

Geochemistry and the origin of the Shamsabad manganese-bearing iron deposit, Markazi Province

Zohreh Marbouti¹, Farhad Ehya^{1*}, Ghodratollah Rostami Paydar², Sara Maleki Kheymehsari¹

1- Department of Geology, Behbahan Branch, Islamic Azad University, Behbahan, Iran

2- Department of Geology, Ahvaz Branch, Islamic Azad University, Ahvaz, Iran

Keywords: Trace elements, Hydrothermal, Iron deposit, Shamsabad

1-Introduction

Genetically, manganese deposits can be broadly divided into (i) primary Mn deposition and (ii) supergene-residual formation. The primary Mn deposition can be classified into three subgroups: (a) hydrothermal, (b) hydrogenetic, and (c) diagenetic. Hydrothermal, also known as exhalative or volcanogenic deposits, is the product of rapid precipitation from hot (100-350 °C) mobile metal-enriched fluids close to the ocean's interface of seafloor. Hydrogenetic deposits are also known as sedimentary deposits formed from slow precipitation at ambient conditions and subsequent sedimentation in relatively stable freshwater or marine environments. Diagenetic processes involve precipitation from pore fluids interacting with the material at varying levels in the sedimentary column. The supergene and residual deposits are formed as secondary formation (Sarkar, 2013). Shamsabad ferromanganese deposit is located in the Malayer-Esfahan metallogenic belt of the Sanandaj-Sirjan Zone and is hosted by the Lower Cretaceous dolomitic limestones. Many researches carried out on the Shamsabad deposit (Ahringberg, 1956; Thielle et al., 1968; Momenzadeh et al., 1976; Farhadi et al., 1995). Given the controversy regarding the origin of the Shamsabad deposit, geological, mineralogical, and LA-ICP-MS elemental data were used in this research to accurately identify the origin and effective processes in the formation of the Shamsabad deposit.

2- Methodology

During field studies, thirty samples were collected from orebodies and host rocks. Fourteen thin and ten polished sections from the ore and host rocks were prepared and studied by a transmitted/reflected polarizing microscope. Five samples were also analyzed using X-ray diffraction (XRD) spectroscopy to detect the mineral phases present in the ore. The XRD patterns were recorded with a diffractometer in the laboratory of Zamin Rizkavan, Tehran. Six samples were taken from different parts of the ore to study their trace and rare earth elements (REEs) geochemistry and analyzed using the LA-ICP-MS method in the LabMaTer Earth's Materials Laboratory UQAC, Canada.

3- Results and discussion

Mineralization in the Shamsabad manganese-bearing iron deposit occurs as stratabound in dark gray, thick-bedded to massive orbitolina-bearing limestones with a lower Cretaceous age. Hematite, limonite, goethite and pyrolusite are the primary ore minerals. Hematite is more abundant than other minerals. In addition, pyrite, galena, malachite, lepidocrocite, coronadite, rhodochrosite and todorokite are observed in small amounts in the ore. Calcite and quartz are the gangue minerals. XRD study on the ore samples also showed the presence of hematite, limonite, goethite, pyrolusite and quartz minerals.

The values of Mn/Fe ratios in the Shamsabad manganese-bearing iron deposit vary from 11 to 721. These very low to very high ratios indicate the separation of these two elements during transportation and hydrothermal activities involved in mineralization in sedimentary environments (Glasby, 2000). The Co/Zn ratios (0.002-0.004) point to a hydrothermal source for Mn mineralization. The ore sample's Co/Ni ratios (0.031-0.089) indicate that the sedimentary environment played an essential role in the Mn mineralization formation. All the

*Corresponding author: ehya@behiau.ac.ir

DOI: 10.22055/AAG.2020.34519.2146

Received 2020-08-01

Accepted 2020-10-01

studied ferromanganese ores display an enrichment trend of As, Ba, Cu, Pb and Zn, which is similar to deposits formed from hydrothermal fluids. Low Co content in ferromanganese ores suggests a minimum hydrogenic contribution during mineralization (Hein et al., 2008). Low Ti concentration with a mean value of 0.0013 wt% in the studied ores confirms their non-detrital origin, indicating that the ore is likely to have precipitated from hydrothermal fluids (Arrhenius and Tsai, 1981).

The Mn-Fe-(Co+Ni+Cu) \times 10 triangular diagram (Crerar et al., 1982), (Co/Zn)-(Co+Cu+Ni) diagram (Toth, 1980), and Co+Ni-(As+Cu+Mo+ Pb+V+Zn) diagram (Nicholson, 1992) are widely used for the separation of oceanic hydrogenous deposits and submarine-hydrothermal manganese sediments. The Shamsbad samples are located in the field of hydrothermal deposits. The samples studied fall within the range of hydrothermal and volcanic deposits in the Cu-Ni-Co diagram. Si vs Al diagram is used as a simple tool for identifying hydrothermal, hydrogenic and diagenetic sediments. Because submarine volcanic processes mainly produce silica in the iron and manganese deposits, silica in the submarine-hydrothermal deposits is relatively high. In contrast, Al is provided by clastic minerals (clay minerals) from continental sediments (Crerar et al., 1982). The Si vs Al diagram (Choi and Hariya, 1992) shows that Shamsabad ores have a hydrothermal origin.

The Σ REE concentration (31.40 ppm) is low in the studied samples. Cerium shows negative (0.6), while Eu positive anomalies (6.37). Low concentrations of Σ REE (31.40 ppm), negative Ce (0.6) and positive Eu anomalies (6.37) indicate that the hydrothermal solutions were involved in mineralization and reflect the interaction between heated waters and the substrate volcanic rocks. The ore's La_N/Nd_N and Dy_N/Yb_N ratios varied from 1.54 to 2.33 and from 1.16 to 2.71, respectively. Due to the low La_N/Nd_N ratios and the Dy_N/Yb_N ratios fall within the hydrothermal range, the origin of ferromanganese ore can be considered hydrothermal. The Y/Ho ratios in the Shamsabad samples vary from 53.3 to 105, indicating that they are within the Y/Ho ratios of submarine pore fluids.

4- Conclusions

Shamsabad deposit is stratabound with carbonate host rocks. Colloform aggregate and fine laminations are observed in the ore. All these are evidence of the volcanic-sedimentary origin for the deposit and deposition in a marine environment. Fe/Mn ratio in the studied ore samples is high and variable. The concentration and relationship between the trace elements in the studied samples prove a hydrothermal source for mineralization. Based on the data provided in this study, it is concluded that the Shamsabad ferromanganese deposit is deposited from submarine-hydrothermal fluids.

