.03	0.78	0.25
LOI	12.87	19.92	11.08	16.9	20.11	13.07	27.45	10.74	30.60	11.18	4.26	8.02	8.80	7.56
Total	100.52	100.13	100.33	99.87	100.55	100.57	98.91	100.97	100.04	99.93	99.00	100.48	100.58	100.55
ppm														
Al	439	2680	2310	4570	5213	1458	7818	6000	3133	8420	28609	1498	50984	11469
Ba	17	98	24	48	9	28	34	31	98		7291	57	95	127
Ce		45		3	1		14	1	9		37		83	26
Co	16	16	20.8	32.1	12.1	100.5	79	58.30	17	74.20	59.10	20.40	27.90	31.90
Cs				0.6	0.8			1.6		1.9	1.5			0.3
Cu	1	30	870	3	10	594	18	3	29	7	18746	4	253	46
Dy			4.6	2.82	1.91	2.56		3.07		2.42	6.45	1.87	3.21	2.71
Er			2.23	1.1	1.12	1.6		1.28		1.05	3.27	0.83	1.3	1.13
Eu			1.03	1.22	0.60	0.24		1.27		0.73	15.06	0.62	1.54	0.66
Gd			2.24	2.29	1.62	1.16		1.97		1.6	4.25	1.55	4.75	2.12
Hf			0.5	0.5	0.87	0.77		0.82		0.86	2.75	0.5	1.67	1.12
K	227	807	1365	1888	2889	330	2929	2794	1599	3522		707	3675	5577
La		30	4	5	3		11	3	6	3	4.25	4	42	20
Li	6	9	5	7	7		43	19	11	27	2.75	7	30	56
Lu			0.18	0.11	0.16	0.24		0.11		0.1	2.1		0.13	0.12
Mg	1477	2443	3307	9356	5384	658	1589	2767	2942	4611	7045	2185	1545	2556
Na	2098	2700	1830	800	4420	343	1220	2811	760	748	5089	857	44642	504
Nb				1.1	2.8	2		3.9		4.6	8.7	1	24.7	5.5
Nd				2.5	2.0			1.9			20.1		35.1	7.3
Ni	16	6	26	136	38	264	440	294	17	431	66	118	33	102
P	18	73	112	139	103	58	231	130	63	172	949	110	2066	230
Pb	49	30	5	1	11	30	8	13	18	14	208	3	347	78
Pr				0.45	1.04	0.17		1.03		0.85	5.91		9.22	2.36
Rb			23.1	19.2	13.0	4.0		14.0		18.0	24.0	19.1	8.0	18.0
Sm			0.42	1.21	2.22	1.01		2.33		1.73	23.67		4.92	0.15
Sr	509	1382	1098.5	662.2	402.7	76.5	205	259.9	138	345.2	1100.6	315.8	875.1	853.5
Ta			0.2	0.33	0.17	0.11		0.2		0.25	0.54	0.17	1.96	0.69
Tb			0.58	0.45	0.49	0.49		0.69		0.55	1.41	0.26	0.71	0.46
Th					1.32	0.26		0.28		0.35	3.6		3.16	0.19
Ti	17	182	291	690	417	49	1167	757	164	949	2500	229	4595	1502
Tm			0.31	0.16	0.16	0.27		0.15		0.13	0.44	0.14	0.2	0.21
U			0.1	0.4	1.1	0.3		0.5		0.3	2.9	0.7	0.4	1.8
Y	13.0	26.0	21.2	13.4	10.2	11.5	8.0	14.7	12.0	12.5	31.3	10.1	14.6	13.4
Yb	5.0	5.2	2.8	1.9	1.9	3.3	3.0	1.9	5.5	1.6	3.0	1.5	1.9	2.3
Zr	11	14	26	23	25	28	12	22	17	24	81	19	35	30
Zn	36	39	83	59	35	79	62	59	53	42	402	47	37	40

جدول ۲- ادامه

Table 2. continued

Sample	M92	M86	M136	M163	M01	MS31	MS32	M02	M04	MN1	M122	M68	M69
Host rock	Metagabbro	Metagabbro	Metagabbro	Metagabbro	Conglomerate	Limestone	Limestone	Limestone	Limestone	Limestone	Limestone	Limestone	Limestone
wt. %													
SiO ₂	29.47	32.25	32.57	32.61	34.15	6.56	6.62	10.39	12.03	21.14	22.65	27.74	33.94
Al ₂ O ₃	11.08	11.24	2.92	11.04	1.53	1.39	0.38	1.08	0.32	1.44	1.48	0.66	0.67
CaO	7.04	10.67	13.99	13.09	35.95	7.85	15.97	18.36	6.85	3.46	37.67	27.26	29.45
Fe ₂ O ₃	9.78	10.63	15.72	6.45	4.93	66.82	49.08	41.09	58.69	49.49	2.17	1.44	0.91
K ₂ O	0.18	0.10	0.17	2.73	0.32	0.40	0.20	0.23	0.10	0.43	0.32	0.12	0.19
MgO	0.85	1.23	0.78	1.30	0.51	0.44	0.78	0.71	0.53	0.18	0.002	0.34	0.27
MnO	0.22	0.12	2.58	0.06	0.71	0.09	5.79	7.46	3.49	9.49	0.45	0.30	0.44
Na ₂ O	0.42	0.31	0.70	0.19	0.11	0.12	0.28	0.22	0.54	0.13	0.07	0.10	0.02
P ₂ O ₅	0.61	0.68	0.07	0.09	0.33	0.07	0.02	0.07	0.02	0.28	0.21	0.03	0.02
SO ₃	0.16	0.06	0.31	0.05	0.16	0.52	0.85	0.21	0.91	1.42	0.35	0.27	0.09
TiO ₂	3.07	2.94	0.63	0.10	0.06	0.06	0.01	0.03	0.00	0.04	0.09	0.03	0.01
LOI	37.91	29.64	28.92	31.59	21.4	15.77	19.07	20.55	16.80	11.27	34.64	42.32	33.4
Total	100.79	99.87	99.36	99.30	100.16	100.09	99.05	100.40	100.28	98.77	100.10	100.61	99.41
ppm													
Al	58658	59482	15472	58424	8120	7359	2020	5721	1700	7657	7832	3498	3566
Ba	99	132	2604	478	41	243	5663	148	7890	16100	241	468	76
Ce	66	80	20	53	23			8		8	25	10	19
Co	28.20	28.50	25.40	17.10	24	31	16.2	51	33	37	16.4	2.60	2.90
Cs	0.8		1.1	1.4		1.3					0.5	0.8	
Cu	14	28	22	27	533	35	511	198	597	762	19	14	7
Dy	7.21	6.38	5.17	2.22		0.67	1.08				4.53	1.59	1.89
Er	3.35	2.51	2.17	0.95		0.47	0.73				1.98	0.71	0.89
Eu	3.3	2.26	4.57	1.25		0.38	9.77				1.75	1.07	1.02
Gd	7.53	5.78	3.01	3.08		0.89	0.94				4.19	2.47	2.34
Hf	1.48	1.19	1.21	2.26		0.93	0.75				0.76	0.73	0.84
K	1519	849	1416	22706	2709	2689	984	2113	872	3135	2713	1066	1613
La	32	39	10	25	33	4	4	22	3	11	17	5	10
Li	28	33	17	49	27		2	22	14	21	9	4	1
Lu	0.33	0.23	0.23	0.12			0.13				0.21	0.12	
Mg	5148	7473	4759	7844	3098	2686	4740	4315	3242	1136	16.9	2099	1630
Na	3174	2373	5250	1468	850	447	1546	2493	4041	1302	543	804	192
Nb	13.6	10.9	7.3	15.4		2.8	2.1				1.7	3.8	1
Nd	48.6	42.2	9.2	21.1							16.6	9.3	12.7
Ni	8	11	22	46	34	38	13	41	14	23	23	8	8
P	2686	2988	327	435	1482	233	109	290	118	1011	934	171	95
Pb	28	19	135	10	47	647	7669	196	252	21182	26	6	1
Pr	10.47	9.75	2.04	5.44		0.83	0.77				3.61	2	2.47
Rb	19.4		2.0	66.0		14.0	6.0				22.4	15.7	6.0
Sm	8.88	6.71	7.56	2.96		1.21	13.99				3.3	1.84	
Sr	280.3	202.5	816.8	144.3	222.0	147.6	648.3	599.0	806.0	903.0	238.8	286.9	228.3
Ta	0.5	0.95	0.75	1.33		0.12	0.13				0.28	0.2	0.17
Tb	1.52	1.07	0.76	0.51		0.21	0.26				0.89	0.4	0.45
Th	5.52	2.13		4.98		1.31	0.42					0.81	
Ti	18419	17627	3832	5998	365	419	99	223	48	299	595	200	103
Tm	0.42	0.34	0.37	0.16			0.1				0.24	0.12	0.13
U	0.6	0.3	0.3	1.5		1.5	1.4				1.8	0.8	0.6
Y	26.3	27.6	26.1	11.4	11	5	6.9	6	4	11	23.8	5.6	12.8
Yb	3.8	2.4	3.3	1.3	1.1	1.8	1.6	2.6	3.2	3.1	2.2	1.1	1.0
Zr	23	54	39	80	12	36	19	15	10	16	8	5	5
Zn	92	87	38	13	5	67	55	26	35	285	53	3	1