References

- Ahringberg, H., 1956. Shams Abad Iron Mineral Geysers, Translated by the National Iranian Steel Company Exploration Affairs.
- Arrhenius, G., Tsai, A.G., 1981. Structure, phase transformation and prebiotic catalysis in marine manganate minerals. *Scripps Institution of Oceanography* 81, 1–19.
- Choi, J.H., Hariya, Y., 1992. Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokora Belt, northeastern Hokkaido, Japan. *Economic Geology* 87, 1265–1274.
- Crerar, D.A., Namson, J., Chyi, M.S., Williams, L., Feigenson, M.D., 1982. Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for the hydrothermal convection at oceanic spreading centers. *Economic Geology* 77, 519–540.
- Glasby, G.P., Manganese: predominant role of nodules and crust. In: H.D. Schulz and M. Zabel (Editors), *Marine Geochemistry*, Springer-Verlag, Berlin, pp.335-372.
- Hein, J.R., Schulz, M.S., Dunham, R.E., Stern, R.J., Bloomer, S.H., 2008. Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Mariana and southern Izu-Bonin arc system, western Pacific. *Journal of Geophysical Research* 113, B08S14.
- Momenzadeh, M., 1979. Stratabound lead-zinc ores in the lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayar-Isfahan district (west central Iran), PhD Thesis, University of Heidelberg.
- Nicholson, K., 1992. Contrasting mineralogical–geochemical signatures of manganese oxides: Quides to metallogenesis. *Economic Geology* 87, 1253–1264.
- Sarkar, S.K., 2013. Manganese ore deposit of Balaghat mine, central India: evolution model and its implication for exploration, PhD Thesis, India School of Mines, Dhanbad.
- Toth, J.R., 1980. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geological Society of America Bulletin* 91, 44–54.

Thielle, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmand-zadeh, A., Seyed-Emami, K., Zahedi, M., 1968. Golpaygan quadrangle map 1:250000 with exeplanatory text. Geological Survey of Iran.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Marbouti, Z., Ehya, F., Rostami Paydar, G., Maleki Kheymehsari, S., 2021. Geochemistry and the origin of the Shamsabad manganese- bearing iron deposit, Markazi Province. Adv. Appl. Geol. 11(3), 536-556.

DOI: 10.22055/AAG.2020.34519.2146

url: https://aag.scu.ac.ir/article_15912.html?lang=en

ژئوشیمی و منشأ کانسار آهن منگنزار شمس آباد، استان مرکزی

زهره مربوطی

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

فرهاد احیاء*

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

قدرت اله رستمی پایدار

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

سارا ملکی خیمه سری

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

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۷/۱۰

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۱۱

ehya@behiau.ac.ir

چکیده

کانسار آهن منگنزار شمس آباد در ۳۶ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان اراک، در زون سنندج - سیرجان قرار دارد. به منظور تعیین منشأ و فرآیندهای تشکیل کانسار، علاوه بر مطالعات پتروگرافی و کانی شناسی، مطالعات ژئوشیمیایی عناصر کمیاب (به روش LA-ICP-MS) بر روی نمونه‌های کانسنگ انجام شد. ماده معدنی به شکل عدسی و به صورت استراتاباند در سنگ آهک‌های ستبر لایه تا توده‌ای اوربیتولین‌دار به سن کرتاسه زیرین رخ داده است. کانی‌های اصلی کانسنگ شامل هماتیت، لیمونیت، گوتیت و پیرولوسیت است. کانی هماتیت نسبت به دیگر کانی‌ها فزونی دارد. بافت گل کلمی و لامیناسیون در کانسنگ شواهدی بر منشأ آتشفشانی - رسوبی کانسار و رسوب گذاری در یک محیط دریایی است. حضور کانی تودوروکیت به صورت اولیه نشانه‌ای بر وجود کانه‌زایی متأثر از سیال گرمایی می‌باشد. بالا بودن نسبت‌های Si/Al , Mn/Fe و روند غنی‌شدگی Pb , Cu , Ba , Zn و تهی‌شدگی Co و Ni مشابه با کانسارهای گرمایی می‌باشد. الگوی به‌هنجار شده عناصر نادر خاکی کانسار شمس آباد و پایین بودن مقادیر میانگین ΣREE (۳۱/۴۰ ppm) منشأ گرمایی را حمایت می‌کند. آنومالی منفی Ce و آنومالی مثبت Eu نشان می‌دهد که سیالات گرمایی دما پایین نقش مهمی در کانی‌سازی داشته‌اند. نسبت‌های Co/Ni , Co/Zn , La/Ce , La_N/Nd_N , Dy_N/Yb_N و Y/Ho و نمودارهای تفکیک کننده حاصل از غلظت عناصر اصلی و کمیاب، در محدوده کانسارهای گرمایی قرار دارند. با توجه به نتایج بدست آمده در این تحقیق، پیشنهاد می‌شود که کانسار شمس آباد از سیالات گرمایی - زیردریایی ته نشست شده است.

کلمات کلیدی: عناصر کمیاب، نادرخاکی، گرمایی، کانسار آهن، شمس آباد

مقدمه

رسوبی واکنش داشته‌اند. کانسارهای سوپرژن و بازماندی به صورت ثانویه تشکیل می‌شوند (Sarkar, 2013). کانسارهای منگنز در ایران دارای منشأ و جایگاه‌های زمین شناسی متنوعی هستند و محدوده سن آنها از پرکامبرین - کامبرین پیشین تا میوسن پسین - پلیوسن متغیر است (Nabatiyan et al., 2015; Zarasvandi et al., 2016a). مطالعات زیادی توسط محققین برای شناسایی رخداد‌های کانه‌زایی منگنز در ایران صورت گرفته است. از جمله مطالعات جامعی که بر روی این کانسارها انجام شده، می‌توان به مروری بر کانه‌زایی منگنز در افیولیت‌های تیتس (Zarasvandi et al., 2016a)، کانه‌زایی منگنز در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین در جنوب - جنوب غرب سبزواری (Maghfouri et al., 2017) و مروری بر توزیع مکانی - زمانی و کانه‌زایی کانسارهای اصلی منگنز ایران (Maghfouri et al., 2019) اشاره نمود.

از نظر زایشی، کانسارهای منگنز می‌توانند به طور گسترده به دو دسته تقسیم شوند: ۱- رسوب اولیه منگنز و ۲- تشکیل به صورت سوپرژن - بازماندی. رسوب اولیه منگنز را می‌توان به سه زیر گروه: الف- گرمایی، ب- آبراد، و ج- دیاژنزی، طبقه‌بندی کرد. کانسارهای گرمایی به عنوان کانسارهای برون‌دمی یا آتشفشانی- رسوبی شناخته شده‌اند که از ته نشست سریع سیالات داغ (۱۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد) غنی از فلزات متحرک، در نزدیکی فصل مشترک آب و کف دریا بوجود آمده‌اند. نهشته‌های آبراد که بنام نهشته‌های رسوبی هم خوانده می‌شوند، از ته نشست آهسته در شرایط راکد و رسوبگذاری بعدی در محیط‌های ترجیحاً پایدار آب شیرین یا دریایی تشکیل می‌شوند. فرآیندهای دیاژنزی شامل رسوب از سیالات منفذی است که با مواد واقع در ترازهای مختلف ستون

کانسار آهن منگنزار شمس آباد در کمربند فلزایی ملایر- اصفهان در زون سنندج - سیرجان قرار دارد و توسط سنگ آهک دولومیتی به سن کرتاسه پایینی میزبانی شده است. در مطالعات قبلی، مدل‌های کانی‌سازی مختلفی برای کانسار شمس آباد پیشنهاد شده است. اهرینبرگ (Ahringberg, 1956) به کانی‌سازی گرمایی و فرآیند جانیشینی اعتقاد داشت. مومن زاده (Momenzadeh, 1979) و تیله‌ای و همکاران (Thiele et al., 1968) کانی‌سازی همزمان با رسوبگذاری را پیشنهاد کرده‌اند. فرهادی و همکاران (Farhadi et al., 1995) منشأ کانسار را آتشفشانی دور از منشأ در نظر گرفته، لیکن نظریه حمل از قاره را نیز رد نکرده‌اند. در این مقاله سعی شده است با استفاده از مطالعه زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی به منشأ و فرآیندهای موثر در تشکیل کانسار آهن منگنزار شمس آباد، پی برده شود.

جایگاه زمین شناسی

ناحیه سنندج - سیرجان به عنوان پرتکاپوترین پهنه ساختاری در ایران، بخشی از کوهزاد زاگرس و سامانه کوهزاد آلپ - هیمالیا است که در اثر همگرایی میان بخش شمالی گندوانا با بلوک‌های سیمیرین و جنوب اوراسیا شکل گرفته است (Brunet et al., 2009). زون سنندج - سیرجان با طولی حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر به صورت یک نوار ماگمایی - دگرگونی با روند شمال باختر - جنوب خاور بین زاگرس و ایران مرکزی از ارومیه در شمال باختر تا سیرجان و اسفندقه در جنوب خاور امتداد دارد (شکل ۱). زون سنندج - سیرجان را می‌توان از نظر فلزایی به سه بخش جنوبی، میانی و شمالی تقسیم کرد. بخش جنوبی از سیرجان تا اصفهان ادامه دارد و با ادامه گسله درون، از بخش میانی جدا می‌شود. بخش شمالی نیز با ادامه گسل جنوب تهران از بخش میانی جدا می‌شود. در حقیقت ادامه روند دو گسل جنوب تهران و درون، به ترتیب مرز باختری و خاوری بخش میانی زون سنندج - سیرجان را به وجود می‌آورند (Ghorbani, 2002). کمربند فلزایی ملایر - اصفهان در بخش میانی زون سنندج - سیرجان قرار گرفته است که در موقعیت زمین‌ساختی پشت کمانی جای دارد (Mohajjel and Ferguson, 2014). از مهمترین کانسارهای محور ملایر - اصفهان می‌توان به کانسارهای سرب و روی ایرانکوه، عمارت، راونج، انجیره، آهنگران و همچنین کانسار شمس آباد اشاره کرد (Ehya et al., 2010).

واحدهای سنگی متنوعی مربوط به دوره تریاس بالایی تا کواترنری در ناحیه کانسار شمس آباد رخنمون دارند (شکل ۲). قدیمی‌ترین نهشته‌های بیرون زده در این محدوده، اسلیت و شیست‌های خاکستری تیره تا سیاه تریاس بالایی هستند که با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ‌های دانه ریز به رنگ خاکستری مایل به سبز رخنمون یافته‌اند. این نهشته‌ها توسط حرکت‌های برشی متحمل دگرشکلی شده‌اند و بصورت اسلیت‌هایی با سطوح شیستوزیته دیده

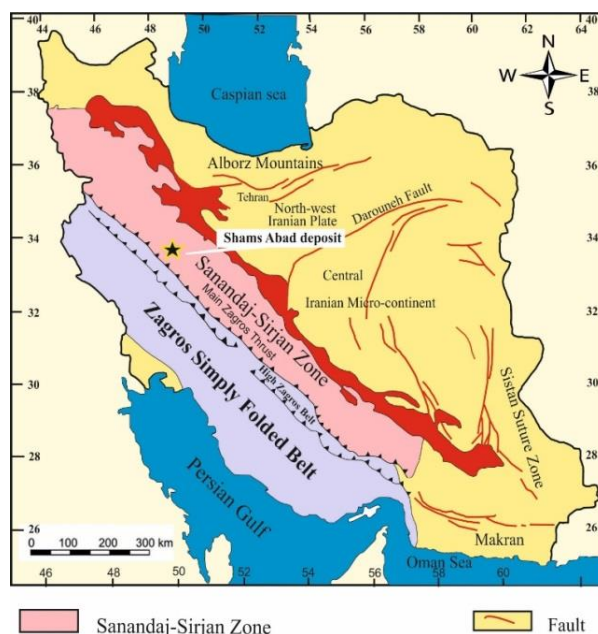
می‌شوند. بر روی این واحد، واحدهای ژوراسیک شامل شیست و ماسه‌سنگ‌های خاکستری مایل به سبز با میان لایه‌هایی از ماسه سنگ‌های متراکم و ستبر لایه و رنگ هوازده بنفش تا سیاه همراه با کانی‌های آهن به صورت تدریجی و هم شیب قرار گرفته است. در بخشی از ماسه‌سنگ‌ها و شیست‌هایی که کمتر دگرگون شده‌اند، آثار گیاهی، دو کفه‌ای و آمونیت‌ها دیده می‌شود. رسوبات کرتاسه زیرین به صورت ناپیوسته زاویه‌دار بر روی مجموعه سنگ‌های دگرگونی ژوراسیک قرار می‌گیرند. این رسوبات شامل واحدهای سنگی: ۱. ماسه‌سنگ‌های دولومیتی متوسط تا ستبر لایه، ۲. سنگ آهک و سنگ آهک دولومیتی ضخیم لایه تا توده‌ای اوربیتولین‌دار، ۳. شیل‌های آهکی با میان لایه‌هایی از سنگ آهک اوربیتولین‌دار و ۴. تناوبی از سنگ آهک‌های دولومیتی ستبر لایه تا توده‌ای با مارن و سنگ آهک‌های نازک لایه رسی می‌باشند. سن این واحدهای سنگی آپسین - آلبین تعیین شده است. واحدهای سنگی مورد ۲ سنگ میزبان ماده معدنی می‌باشد (شکل‌های ۲ و ۳). نهشته‌های ترشیری شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلت و مارن سیلت‌دار با شیب ملایم نزدیک به ۱۵ درجه بر روی نهشته‌های کرتاسه قرار دارد. مخروطه افکنه‌ها و پادگانه‌های آبرفتی قدیمی و آبرفت‌های سخت نشده، جوان‌ترین رسوبات منطقه مورد مطالعه می‌باشند (Kholghi, 2004) (شکل ۲).