شکل ۱۰- نمودارهای دوتایی تفکیک کانسارهای فرومنگنز، (a) نمودار Zn در مقابل Pb برحسب ppm (Nicholson, 1992)، (b) نمودار دوتایی %Mg در مقابل %Na (Bonatti et al., 1972; Toth, 1980)، (c) نمودار دوتایی Co+Ni+Cu (ppm) در مقابل نسبت Co به Ni (Toth, 1980)، و (d) نمودار دوتایی %Al در مقابل %Si (Crerar, 1982)، و (Crerar, 1982) F.W. اختصار Fresh Water می‌باشد (Crerar, 1982).

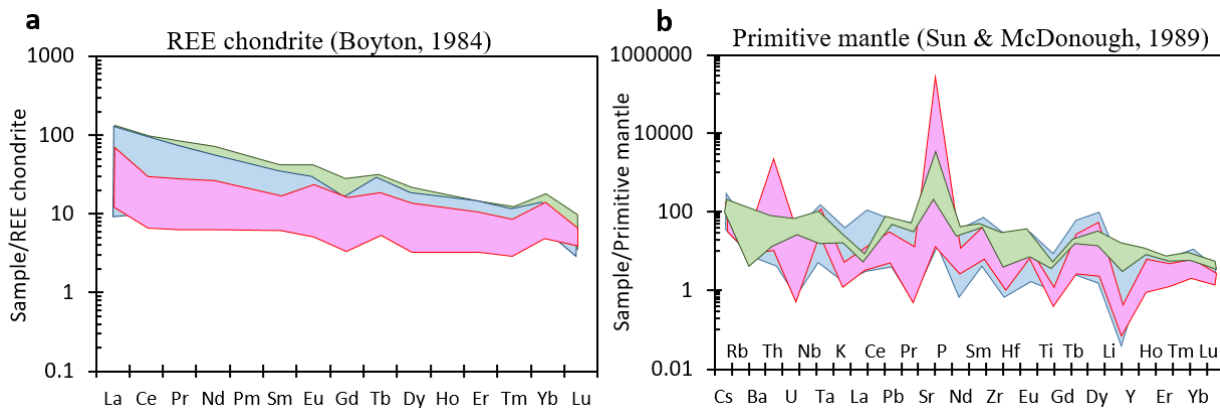
باشد (Hongo and Nozaki, 2001). در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، عناصر U, Ba, Eu, Cs و دارای غنی‌شدگی و عناصر Nb, Th, P, Y, Zr و Ti دارای تهی‌شدگی می‌باشند (شکل ۱۱b). ناهنجاری مثبت سرب، ایتیم و آنومالی منفی سریم، مشابه رفتار سیال‌های گرمایی زیردریایی می‌باشد (Zeng et al., 2012). غنی‌شدگی باریم در آب‌های شیرین و آب‌های گرمایی دیده می‌شود. تهی‌شدگی در Ce و غنی‌شدگی Ba شاخص سیال‌های هیدروترمالی کم دما می‌باشد که در حوضه رسوبی دریایی اکسیژن‌دار شکل می‌گیرند. اندک ناهنجاری سریم نشانگر مولفه آتشفشان‌زاد یا نقش گرمایی در آب دریاست در حالیکه ناهنجاری شدید در سریم ویژگی کانسارهای گرمایی دما پایین در اطراف نقاط داغ در مراکز گسترش کف اقیانوس یا در مراکز گسترش جزایر قوسی می‌باشد

۴-۵-۲- عناصر نادر خاکی

رفتار الگوی عنصرهای نادر خاکی نمونه‌های بندچرک (شکل ۱۱a) بیانگر آن است که سیال سازنده رگه‌های کانه‌ساز با میزبان‌های شیست، متاگابرو و آهک، مشابه می‌باشد. در این نمودار ناهنجاری منفی Ce و ناهنجاری مثبت Eu و Yb به خوبی قابل مشاهده است. غنی‌شدگی LREE به HREE و ناهنجاری مثبت Eu، بیانگر سیال‌های دما بالای احيایی با خاستگاه گرمایی است (Chavagnac et al., 2005; German and Von Damm, 2006). در محلول‌های گرمایی، عنصر Eu نسبت به سایر عنصرهای کمیاب سه ظرفیتی، تحرک بیشتری دارد و قادر است جانشین کانی‌های کلسیم‌دار شده و ناهنجاری مثبت تولید کند. ناهنجاری مثبت یوروپیم می‌تواند بیانگر تاثیر سنگ‌های مافیک منطقه و شستشوی آنها توسط سیال گرمایی

در محدوده ۰/۳ تا ۸/۷، در میزبان متاگابرو حدود ۲ و در سنگ میزبان کرتاسه در دامنه ۰/۲۵ تا ۲ می باشد. میانگین این نسبت در نمونه های مطالعاتی ۱/۳۵ محاسبه شده است. علت این امر حضور طولانی مدت این عناصر در آب دریا و آغشتگی با آب می تواند باشد.

(Hodkinson et al., 1994). نسبت پایین Ce/La، همپوشانی خوبی با کانسارهای نوع آزاد دارد که عنصر سریم را از آب دریا جذب می کنند، نسبت بالاتر Ce/La می تواند در نتیجه ورود مواد آواری به سامانه های گرمایی باشد که گاهی به حدود ۳ و بیش از آن هم خواهد رسید (Oksuz, 2011). نسبت Ce/La مربوط به نمونه های منطقه بندچرک با میزبان شیست



شکل ۱۱- (a) نمودار عنکبوتی عناصرهای نادر خاکی نمونه های معدنی بندچرک که نسبت به کندریت بهنجار شده اند (Boyton, 1984)، و (b) نمودار عنکبوتی عنصرهای فرعی بهنجار سازی به وسیله گوشته اولیه در منطقه بندچرک، (Sun and McDonough, 1989).

Fig. 11. (a) Spider diagram of chondrite normalized rare earth elements for ore samples of Band-e-Cherk normalization values after (Boyton, 1984), and (b) Primitive mantle-normalized trace elements spider diagram for Band-e-Cherk (Sun and McDonough, 1989).

محدوده گرمایی قرار گرفته اند (شکل ۱۲b). پایین بودن مقادیر Co-Ni-Cu در کانسارهای فرومگنز با خاستگاه هیدروترمالی می تواند دلیلی بر ته نشینت سریع سیال کانه دار باشد (Toth, 1980). نکته قابل توجه بالا بودن مقدار آهن نسبت به منگنز در همه نمونه های محدوده بندچرک می باشد.

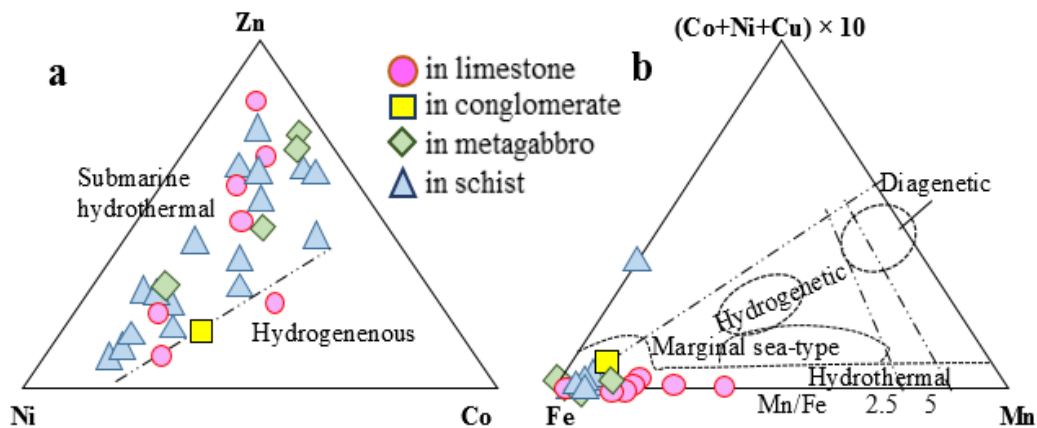
۵-۲- الگوی تشکیل کانه زایی

همانطور که اشاره شد، برخی زمین شناسان دگرگونی های انارک را بقایای هر دو دریای تتیس کهن و نو دانسته، در حالیکه سایر محققین این سنگ ها را متعلق به منشورهای برافزایشی و یا شاخه پشت کمان دریای تتیس نو در نظر می گیرند. به دلیل نبود داده های ایزوتوپی و زمین شیمیایی، اظهار نظر در مورد سن و جایگاه ساختاری سنگ های دگرگونی محدوده بندچرک مشکل است. در هر حال، با توجه به بررسی های زمین شناسی، چینه شناسی، سنگ شناسی، کانه نگاری و زمین شیمی همراه با شواهد همخوانی، هم شکلی و یا قطع شدگی سنگ درونگیر با عدسی و رگه های کانه دار، چگونگی تشکیل کانی سازی محدوده بندچرک در سه مرحله پیشنهاد می گردد:

۵- بحث و بررسی

۵-۱- خاستگاه کانه زایی آهن منگنز دار بندچرک

زمین شیمی عناصر اصلی و فرعی داده های مهمی را برای تعیین خاستگاه و نوع کانی سازی در منطقه مطالعاتی فراهم کرده است. با استفاده از نمودار سه تایی Choi و همکاران (۱۹۹۲)، خاستگاه های مختلف کانسارهای فرومگنز از یکدیگر تفکیک شده است. در این نمودار نمونه های رخداد معدنی بندچرک، به جز دو نمونه که در محدوده آزاد دیده می شود، بقیه در محدوده گرمایی قرار دارند (شکل ۱۲a). مقدار Co در نمونه های کانسار بندچرک از ۲/۶ تا ۱۰۰/۵ ppm، مقدار Ni از ۶ تا ۴۴۰ ppm و مقدار Zn از ۱ تا ۴۰۲ ppm می باشد. بالا بودن مقدار روی و نیکل، به ترتیب بدلیل وجود میزبان شیستی و متاگابرو می باشد. با تکیه بر نمودار سه تایی $Fe-Mn-(Co+Ni+Cu) \times 10$ (Bonatti et al., 1972; Toth, 1980)، کانسارهای رسوبی دریایی و گرمایی از یکدیگر قابل تفکیک هستند. با توجه به این نمودار تمام نمونه های بندچرک (با میزبان های شیست، متاگابرو، کنگلومرای قاعده کرتاسه و آهک کرتاسه زیرین) در



شکل ۱۲- نمودارهای سه‌تایی طبقه‌بندی کانسارهای آهن-منگنز برای تعیین خاستگاه ناحیه فرومگنز بندچرک، (a) نمودار سه‌تایی Ni-Zn-Co (Choi et al., 1992)، و (b) نمودار سه‌تایی Fe-Mn-(Co+Ni+Cu)×10 (Bonatti et al., 1972; Toth, 1980).

Fig. 12. Fe-Mn ternary classification diagrams for determining of the origin of Band-e-Cherk ferro-manganese area, (a) Ni-Zn-Co ternary diagram (Choi et al., 1992), and (b) Fe-Mn-(Co+Ni+Cu)×10 ternary diagram (Bonatti et al., 1972; Toth, 1980).

شناسایی است. فعالیت‌های کافت‌زایی و بازشدن شاخه پشت کمانی تنیس نو در کرتاسه زیرین (Bagheri and Stampfli, 2008; Pirnia et al., 2020)، سبب تشکیل حوضه کم‌عمق می‌شود. با افزایش شیب دمایی، سامانه‌های گرمایی در کف دریا فعال می‌شوند (شکل ۱۳a). چرخش سیال‌های دریایی کم‌عمق در پی‌سنگ، عناصری همچون آهن، مس، منگنز، باریوم و سرب را شسته و حین بالآمدن از شکستگی‌ها و گسل‌ها، کانی‌زایی خود را در سنگ میزبان دگرگونی (متابازیت و متاسدیمنت) ته‌نشین می‌کند. به نظر می‌رسد بخشی از سیلیس مورد نیاز، از تجزیه‌شدن کانی‌های مافیک متابازیت‌ها، تامین می‌شود (شکل ۱۴b). در چنین شرایطی افق کانه‌دار اول از نظر ارتباط با سنگ میزبان، به صورت رگه-رگچه‌ای برگوارگی سنگ میزبان (مجموعه پالئوزوئیک-مزوزوئیک) را قطع می‌کند. از سیماهای خاص کانه‌زایی می‌توان به تنوع بیشتر کانیایی و بافتی در شیب‌ها اشاره داشت. از پدیده‌های بافتی جالب توجه در افق معدنی زیرین (۱)، بافت‌های جانشینی دروغین، داربستی و برشی است. افق معدنی دوم که بخش بالایی کانه‌زایی منطقه بندچرک را تشکیل می‌دهد با گسترش محدودی در بخش آغازین کرتاسه پیشین رخنمون دارد. بافت کانسنگ در افق (۲) بیشتر از نوع جانشینی بوده و فراوانی کانی‌های باریت و گالن در آن بیشتر است. از جمله شواهد رخداد کانه‌زایی در کرتاسه زیرین، شکل عدسی توده معدنی و نبود مرز مشخص با سنگ

۵-۲-۱- مرحله دگرگونی

مطالعات انجام شده حاکی از آن است که پی‌سنگ انارک که بیشتر منطقه اکتشافی بندچرک را می‌پوشاند، احتمالاً بخشی از منشورهای بهم افزوده است که در دوره تریاس طی گذر از فرورانش اقیانوس به قاره در جلوی کمان فرارنده (Zanchi et al., 2015) و به صورت ناحیه‌ای در حد رخساره شیبست سبز (دمای ۳۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ تا ۷ کیلوپار) دگرگون شده است. شواهدی همانند همبری تدریجی عدسی کانه‌دار با سنگ درونگیر، حضور چشمگیر رخداد کانه‌زایی آهن منگنزدار در شیبست‌ها، پورفیروبلاست و لامینه‌های آهن منگنزدار هم‌روند با برگوارگی شیبست‌ها، می‌توانند بر هم‌زمانی ماده معدنی بندچرک با رویداد دگرگونی و دگربرختی دلالت نمایند. در این صورت عناصر کانه‌دار در هنگام رسوبگذاری و قبل از دگرگونی، ته‌نشین شده‌اند. حضور مواد آلی، کربنات و اندک سولفید در مرحله نخست کانه‌زایی، با شرایط نسبتاً احیایی غنی از CO₂ سازگاری دارد (همانند رسوبات منگنزدار Brusnitsyn et al., 2017). کوه‌های اورال روسیه،