محدوده معدنی شمس آباد دارای مساحتی حدود 6 km^2 است. واحدهای سنگی میزبان کانسار شمس آباد یال برگشته‌ی یک ناودیس با محور شمال غرب - جنوب شرق را می‌سازند. این لایه‌ها دارای راستای شمال غرب، جنوب شرق و شیب ۴۰ تا ۸۰ درجه به سمت شمال شرق هستند. چین خوردگی‌های مضاعف و ساختمان-S و Z شکل را در واحد کانه‌دار در تمامی مقیاس‌ها می‌توان در معدن شمس آباد مشاهده کرد. نیروهای تکتونیکی که در منطقه باعث چین خوردگی شده‌اند، سبب ایجاد دو سیستم گسلی کشتی و تراکمی شده است. گسل‌های کشتی با امتداد شمال شرق- جنوب غرب قرار گرفته‌اند. گسل‌های معکوس به موازات محور ناودیس‌ها ایجاد شده‌اند. در ناحیه‌ی کانسار شمس آباد دگرگونی ناحیه‌ای بسیار ضعیفی در توالی سنگ‌های رسوبی کرتاسه پیشین (شامل سنگ‌های میزبان ماده معدنی) مشاهده می‌شود که حاصل فاز کوهزایی لارامید در کرتاسه پسین می‌باشد. اثرات این دگرگونی بسیار خفیف بوده و شامل جهت یافتگی ضعیف تا خوب در یافت بعضی از سنگ‌ها، کشیدگی، بیضوی شدن و پهن‌شدگی کانی‌های سنگ‌ها، پیدایش تورق در لایه‌ها و تبلور مجدد می‌باشد (Kholghi, 2004).

کانی‌زایی در کانسار آهن منگنزار شمس آباد به صورت استراتاباند در سنگ آهک‌های ستبر لایه تا توده‌ای اوربیتولین‌دار خاکستری مایل به تیره به سن کرتاسه پایینی رخ داده است (شکل ۴). شکل هندسی ماده معدنی به صورت عدسی بزرگ به طول ۱۲۰۰ متر و ضخامت ۲۵۰ متر می‌باشد که حاوی چندین عدسی

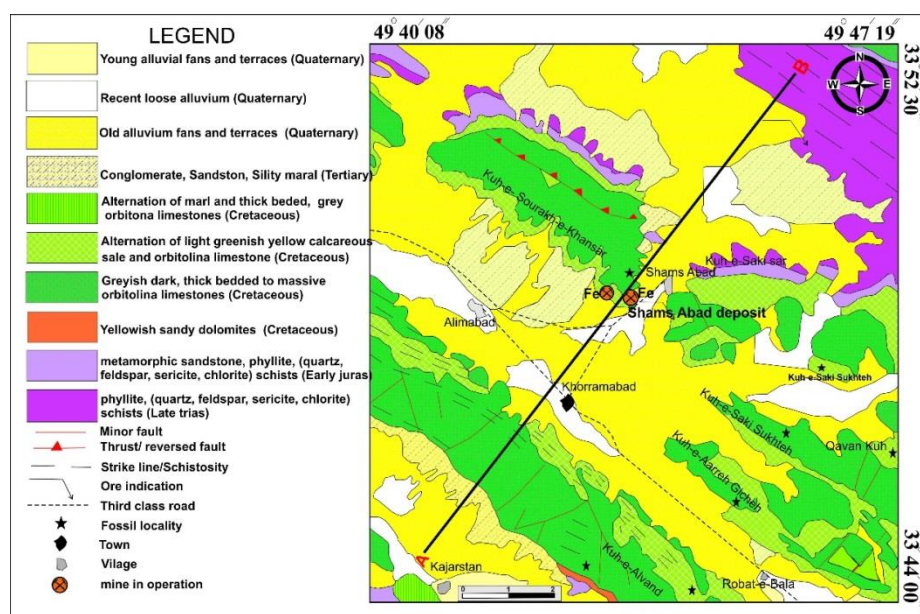
سازی متفاوت کربناتی و سیلیسی برای این کانسار در نظر گرفته شده است. ذخیره کانسنگ کربناته ۲۰/۴ و ذخیره کانسنگ سیلیسی ۴۶/۴ میلیون تن است. عیار متوسط کانسنگ ۴۰ درصد آهن و ۳ درصد منگنز برآورد شده است (Ahringberg, 1956). از بخش سنگ آهن سیلیسی تقریباً استخراجی صورت نگرفته است، اما در بخش کربناته از میان ۱۶ پله طراحی شده طرح دماغ، ۱۶/۲ میلیون تن کانسنگ باقی مانده است.