۵-۲-۲- مرحله گرمایی

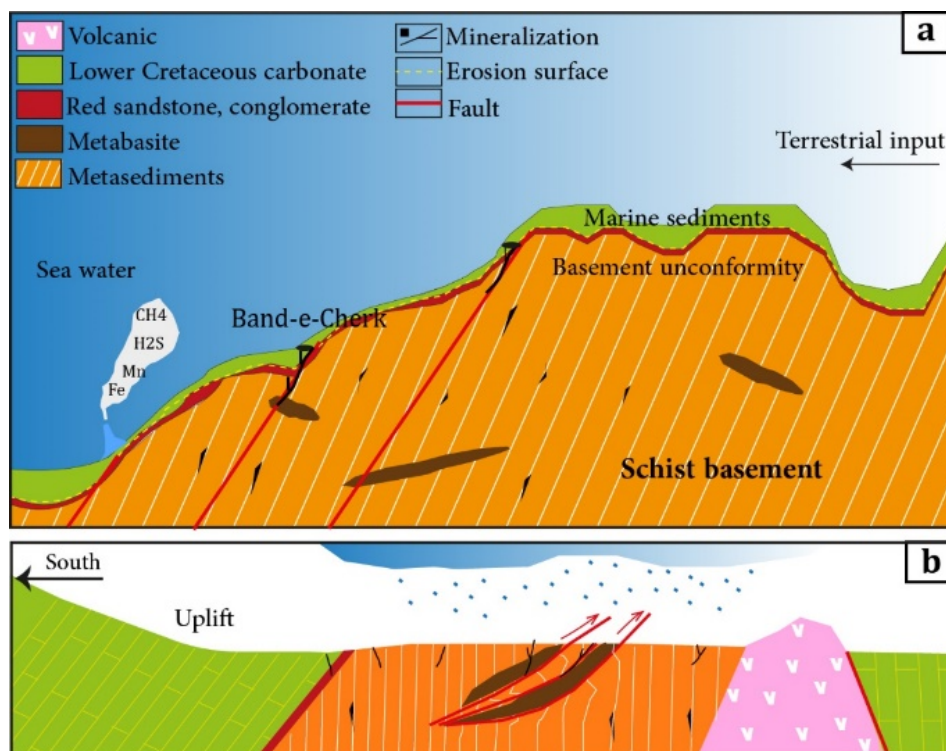
در برداشت‌های صحرایی تحرکات بعدی تکتونیکی به صورت گسلش، ناپیوستگی و دگرشیبی فرسایشی میان سنگ‌های دگرگونی با رسوبات آواری-کربناته کرتاسه پیشین قابل

(Hou, 1994). تودوروکیت تا دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد پایدار بوده و در کانسارهای گرمابی و دیاژنزی دیده می‌شود هرچند در نوع گرمابی، بیشینه مقدار مس و نیکل در مکان‌های خالی شبکه بلور، رخ می‌دهد (Hein and Koschinsky, 2014).

۵-۲-۳- مرحله هوازگی برونزاد

بالا آمدگی و برخاستگی منطقه و ظهور ماگماتیسیم ائوسن همانگونه که در نقشه شدت میدان مغناطیسی منطقه بندچرک به روشنی دیده می‌شود (شکل ۹) نقش بسزایی در شدت تخریب سنگ‌های قدیمی‌تر و افزایش شدت هوازگی در منطقه داشته است (شکل ۱۳ b). از اینرو آب‌های جوی فرصت بیشتری داشته تا در بین شکستگی‌ها کانی‌های هیدروکسید آهن و منگنز را گسترش دهند و در نتیجه موجب افزایش عیار کانی‌های اکسیدی شوند. کانی‌های تشکیل شده ناشی از فرایندهای هوازگی شامل گوتیت، لیمونیت، پسیلوملان، رامسدلیت، مالاکیت و آزوریت هستند.

درونگیر می‌باشد. احتمالاً با فرونشست حوضه، گامه بعدی کانی-زایی با گسترش اندکی در مراحل آغازین دیاژنز با حضور ریز موجودات دریایی تداوم یافته است. انواع بافت‌های میکروبی، رشد سطوح استیلولیت، حضور رگچه‌های سیلیسی آمورف و تبلور مجدد کربنات‌ها در این مرحله رخ می‌دهد. با توجه به مطالعات کانه‌نگاری، کانی‌های سازنده و اولیه کانه‌زایی بندچرک به ترتیب فراوانی شامل هماتیت، گوتیت، پیرولولویت، براونیت و در مقادیر کم هاسمانیت، تودوروکیت، منگنیت، گالن، پیریت و کالکوپیریت می‌باشند. کانی‌های باطله همراه از نوع دولومیت، کوارتز، کلسیت، باریت، اوپال/کلسدونی و کلریت است. از نگاه کانی‌شناسی، کانی‌های منگنز از نوع بیکسیبیت، هاسمانیت، ژاکوپسیت و پیروکروئیت از سیالات گرمابی مشتق می‌شوند درحالی‌که هیدروکسیدهای منگنز مانند کانی‌های کرونادیت، کردنریت و رامسدلیت در محیط‌های هوازده و سوپرژن و از آب‌های جوی نهشته می‌شوند (Hewett and Fleischer, 1960; Nicholson, 1992). براونیت اولیه بیشتر به عنوان محصول دگرگونی یا گرمابی و به ندرت دیاژنز تعبیر و تفسیر می‌شود



شکل ۱۳- مدل پیشنهادی برای تشکیل کانسار در منطقه بندچرک، (a) مدل طرح شده برای کانه‌زایی در کرتاسه زیرین، و (b) تشکیل کانی‌های آهن-منگنزدار با آب‌های جوی و تازه پس از بالاآمدگی منطقه مطالعاتی.

Fig. 13. A proposed model of ore formation in the Band-e-Cherk area, (a) A sketch model for the Early Cretaceous mineralization, and (b) Formation of the Fe-Mn-bearing minerals by meteoric and fresh waters following the uplift in the study area..

۵-۳- ساز و کار تشکیل کانه‌سازی آهن منگنزدار

با توجه به نتایج به دست آمده از این پژوهش، در مورد ساز و کار تشکیل مرحله اصلی کانه‌زایی منطقه بندچرک، به نظر می‌رسد محلول‌های کانه‌ساز از طریق گسل‌ها بالا آمده و در بخش‌های کم‌عمق‌تر در اثر سردشدگی، اختلاط با آب‌های اکسیژن‌دار و یا تغییر در Eh و pH، کانه‌های اکسی/هیدروکسیدهای آهن منگنز نهشته شده‌اند. در بررسی عناصر اصلی در منطقه بندچرک، نسبت Si/Al و مقادیر سدیم و منیزیم نشانگر اثر فرآیندهای گرمایی می‌باشد. نسبت بالای Fe/Mn می‌تواند مرتبط با محل ظهور چشمه‌های آب داغ زیردریایی باشد (Von Damm et al., 2003). محتوای پایین عناصر فرعی همچون Co، Ni و Cu و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در کانسنگ نیز دلالت بر گرمایی بودن سامانه کانه‌زایی دارد. سامانه‌های گرمایی زیردریایی مدرن (دمای ۲ درجه سانتی‌گراد و $\text{pH} \sim 8$) برحسب معمول با نهشته‌های اکسی/هیدروکسیدی Fe-Si-Mn همراهند و در جایگاه‌های زمین‌ساختی گوناگونی از جمله مرکز گسترش کف اقیانوس، حاشیه قاره، پشت کمان و آتشفشانی‌های زیردریایی گزارش شده‌اند (Alt, 1988; Stoffers et al., 1993; Zeng et al., 2012). بر خلاف گوتیت، کانی هماتیت اولیه کمتر در سامانه‌های گرمایی زیردریایی مدرن پدید می‌آید و نشان‌دهنده شرایط دمایی متوسط (بیش از 115°C) و غلظت‌های کم گوگرد است (Hein et al., 2008)، در حالیکه رخداد کالکوپیریت ($\text{Cu} > 1\%$)، در دمای بالا (بیش از 300°C) و اعماق کمتر از ۸۵۰ متر دریایی شکل می‌گیرد (Slack et al., 2007). در شرایط احیایی، عناصر آهن و منگنز به صورت کاتیون‌های Fe^{2+} و Mn^{2+} در آب محلولند و با اکسایش تدریجی، Fe^{2+} پیش از Mn^{2+} اکسید و ته‌نشین می‌شود (Maynard, 2010; Johnson et al., 2016). اکسی/هیدروکسیدهای غنی از آهن و منگنز می‌توانند در آب‌های دریایی تحت شرایط اکسیده تا نیمه‌اکسیده همراه با یکدیگر تشکیل شوند (Slack et al., 2009). فراوانی آهن سه ظرفیتی و منگنز در بروندمی‌ها، نشان می‌دهد که شرایط اکسایش/کاهش محیط دریایی به صورت نیمه اکسیده و فقیر از سولفید بوده است (Canfield, 1998). در بررسی عناصر نادر خاکی منطقه بندچرک، اندک ناهنجاری منفی سریم و پایین بودن ایتريم از ویژگی‌های بارز کانسارهای گرمایی زیردریایی دما پایین است (Oksuz, 2011). به خوبی روشن است که ته‌نشینی

اکسید منگنز یک فرایند اکسایشی/کاهشی ساده است اما در شرایط اکسیدی، بدون فعالیت و حضور باکتری، Mn(II) به Mn(IV) اکسید نمی‌شود (Morgan, 2005). از طرفی برخی از میکروارگانیسم‌ها اکسند منگنز بوده و سبب جداسازی منگنز از آهن می‌شوند (Johnson et al., 2016). عده‌ای از دانشمندان اعتقاد دارند که میکروارگانیسم‌ها می‌توانند انبار-های مناسبی را برای شکل‌گیری مواد معدنی پدید آورند در جائیکه محققین دیگر، آنزیم‌هایی که توسط باکتری‌ها تولید می‌شود را موثر بر اکسیدان/احیا فلزاتی همچون منگنز می‌دانند (Callender and Bowser, 1976; Morgan and Lahav, 2007). فرآیندهای میکروبی علاوه بر مناطق هوازده، می‌توانند در نزدیک مجراهای گرمایی زیردریایی و یا در طی دیاژنز رخ دهند به عنوان مثال باکتری گونه *Rhizobium* نقش مهمی در اکسیداسیون منگنز و جدایش آهن از منگنز در کانسارهای زیردریایی دارد (Zeng et al., 2012; Du et al., 2013; Bohu et al., 2016; Vasilatos et al., 2018; Sjoberg et al., 2021).

بنابراین مراحل تکوین کانه‌زایی آهن منگنز منطقه اکتشافی بندچرک به استناد شواهد کانه‌نگاری و زمین‌شیمیایی، اینگونه استنباط می‌شود که در مرحله نخست همگام با رویداد دگرگونی، سیال حاوی CO_3 و فقیر از H_2S بوده و سبب نهشته شدن کلسیت، دولومیت‌های بلوری و ریزدانه‌های سولفیدی شده است. در فاز بعدی، همراه با پدید آمدن حوضه و رسوبگذاری آن، با گذشت زمان و چرخش سیالات گرم از درون شکستگی‌ها و حفرات سنگ‌های دگرگونی، عناصر کانه‌ساز همچون آهن و منگنز شسته شده و در بخش‌های کم‌عمق با برهم‌کنش با آب دریا و افزایش تدریجی اکسیژن، مرحله اصلی کانه‌سازی آهن و منگنز گسترش و تکامل می‌یابد. هرچند در مراحل پایانی از فعالیت سامانه گرمایی و یا در طی مراحل آغازین دیاژنز، ریزجاندارها در ته‌نشینی ترکیبات اکسید/هیدروکسیدهای منگنزی نقش پیدا می‌کنند. اوبال/کلسدونی سیلیس‌های آمورفی هستند که با نوسانات سامانه گرمایی تبلور مجدد در منطقه یافته‌اند (Boyd and Scott, 1999). سپس با بالا آمدگی ناحیه‌ای و بدنبال آن توسعه رخداد هوازدگی، نفوذ آب‌های جوی و شستشوی عناصر، کانی‌های ثانویه اکسید/هیدروکسیدهای آهن و منگنز (گوتیت، لیمونیت، پسیلوملان و رامسدلیت) و کربنات‌های مس (آزوریت و مالاکیت) در درز و شکستگی‌های منطقه بندچرک ته‌نشینی

که منطبق بر توده‌ی متاگابروبی است که دست کم چند درصد مگنتیت دارد (شکل‌های b4 و 9) و رگه‌های کانی‌سازی هماتیت منگن‌دار آن را قطع کرده‌اند و نشان‌دهنده جوانتر بودن رگه‌ها نسبت به توده متاگابروبی است. در سایر قسمت‌ها، کانی‌سازی از نوع مگنتیتی دیده نشده است یا اینکه به علت فاصله نمونه‌برداری ۵۰ متری که در فاز اکتشاف مقدماتی در محدوده بندچرک انجام شده است، عملاً توده‌های مغناطیسی کوچکتر از ۱۰۰ متر به درستی شناسایی نمی‌شوند. علاوه بر این، برخاستگی که در نتیجه فرایندهای زمین‌ساختی در منطقه شکل گرفته است در مطالعات زمین‌فیزیکی به خوبی تایید شده است. کانه‌زایی مرحله نخست در منطقه بندچرک علیرغم گسترش چشمگیر، از اهمیت اقتصادی کمی برخوردار است و به صورت همزاد با رسوبات دگرگونی شکل گرفته‌اند، در حالیکه کانه‌زایی اقتصادی اکسید/هیدروکسیدهای آهن و منگنز به علت داشتن ویژگی‌هایی همچون شکل هندسی غیرهمزاد، رخداد آن در دو افق چینه‌ای مجزا، تنوع بافتی و کانی‌شناسی، نسبت بالای Fe/Mn مقادیر بالای عناصر آلومینیوم و سیلیسیم، تهی‌شدگی عناصر REE و ناهنجاری منفی سریم اینطور دریافت می‌شود که با یک سامانه گرمایی شباهت دارد و بنظر می‌رسد گردش محلول‌ها در سنگ‌های دگرگونی، عناصر فلزی منگنز و آهن را برای تشکیل کانسار فراهم نموده است، هرچند کانه‌زایی ممکن است در مدت کوتاهی در معرض فرایندهای آغازین دپازن تشکیل شده باشند. در پایان بالآمدگی و نفوذ آب‌های تازه در طی هوازدگی، سبب گسترش بیشتر اکسید/هیدروکسیدهای آهن و منگنز در منطقه شده است.

تشکر و قدردانی

این مقاله مستخرج از پایان‌نامه نویسنده اول و بخشی از طرح پژوهشی c ۱۲۱ به شماره ۴۸۴۷۹۸۷۸ به تاریخ ۱۳۹۹/۱۱/۴ دانشگاه اصفهان است که با پشتیبانی شرکت فولاد مبارکه اصفهان انجام شده است، لذا از حمایت‌های مدیریت محترم اکتشافات و ارزیابی مواد معدنی و تمامی افرادی که به نحوی در اجرای آن نقش داشته‌اند تشکر می‌شود. همچنین نویسندگان صمیمانه از سردبیر ارجمند مجله و پیشنهادهای سازنده داوران محترم مجله علمی-پژوهشی زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته بخاطر راهنمایی‌های علمی که سبب غنای بیشتر این پژوهش شده است، سپاسگزاری می‌کنند.

می‌شوند (شکل ۷). در محیط‌های هوازده، پایداری Mn^{2+} از Fe^{2+} بیشتر است.