آهکی موازی یکدیگر در سطح است. توده‌های آهن‌دار با سطح تماس مشخص به صورت هم شیب از طبقات رویی و زیرین خود جدا می‌شوند، و در برخی مناطق از خود لایه‌بندی نشان می‌دهند. اگرچه تماس بین توده‌ی معدنی و سنگ‌های میزبان اغلب تیز است، اما گاهی تماس‌های انتشاری نیز در سنگ‌های آهکی کمر پایین یافت می‌شود (شکل ۵). براساس نسبت ترکیبات (سیلیسی و کربناتی)، نوع و شکل کانی‌سازی و عیار کانسار، دو منطقه کانی-



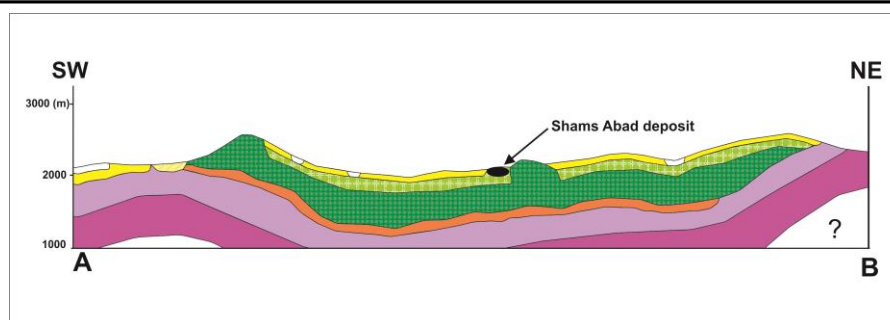
شکل ۱- موقعیت کانسار شمس آباد در زون‌های ساختاری ایران (تغییر یافته از Ghasemi and Talbot, 2006).

Fig. 1. Main tectonic zones of Iran and location of the Shamsabad deposit (modified after Ghasemi and Talbot, 2006).



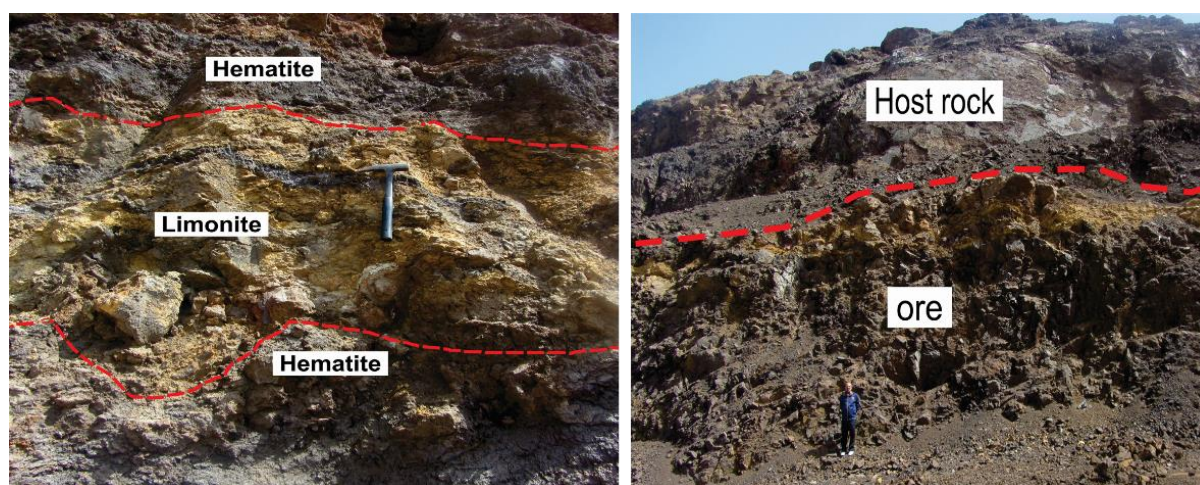
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ناحیه شمس آباد (با تغییر از Kholghi, 2004).

Fig. 2. Geological map of the area around Shamsabad deposit (modified after Kholghi, 2004).



شکل ۳- مقطع زمین‌شناسی ناحیه کانسار شمس آباد (راهنمای سازندهای زمین‌شناسی همانند شکل ۲ است، همچنین محل مقطع در شکل ۲ مشخص شده است).

Fig. 3. Geological cross-section across the Shamsabad deposit (the legend for geological formations is as in Figure 2; the location of the cross section is marked in Figure 2).



شکل ۵- لایه های هماتیت و لیمونیت با سطح تماس مشخص که به صورت هم شیب از طبقات رویی و زیرین جدا می‌شوند.

Fig. 5. Hematite and limonite layers with a defined contact that are conformable to the upper and lower layers.

شکل ۴- نمایی از ماده معدنی در کانسار شمس آباد (دید به سمت شمال).

Fig. 4. Photograph showing a view of the orebody in Shamsabad deposit (view to the north).

مواد و روش‌ها

روش LA-ICP-MS در آزمایشگاه UQAC، LabMaTer در کشور کانادا تجزیه شدند. این تجزیه‌ها با استفاده از یک سیستم تخریب کننده لیزری با طول موج ۱۹۳ نانومتر (فرکانس ۱۰ هرتز) مدل M-50 همراه با یک طیف سنج جرمی نشری پلاسمای جفت شده القایی Agilent 7700x انجام شدند. در روش LA-ICP-MS نمونه‌های جامد که در یک سلول کوچک قرار دارند با استفاده از یک لیزر (اشعه ماورای بنفش با طول موج ۱۹۳ نانومتر و قطر پرتوی ۶۰ μm) تخریب شده و بخار ذرات کوچک (> ۲ میکرومتر) را تولید می‌کنند. بخار تولید شده توسط گاز هلیوم به طیف سنج جرمی حمل می‌شود. سپس ذرات کوچک در پلاسمای آرگون (دمای حدود ۶۰۰ K) یونیزه می‌شوند و نسبت به تغییرات مربوط به وزن از یکدیگر جدا می‌شوند. سیستم LA-ICP-MS میزان غلظت ۳۲ عنصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی در کانسنگ مورد مطالعه را با حد تشخیص کمتر از ppm ارائه داده است.

در حین بررسی‌های صحرائی، از توده معدنی و سنگ‌های میزبان، نمونه‌برداری به عمل آمد. در مجموع ۲۵ نمونه جمع آوری گردید که از این میان ۸ مقطع نازک از سنگ میزبان و ۶ مقطع صیقلی از کانسنگ تهیه و بوسیله میکروسکوپ پلاریزان عبوری-انعکاسی در آزمایشگاه دانشگاه آزاد تهران شمال مطالعه شدند. جهت تشخیص فازهای کانیاپی موجود در نمونه‌های کانسار، به ویژه شناسایی کانی‌های اصلی، و هم چنین تاثیر انواع دگرسانی بر روی آنها، تعداد ۵ نمونه از کانسنگ به روش طیف سنجی پراش پرتو ایکس (XRD) توسط دستگاه PHILIPS PW1730 هلند در آزمایشگاه زمین ریزکاون، تهران، تجزیه شد.