گفتنی است در دهه گذشته بررسی و مطالعه کانسارهای آهن و منگنز مورد توجه بسیاری از محققان ایرانی بوده است. مهم‌ترین پژوهش‌های انجام گرفته در زمینه کانسارهای آهن منگن‌دار ایران، بر روی کانسار شمس‌آباد استان مرکزی (عیار آهن ۴۰ درصد و منگنز ۳ درصد) در سنگ میزبان آهک کرتاسه زیرین، کانسار آهن منگن‌دار نارینگان یزد (عیار آهن ۳۷ درصد و منگنز ۵ درصد) در میزبان آهک دولومیتی و توف ریولیتی با سن اینفراکامبرین، و کانسار آهن منگن‌دار خان خوره استان فارس در میزبان دولومیت تریاس انجام شده است و همگی در زمره کانسارهای گرمایی آهن‌منگن‌دار بشمار می‌آیند (Nabatian et al., 2015; Maghfouri et al., 2019; Zarasvandi et al., 2016; Zarasvandi et al., 2018). از جمله کانسارهای منگنز می‌توان به کانسار منگنز ونارچ قم (عیار بیش از ۲۰ درصد) با سنگ میزبان آتشفشانی-رسوبی ائوسن فوقانی، کانسار منگنز بشگز بیرجند (عیار ۴۵ درصد) با سنگ میزبان آتشفشانی-آذرآواری پالئوژن (ائوسن-الیگوسن)، رخداد منگنز حلب زنجان با سنگ میزبان دگرگونی معادل کهر با سن پرکامبرین، کانسارهای منگنز جنوب‌باختری سبزوار، سرخوند (افیولیت کرمانشاه)، آباده تاشک (افیولیت نیریز) و چالدران (افیولیت خوی) اشاره نمود (Zarrinkoub et al., 2009; Imamalipour, 2010; Mousivand et al., 2015; Barghi et al., 2017a; 2017b; 2018; Rajabzadeh et al., 2017; Rahmatian et al., 2019; Naderi et al., 2020; Mahmoudi et al., 2020; Ehya and Marbouti., 2021; Marbouti et al., 2021; Hashempour et al., 2022; Ahankoub et al., 2021; Hashempour et al., 2023).

۶- نتیجه‌گیری

کانه‌زایی در بندچرک از نوع هماتیت منگن‌دار می‌باشد که در سنگ‌های دگرگونی پالئوژنیک-مزوزوئیک انارک و با گسترش کمتر در توالی آواری-کربناته بخش‌های آغازین کرتاسه زیرین رخنمون یافته است. هماتیت، گوتیت و پیرولوسیت مهم‌ترین کانه‌هایی هستند که با عمده کانی‌های باطله کوارتز، دولومیت، کلسیت و باریت همراه شده‌اند. پهنه‌های کانی‌سازی که به صورت هماتیتهی هستند دارای خاصیت مغناطیسی نبوده و در پدید آمدن ناهنجاری‌های مغناطیسی مشارکت ندارند. تنها در بخش خاوری یک ناهنجاری قابل توجه مغناطیسی وجود دارد

مراجع

- Ahankoub, M., Ayati, F., Mohamadi, A., 2021. Geology and geochemistry of the Shorab Kabir Mn mineralization North Shahrekord, Sanandaj-Sirjan. *Advanced Applied Geology* 12(3), 489-509. <https://doi.org/10.22055/AAG.2021.36360.2193>.
- Alt, J.C., 1988. Hydrothermal oxide and nontronite deposits on seamounts in the eastern Pacific. *Marine Geology* 81, 227-239. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(88\)90029-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(88)90029-1).
- Bagheri, S., Stampfli, M., 2008. The Anarak, Jandaq and posht-e-badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451, 123-155. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.047>.
- Balini, M., Nicora, A., Berra, F., Garzanti, E., Levera, M., Mattei, M., Muttoni, G., Zanchi, A., Bollati, I., Larghi, C., Zanchetta, S., 2009. The Triassic stratigraphic succession of Nakhlak (Central Iran), a record from an active margin. *Geological Society, London, Special Publications* 312(1), 287-321. <https://doi.org/10.1144/SP312.1.4>.
- Barati, M., Ostadhosseini, A., Alaei, R., 2019. Evaluation of iron mineralization in Chahpalang index of Anarak, Central Iran. *Iranian Journal of Petrology* 10(2), 121-148. <https://doi.org/10.22108/IJP.2019.116611.1133>.
- Barghi, B., Calagari, A.A., Zarrinkoub, M.H., Simmonds, V., 2017a. Geology and geochemistry of manganese-bearing veins of Beshgaz in NE of Birjand, Southern Khorasan. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 25(3), 487-500. <https://doi.org/10.18869/acadpub.ijcm.25.3.487>.
- Barghi, B., Calagari, A.A., Zarrinkoub, M.H., Simmonds, V., 2017b. Geological and geochemical investigation of three ophiolite-hosted manganese prospects, southeast of Birjand, south khorasan, east of Iran. *Resource Geology* 67(4), 414-425. <https://doi.org/10.1111/rge.12139>.
- Barghi, B., Calagari, A.A., Zarrinkoub, M.H., Simmonds, V., 2018. Geologic and geochemical investigation on the Mn veins in Jonub-E Sehchangi, SW Birjand, Southern Khorasan province (east Iran). *Geosciences* 106, 3-12. <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.58346>.
- Bohu, T., Akob, D.M., Abratis, M., Lazar, C.S., Küsel, K., 2016. Biological low-pH Mn (II) oxidation in a manganese deposit influenced by metal-rich groundwater. *Applied and environmental microbiology* 82(10), 3009-3021. <https://doi.org/10.1128/AEM.03844-15>.
- Bonatti, E., Kraemer, T., Rydel, H., 1972. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits in Horn, D.R. (Ed.) ferromanganese deposits on the ocean floor. *Natural Science* 57, 149-166. <https://ntrl.ntis.gov/NTRL/dashboard/searchResults/titleDetail/PB226001.xhtml>.
- Boyd, T., Scott, S.D., 1999. Two-XRD-line ferrihydrite and Fe-Si-Mn oxyhydroxide mineralization from Franklin Seamount, western Woodlark Basin, Papua New Guinea. *Canadian Mineralogist* 37, 973-990. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1075>.
- Boyton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth studies: meteorite studies. *Rare Earth Element Geochemistry* 2, 63-114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.
- Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J.W., 2009. South Caspian to Central Iran Basins: The Geological Society Special Publications. London. P. 367. <https://doi.org/10.1144/SP312.1>.
- Brusnitsyn, A.I., Starikova, E.V., Zhukov, I.G., 2017. Mineralogy of low grade metamorphosed manganese sediments of the Urals: Petrological and geological applications. *Ore Geology Reviews* 85, 140-152. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.004>.
- Buchs, D.M., Bagheri, S., Martin, L., Hermann, J., Arculus, R., 2013. Paleozoic to Triassic ocean opening and closure preserved in Central Iran: constraints from the geochemistry of meta-igneous rocks of the Anarak area. *Lithos* 172, 267-287. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.009>.
- Buchs, N., Epard, N., Luc, J., 2019. Geology of the eastern part of the Tso morari nappe, the Nidor ophiolite and the surrounding tectonic units (NW Himalaya, India). *Journal of map* 15, 38-48. <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1541196>.
- Callender, E., Bowser, C.J., 1976. Freshwater ferromanganese deposits. In: Wolf, K.H. (Ed.), *Handbook of Strata-Bound and Stratiform ore deposits*, Elsevier, Amsterdam. 341-394.
- Canfield, D.E., 1998. A new model for Proterozoic ocean chemistry: *Nature* 396, 450-453. <https://doi.org/10.1038/24839>.

- Chavagnac, V., German, C.R., Milton, J.A., Palmer, M.R., 2005. Sources of REE in sediment cores from the Rainbow vent site (36° 14' N, MAR). *Chemical geology* 216(3-4), 329-352. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.11.015>.
- Choi, J., Harya, Y., 1992. Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokoro belt, northeastern Hokaido, Japan. *Economic Geology* 87, 1265-1274. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.5.1265>.
- Crerar, D., 1982. Manganiferous cherts of a formations Assemblage I: general geology, ancient and modern analogues and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. *Economic Geology* 77, 519-540. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.3.519>.
- Dekov, V.M., Savelli, C., 2004. Hydrothermal activity in the SE Tyrrhenian Sea: an overview of 30 years of research. *marine geology* 204, 161-185. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00355-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00355-4).
- Dentith, M., Mudge, S., 2014. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139024358>.
- Du, Q., Hui, Yi, H., Hui, B., Li, S., Xia, G., Yang, W., Wu, X., 2013. Recognition, genesis and evolution of manganese ore deposits in southeastern China. *Ore geology reviews* 55, 99-109. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.05.001>.
- Ehya, F., Marbouti, Z., 2021. The Shamsabad Fe-Mn deposit, Markazi province, Iran: LA-ICP-MS and sulfur isotopic geochemistry. *Ore Geology Reviews* 139, 104-555. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104555>.
- Fernandez, A., Moro, M.C., 1998. Origin and depositional environment of Ordovician stratiform iron mineralization from Zamora (NW Iberian Peninsula). *Mineralium Deposita* 33(6), 606-619. <https://doi.org/10.1007/s001260050176>.
- Fleischer, M., Richmond, W.E., 1943. The manganese oxide minerals, a preliminary report. *Economic Geology* 38(4), 269-286. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.38.4.269>.
- Fong, C., Kennedy, B.J., 1994. A powder neutron diffraction of LiMn_2O_4 . *Zeitschrift fur Kristallographie-Crystalline Materials* 209, 7-28. <https://doi.org/10.1524/zkri.1994.209.12.941>.
- German, C.R., Von Damm, K.L., 2006. Hydrothermal processes. *Treatise on geochemistry* 6, 181-222.
- Glasby, G.P., 2006. Manganese: predominant role of nodules and crusts. In: Schulz, H.D., Zabel, M., (Eds.), *Marine Geochemistry*. Springer. 12, pp. 371-427. https://doi.org/10.1007/3-540-32144-6_11.
- Gultekin, A.H., Balci, N., 2018. Geochemical characteristics of sedimentary manganese deposit of Binkılıç, Trache Basin, Turkey. *Journal of Geology and Geophysics* 7(3), 1-13. <https://doi.org/10.4172/2381-8719.1000336>.
- Hashempour, S.S., Maghfouri, S., Rastad, E., 2022. Stratigraphic position, mineralogy and distribution of the main elements in manganese oxide minerals of Mohammadabad deposit in the Late Cretaceous volcano-sedimentary sequence, southwest of Sabzevar. 39th National congress and 4th international congress of earth sciences, Geological survey of Iran, Tehran. <https://doi.org/10.22055/aag.2022.40216.2284>.
- Hashempour, S.S., Maghfouri, S., Rastad, E., Gonzalez, F.J., 2023. Mohammadabad Manganese deposit, southwest Sabzevar basin, Iran: Evidence of sea-floor exhalation and geochemical studies in the late Cretaceous volcano-sedimentary sequence. *Journal of Geochemical Exploration* 245, 107-127. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2022.107127>.
- Hayashi, K.I., Fujisawa, H., Holland, H.D., Ohmoto, H., 1997. Geochemistry of ~ 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et cosmochimica acta* 61(19), 4115-4137. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00214-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00214-7).
- Hein, J.R., Schulz, M.S., Gein, L.M., 1992. Central Pacific cobalt-rich ferromanganese crusts: Historical perspective and regional variability, In *Geology and offshore mineral resources of the Central Pacific Basin*. A chapter of Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, Springer, New York, NY. 261-283.
- Hein, J.R., Schulz, M.S., Dunham, R.E., Stern, R.J., Bloomer, S.H., 2008. Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along active mariana and southern Izu-Bonin arc system, western Pacific. *Geophysical Research Letters* 35, L11307. <https://doi.org/10.1029/2007JB005432>.
- Hein, J.R., Koschinsky, A., 2014. Deep-ocean ferromanganese crusts and nodules. In: Holland, H.D., Turekian K.K., (Eds.), *Treatise on geochemistry*. Oxford: Elsevier. pp. 273-291. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01111-6>.

- Hewett, D.F., Flescher, M., 1960. Deposits of the manganese oxide, *Economic Geology* 55, 1-55. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.55.1.1>.
- Hodkinson, A.R., Cronan, D.S., 1994. Element supply to surface manganese nodules along the Aitutaki-Jarvis transect, south pacific, *Geological society* 151, 291-401. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.2.0391>.
- Hongo, Y., Nozaki, Y., 2001. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits and Calyptogena shell from the Iheya Ridge vent field, Okinawa Trough. *Geochemical* 35, 347-354. <https://doi.org/10.2343/geochemj.35.347>.
- Hou, B., 1994. Primary braunite in Triassic sedimentary manganese deposits of Dounan, Yunnan, China. *Ore Geology Reviews* 9(3), 219-239. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(94\)90007-8](https://doi.org/10.1016/0169-1368(94)90007-8).
- Imamalipour, A., 2010. Mineralogy and geochemistry of Mn-Fe deposits associated with ophiolitic sediments in north of Chalderan, NW Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 18(1), 3-14.
- Johnson, J.E., Webb, S.M., Ma, C., Fischer, W.W., 2016. Manganese mineralogy and diagenesis in the sedimentary rock record. *Geochim* 173, 210-231. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.10.027>.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., Genser, J., Faghih, A., Kusky, T., 2012. Mesozoic to Eocene ductile deformation of western Central Iran: From Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation. *Tectonophysics* 564, 83-100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.017>.
- Lensch, G., Davoudzadeh, M., 1982. Ophiolites in Iran, *Geology* 212, 306-320. <https://doi.org/10.1127/njgpm/1982/1982/306>.
- Maghfouri, S., Rastad, E., Movahednia, M., Lentz, D., Hosseinzadeh, M.R., Lin Ye, Mousivand, F., 2019. Metallogeny and temporal-spatial distribution of manganese mineralizations in Iran: implication for future exploration, *Ore mineral geology review* 115, 1-42. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103026>.
- Mahmoudi, S., Geravandi, P., Ghasemi Siani, M., Gholizadeh, K., 2020. Mineralogy, geochemistry, and genesis of Mn mineralization associated with the Noorabad Delfan radiolarites, Northwestern Lorestan. *Journal of Economic Geology* 11(4), 53-54. <https://doi.org/10.22067/econg.v11i4.67074>.
- Marbouti, Z., Ehya, F., Rostami Paydar, G., Maleki Kheymehsari, S., 2021. Geochemistry and the origin of the Shamsabad manganese-bearing iron deposit, Markazi Province. *Advanced Applied Geology*, 11(3), 536-556. <https://doi.org/10.22055/AAG.2020.34519.2146>.
- Maynard, J.B., 2010. The Chemistry of Manganese Ores through Time: A Signal of Increasing Diversity of Earth-Surface Environments. *Economic Geology* 105, 535-552. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.535>.
- Morgan, J.J., 2005. Kinetics of reaction between O₂ and Mn (II) species in aqueous solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69(1), 35-48. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.06.013>.
- Morgan, B., Lahav, O., 2007. The effect of pH on the kinetics of spontaneous Fe(II) oxidation by O₂ in aqueous solution—basic principles and a simple heuristic description. *Chemosphere* 68, 2080-2084. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2007.02.015>.
- Mousivand, F., Bagherzadeh, Z., Sadeghian, M., 2015. Tectonic setting of the Bande Qichi volcanic-exhalative manganese-celestine deposit, South of Shahrood, North East Iran. *Second International Workshop on Tethyan Orogenesis and Metallogeny in Asia, Wuhan, China*.
- Nabatian, Gh., Rastad, E., Nubauer, F., Honarmand, M., Ghadiri, M., 2015. Iron and Fe-Mn mineralization in Iran: implications for Tethyan metallogeny, *Earth sciences* 62, 211-241. <https://doi.org/10.1080/08120099.2015.1002001>.
- Naderi, A., Nabatian, G., Honarmand, M., Kouhestani, H., 2020. Geology and genesis of Halab Mn deposit, SW Zanjan. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences* 29(115), 207-218. <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.89091.1150>.
- Nicholson, K., 1992. Contrasting mineralogical- geochemical signature of manganese oxide, guides to metallogenesis, *Economic Geology* 87, 1253-1264. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.5.1253>.
- Nicholson, K., Nayak, V.K., Nanda, J.K., 1997. Manganese ores of the Ghorajhor-Monmunda area, Sundergarh district, Orissa, India: geochemical evidence for a mixed Mn source. *Geological society special publications* 119, 117-121. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1997.119.01.08>.
- Oksuz, N., 2011. Geochemical characteristics of the Eymir (Sorgun-Yozgat) manganese deposit, Turkey. *Journal of Rare Earths* 29(3), 287-296. [https://doi.org/10.1016/S1002-0721\(10\)60446-2](https://doi.org/10.1016/S1002-0721(10)60446-2).