به منظور مطالعات ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و نادر خاکی، ۶ نمونه از بخش‌های مختلف کانسنگ با درصد بالای منگنز برداشت شد و مقاطع صیقلی با قطر یک اینچ تهیه گردید. این نمونه‌ها به

نتایج

پتروگرافی و کانی شناسی

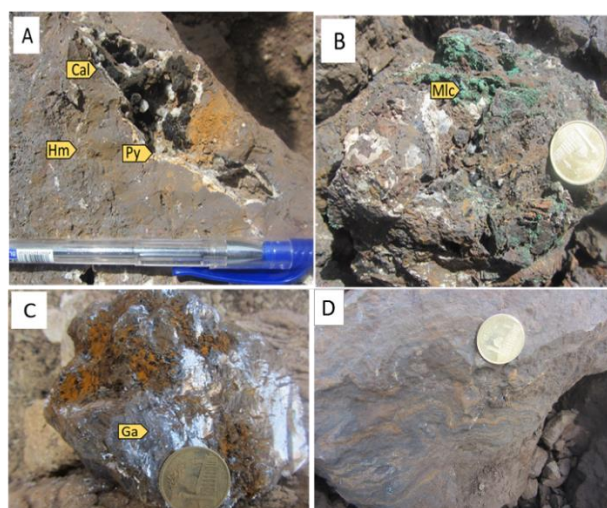
کانسنگ

کانسنگ مورد مطالعه عمدتاً شامل هماتیت، لیمونیت، گوتیت و پیرولوسیت می باشد که بصورت متراکم، سخت و گاهی بطور غیر منظم متخلخل شده است. هماتیت نسبت به سایر کانی ها فزونی قابل توجهی دارد. کانی هماتیت بصورت توده ای، رگه ای، پراکنده و در رنگ های عموماً قهوه ای تا اندکی سیاه رنگ دیده می شود. کانی های لیمونیت و گوتیت نیز به صورت توده ای و پراکنده دیده می شوند. کانی پیرولوسیت به صورت توده ای، رگه ای و گاهی اوقات در حفرات و فضاهای خالی کانسنگ با آگرگات گل کلمی مشاهده می شود (شکل ۶a). کانی مالاکیت بصورت پراکنده و لایه های نازک به مقدار ناچیز در کانسنگ وجود دارد (شکل ۶b). کانی گالن به صورت درشت بلور بخصوص در بخش شمال غربی کانسار به همراه ماده معدنی مشاهده می شود (شکل ۶c). کانسنگ گاه دارای لامیناسیون ظریفی است (شکل ۶d). کانی های باطله کلسیت و کوارتز می باشد. کلسیت بصورت ثانویه حفرات و فضاهای خالی کانسنگ را پر کرده است و گاهی با آگرگات گل کلمی به همراه کانی پیرولوسیت مشاهده می شود (شکل ۶a). مطالعه XRD نمونه های کانسنگ حضور کانی های هماتیت، لیمونیت، گوتیت، پیرولوسیت و کوارتز را نشان داده است.

در زیر میکروسکوپ پیریت در متن گوتیت مشاهده می شود (شکل ۶a). بلورهای پیریت توسط گوتیت و لپیدوکروسیت جانشین شده اند (شکل ۶b). همزمان با گوتیت زایی دانه های پیریت در محیط اکسیدان، محلول های منگن دار نیز فعال شده و در شرایط کلئیدی موجب شکل گیری کورونادیت شده اند (شکل ۶c).

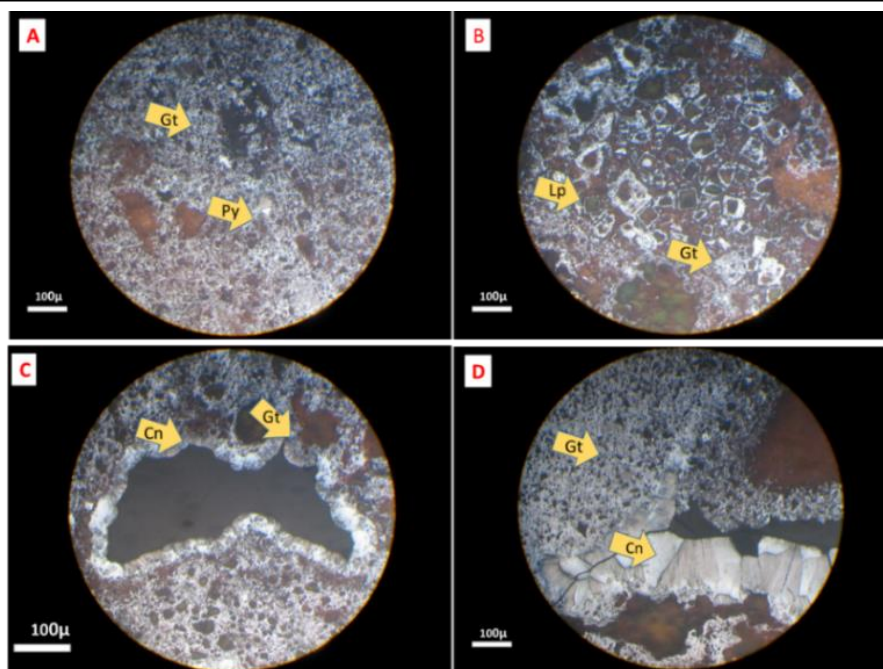
کورونادیت در محیط رگه ای بصورت فلسی شکل و گل کلمی بوجود آمده است. رگه های کورونادیت در برخورد با متن گوتیت به تدریج مستهلک می شوند که خود نمودی از همزمانی این دو کانی می باشد (شکل ۶d). کانی تودوروکیت با رخساره دسته علفی و رشته ای مشاهده می شود (شکل ۶a). کانی گل کلمی کورونادیت در حاشیه کانی رشته ای و دسته علفی تودوروکیت قرار دارد (شکل ۶b). طی واپاشی دانه های پیریت به گوتیت و لپیدوکروسیت، آثاری از مجموعه اخراج آهن قهوه ای رنگ و رودوکروزیت مشاهده می شود (شکل ۶c). در حاشیه حفره ها، تودوروکیت در برگریخته کورونادیت گل کلمی می باشد که نشان دهنده همزیستی این دو کانی است. حفره ها احتمالاً توسط سیلیس بی شکل (آمورف) پر شده اند. تودوروکیت به تدریج به گوتیت و لپیدوکروسیت تبدیل شده است (شکل ۶d).