- Pirnia, T., Saccani, E., Torabi, G., Chiari, M., Gorican, S., Barbero, E., 2020. Cretaceous tectonic evolution of the Neo-Tethys in Central Iran: Evidence from petrology and age of the Nain-Ashin ophiolitic basalts. *Geoscience Frontiers* 11(1), 57-81. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.008>.
- Rahmatian, M., Lotfi, M., Ghaderi, M., 2019. Geochemistry of the Joun Abad manganese deposit, north Khash, Sistan and Baluchestan province. *Journal of Economic Geology*, 11(1), 81-103. <https://doi.org/10.22067/econg.v11i1.52594>.
- Rajabzadeh, M.A., Haddad, F., Polgári, M., Fintor, K., Walter, H., Molnár, Z., Gyollai, I., 2017. Investigation on the role of microorganisms in manganese mineralization from Abadeh-Tashk area, Fars Province, southwestern Iran by using petrographic and geochemical data. *Ore Geology Reviews* 80, 229-249. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.035>.
- Shahin, M., Ahmadi-Rouhani, R., Alaminia, Z., 2021. Comparison of Landsat-8, ASTER and Sentinel-2 satellite data for enhancing the iron-bearing minerals: a case study from northeast Ardestan, Isfahan. 28th National symposium of crystallography and mineralogy of Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Iran.
- Shahin, M., 2022. Gology, geochemistry and genesis of Fe-Cu mineralization in the Band-e-Cherk district, northeast Ardestan. M.Sc. Thesis, Department of Geology, University of Isfahan, Iran.
- Sharkovski, M., Filichev, E., Selivanov, E., 1981. Geological map of Kuh-e-Dom, scale 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Sharkovski, M., Susov, M., Krivyakin, B., 1984. Geology of the Anarak area (central Iran), explanatory text of the Anarak quadrangle map, Geological survey 250, 170-197.
- Shayanfar, M., Ghorashi, M., Ahmadi, S.J., Saeedi, A., Shahidi, AR., 2016. Geology and structural pattern of Anarak-Talmessi sedimentary basin, *Geosciences* 98, 315-320. <https://doi.org/10.22071/gsj.2016.41231>.
- Sjoberg, S., Stairs, Yu.C., Allard, B., Hallberg, R., Henriksson, S., Astrom, M., Duparaz, C., 2021. Microbe-mediated Mn oxidation a proposed model of mineral formation, *Mineral* 10, 1146-1158. <https://doi.org/10.3390/min11101146>.
- Slack, J.F., Grenne, T., Bekker, A., Rouxel, O.J., Lindberg, P.A., 2007. Suboxic deep seawater in the late Paleoproterozoic: Evidence from hematitic chert and iron formation related to seafloor-hydrothermal sulfide deposits, central Arizona, USA: *Earth and Planetary Science Letters* 255, 243-256. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.12.018>.
- Slack, J.F., Grenne, T., Bekker, A., 2009. Seafloor-hydrothermal Si-Fe-Mn exhalites in the Pecos greenstone belt, New Mexico, and the redox state of ca. 1720 Ma deep seawater. *Geosphere* 5(3), 302-314. <https://doi.org/10.1130/GES00220.1>.
- Stoffers, P., Glasby, G.P., Stuben, D., Renner, R.M., Pierre, T.G., Webb, J., Cardile, C.M., 1993. Comparative mineralogy and geochemistry of hydrothermal iron-rich crusts from the Pitcairn, Teahitia-mehetia, and Macdonald hot spot areas of the SW pacific. *Marine Georesources & Geotechnology* 11, 45-86. <https://doi.org/10.1080/10641199309379905>.
- Sugisaki, R., 1984. Relation between chemical composition and sedimentation rate of Pacific ocean-floor sediments deposited since the middle Cretaceous: basic evidence for chemical constraints on depositional environments of ancient sediments. *The Journal of Geology* 92, 235-259. <https://doi.org/10.1086/628858>.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalt: implications for mantle composition and processes. *Geological society* 42, 331-345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>.
- Toth, J.R., 1980. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron, *geological society of America bulletin* 91, 44-54. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1980\)91%3C44:DOSCRI%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1980)91%3C44:DOSCRI%3E2.0.CO;2).
- Vasilatos, C., Economou-Eliopoulos, M., 2018. Fossilized Bacteria in Fe-Mn-Mineralization: Evidence from the Legrena Valley, W. Lavrion Mine (Greece). *Minerals* 8(3), 107. <https://doi.org/10.3390/min8030107>.
- Von Damm, K.L., Beard, B.L., Jonhnsen, C.M., Poulson, R.L., 2003. Iron isotope constraints on Fe cycling and mass balance in oxygenated earth oceans. *Geology* 31(7), 629-632. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031%3C0629:ICOFC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031%3C0629:ICOFC%3E2.0.CO;2).
- Whitney, D., Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals, *American mineralogist* 95, 185-187.
- Wilmsen, M., Berensmeier, M., Fursich, FT., Majidifard, MR., Schlagintweit, F., 2018. A late cretaceous epicritic carbonate platform: the Haftoman Formation of Central Iran, *Springer* 64, 1-24. <https://doi.org/10.1007/s10347-018-0523-6>.

- Wilmsen, M., Berensmeier, M., Fursich, F.T., Schlagintweit, F., Hairapetian, V., Pashazadeh, B., Majidifard, M.R., 2020. Mid-Cretaceous biostratigraphy (ammonites, inoceramid bivalves and foraminifers) at the eastern margin of the Anarak Metamorphic Complex (Central Iran). *Cretaceous Research* 110, 104411. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104411>.
- Xu, Z., Wu, C., Zhang, Z., Xu, J., Li, X. and Jin, Z., 2021. Separation of Fe from Mn in the Cryogenian Sedimentary Mn Deposit, South China: Insights from Ore Mineral Chemistry and S Isotopes from the Dawu Deposit. *Minerals* 11, 446. <https://doi.org/10.3390/min11050446>.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M., Muttoni, G., 2009. The Cimmerian evolution of the Naxos–Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. *Geological Society, London. Special Publications* 312(1), 261-286. <https://doi.org/10.1144/SP312.13>.
- Zanchi, A., Barbarano, M., Agliardi, F., 2015. Inherited and active tectonic controls on the Piz Dora DSGSD (Val Mustair Switzerland). *Society and Territory* 2, 605-608. https://doi.org/10.1007/978-3-319-09057-3_100.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Pourkaseb, H., Sepahvand, M., 2016. Rare-earth element distribution and genesis of manganese ores associated with Tethyan ophiolites, Iran: A review. *Mineralogical Magazine* 80(1), 127-142. <https://doi.org/10.1180/minmag.2016.080.054>.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J., Pourkaseb, H., Asadi, S., 2018. Metal endowment reflected in chemical composition of silicates and sulfides of mineralized porphyry copper system, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, *Geochemica* 223, 36-59. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.11.012>.
- Zarrinkoub, M.H., Kalagari, A., Barghi, B., 2009. Mineralogy and genesis of Kamar Talar Mn in East of Birjand, Southern Khorasan, Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 17(2), 309-318. <https://ijcm.ir/article-1-591-fa.html>.
- Zeng, Z., Ouyang, H., Yin, X., Chen, S., Wang, X., Wu, L., 2012. Formation of Fe–Si–Mn oxy/ hydroxides at the PACMANUS hydrothermal field, Eastern Manus Basin: Mineralogical and geochemical evidence. *Journal of Asian Earth Sciences* 60, 130-146. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.08.009>.
- Zeng, Z., Ouyang, H., Yin, X., Chen, S., Wang, X., Wu, L., 2012. Formation of Fe-Si-Mn oxyhydroxide at the Paacmanus hydrothermal field, eastern manus basin: mineralogical and geochemical evidence, *Asian earth sciences* 60, 130-146. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.08.009>.