با توجه به مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام شده، توالی پاراژنری کانه ها و کانی های باطله در کانسار شمس آباد در شکل ۹ آورده شده است. ابتدا در شرایط احیایی کانی های سولفیدی گالن و پیریت تشکیل شده است. سپس با تغییر شرایط و اکسیدی شدن محیط تشکیل، کانی های اکسیدی آهن و منگنز مانند هماتیت، لیمونیت، پیرولوسیت، تودوروکیت و کورونادیت تشکیل می شوند. در شرایط احیایی و اکسیدی کانه باطله کوارتز همراه کانی های سولفیدی و اکسیدی ته نشست شده است. کانی سازی عمدتاً در مرحله اکسیدی رخ داده است. تأثیر فرایندهای هوازدگی و برونزاد سبب دگرسانی کانی های اکسیدی و سولفیدی شده و کانی های سوپرزن هماتیت، لیمونیت، گوتیت، مالاکیت، لپیدوکروسیت، رودوکروزیت به وجود آمده اند. هوازدگی برونزاد باعث انحلال سنگ های کربناتی و تشکیل کلسیت های ثانویه شده است.



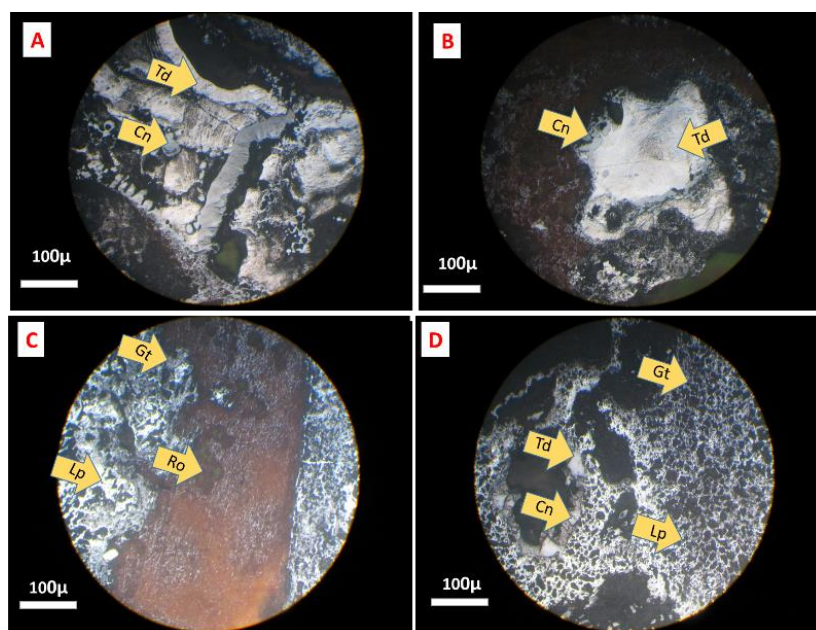
شکل ۶- (a) کانی های کلسیت و پیرولوسیت با آگرگات گل کلمی، (b) کانی مالاکیت به صورت پراکنده در کانسنگ، (c) کانی درشت بلور گالن در کانسنگ و (d) لامیناسیون ظریف کانسنگ.

Fig. 6. (a) Calcite and pyrolusite minerals with colloform aggregate, (b) Malachite dispersed in the ore, (c) Coarse galena crystals in the ore, and (d) Fine lamination of the ore.



شکل ۷- (a) پیریت در زمینه گوتیت، (b) جانشینی پیریت توسط گوتیت و لپیدوکروسیت، (c) تشکیل کورونادیت همزمان با گوتیت‌زایی و (d) رگچه‌های کورونادیت در برخورد با متن گوتیت به تدریج مستهلک می‌شوند. Py = پیریت، Gt = گوتیت، Lp = لپیدوکروسیت و Cn = کورونادیت.

Fig. 7. (a) Pyrite in a goethite groundmass, (b) Replacement of pyrite by goethite and lepidocrocite, (c) Formation of coronadite contemporaneously with goethite, and (d) Veins of coronadite gradually disappearing in the face of goethite. Py = Pyrite, Gt = Goethite, Lp = Lepidocrocite, and Cn = Coronadite.



شکل ۸- (a) کاننی تودوروکیت با آگرگات دسته علفی و رشته‌ای، (b) کاننی گل کلمی کورونادیت در حاشیه کاننی رشته‌ای و دسته علفی تودوروکیت، (c) واپاشی دانه‌های پیریت به گوتیت و لپیدوکروسیت و (d) تودوروکیت در برگیرنده کورونادیت گل کلمی. Gt = گوتیت، Lp = لپیدوکروسیت، Cn = کورونادیت، Tn = تودوروکیت، و Ro = رودوکروزیت.

Fig. 8. (a) Todorokite with stringer and divergent aggregates, (b) Colloform coronadite at the margins of todorokite stringers, (c) Decomposition of pyrite grains to goethite and lepidocrocite, and (d) Todorokite contains colloform coronadite. Gt = Goethite, Lp = Lepidocrocite, Cn = Coronadite, Tn = Todorokite, and Ro = Rhodochrosite

Minerals	Mineralization stages		Post mineralization stage
	stage 1	stage 2	Supergene
Hematite			
Pyrolusite			
Limonite			
Pyrite			
Galena			
Goethite			
Malachite			
Lepidocrocite			
Coronadite			
Todorokite			
Rhodochrosite			
Quartz			
Calcite			

شکل ۹- توالی پاراژنزی کانه‌ها و کانی‌های باطله در کانسار شمس آباد.

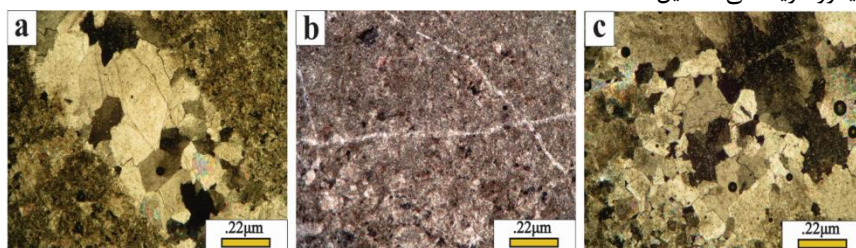
Fig. 9. Paragenetic sequence of the ore and gangue minerals in the Shamsabad deposit.

غلظت عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی

میانگین مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی تعیین شده به روش LA-ICP-MS برای ۶ نمونه کانسنگ فرومگنز در جدول ۱ آورده شده است. مقادیر نسبت Mn/Fe از ۱۱ تا ۷۲۱ تغییر می‌کند. کمترین مقادیر میانگین عناصر تجزیه شده (کمتر از ۵۰ ppm) مربوط به عناصر کمیاب Cr, Co, Ni, Cd و V می‌باشد. بالاترین مقادیر میانگین عناصر (بیشتر از ۱۰۰۰ ppm) مربوط به عناصر Ca, Zn و Si است. نسبت Si/Al از ۱۰ تا ۷۴، نسبت Co/Ni از ۰/۳۱ تا ۰/۸۹، و نسبت Co/Zn از ۰/۰۰۲ تا ۰/۰۰۴، در نمونه‌های مورد مطالعه تغییر می‌کند. کمترین غلظت عناصر نادر خاکی (REE) مربوط به Lu, Ho, Tm (کمتر از ۰/۱ ppm) می‌باشد. مقادیر مجموع غلظت عناصر نادر خاکی (ΣREE) از ۲/۲۸ تا ۳۵/۴۹ ppm و مقادیر نسبت مجموع غلظت عناصر نادر خاکی سبک به مجموع غلظت عناصر نادر خاکی سنگین ($\Sigma LREE/\Sigma HREE$) از ۶/۴۵ تا ۵۰/۲۲ تغییر می‌کنند. مقادیر میانگین نسبت Eu/Eu^* از ۵/۳۶ تا ۶/۹۶ و میانگین نسبت Ce/Ce^* از ۰/۱۴ تا ۱/۴۱ تغییر می‌کنند. نسبت La_N/Nd_N از ۱/۵۴ تا ۲/۳۳، نسبت Dy_N/Yb_N از ۱/۱۶ تا ۲/۷۸ و نسبت Y/Ho از ۵۳/۳۳ تا ۱۰۵/۰۰ در کانسنگ مورد مطالعه تغییر می‌کنند.

سنگ میزبان

سنگ آهک‌های خاکستری مایل به تیره، ضخیم لایه تا توده‌ای اوربیتولین‌دار به سن کرتاسه پایینی سنگ میزبان ماده معدنی کانسار شمس آباد می‌باشد. این سنگ‌ها بلوری شده‌اند و دارای رگچه‌های اسپارایتی می‌باشند (شکل ۱۰a). علاوه بر این، گاهاً دولومیتی شده و تبلور مجدد یافته‌اند (شکل ۱۰b)، به طوری که رگه‌های کلسیت نیز به وضوح در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۱۰c). فراوانی فسیل‌های اوربیتولین در سنگ آهک میزبان می‌تواند در ارتباط با حضور جریان‌های از رسوبات آواری - تخریبی، پیشروی آب دریا و تغییر در شکل سکو و تشکیل رمپ کربناته باشد. حرکات تکتونیکی و تأثیر آن بر کربنات‌های کرتاسه باعث ایجاد شکستگی‌هایی در سنگ میزبان شده که فضای لازم را جهت نفوذ سیالات کانه‌دار فراهم آورده است. سنگ آهک و سنگ آهک دولومیتی اوربیتولین‌دار سنگ میزبان به صورت پیوسته و تدریجی به ردیفی از مارن، شیل‌های آهکی، سنگ آهک رسی با میان لایه‌هایی از سنگ آهک اوربیتولین‌دار که رنگ سطح هوازده آن‌ها خاکستری روشن تا زرد مایل به سبز روشن است، تبدیل شده است. باتوجه به مطالعات میکروسکوپی انجام شده، دگرسانی سنگ دیواره در کانسار شمس آباد ساده است و شامل سیلیسی شدن، تبلور مجدد و دولومیتی شدن جزئی است. مهمترین دگرسانی، تبلور مجدد می‌باشد، به طوری که بر اثر آن کلسیت‌های اسپارایتی از کلسیت‌های میکرو کریستالی تشکیل شده‌اند.



شکل ۱۰- (a) سنگ آهک میکرایتی دارای رگه‌های اسپارایتی همراه با آثار فسیلی، (b) سنگ آهک بلوری شده دارای رگه‌های کلسیت و (c) سنگ آهک دگرگون شده و دولومیتی شده.

Fig. 10. (a) Micritic limestone with sparitic veins and fossil traces, (b) Crystallized limestone with calcite veins, and (c) Metamorphosed and dolomitized limestone.

جدول ۱- نتایج (ppm) LA-ICP-MS کانسنگ کانسار شمس آباد.
 Table 1. LA-ICP-MS results (ppm) of ore from the Shamsabad deposit.

Sample	SN1				SN2			SN3		
	DL	Ave(n=3)	Max	Min	Ave(n=3)	Max	Min	Ave(n=3)	Max	Min
	Trace elements									
Al	23.3-52.6	421	589	158	222	381	113	464	604	235
Si	18.4-42.5	5238	6646	5130	5634	6085	5191	4685	5229	4100
Ca	3.02-16.52	6635	6845	6584	6104	6284	5857	5521	6598	4665
Ti	.52-6.43	19.17	27.5	9.80	5.04	3.55	7.23	40.77	49.2	33.6
V	0.04-.55	0.86	1.59	0.14	1.56	2.54	0.85	1.12	1.41	0.75
Cr	0.09-1.93	7.0	10.6	2.45	15.8	19.7	12.9	33.9	42.9	17.3
Mn	2.51-7.94	720549	754746	676195	703760	740160	647520	690710	719687	669629
Fe	4615-8737	34051	73030	2669	49657	100942	17153	63903	82150	39074
Co	0.10-0.31	6.54	8.83	4.66	3.69	3.83	3.52	3.28	3.60	2.91
Ni	0.37-0.83	9.75	12.7	6.83	7.72	8.28	7.16	10.63	13.5	7.72
Cu	0.01-0.02	171.4	309	52.5	48.7	54.3	45.5	465.9	476	456
Zn	0.53-2.87	2162	2175	2143	1699	1846	1586	1605	1750	1416
As	0.04-0.06	78.1	77.6	15.3	25.5	49.3	9.5	52.0	60.6	45.0
Mo	0.004-0.021	12.09	13.8	11.2	9.82	10.1	9.44	8.35	8.95	7.72
Cd	0.11-0.22	9.4	10.2	8.35	10.5	10.7	10.2	4.5	4.77	4.40
Ba	0.009-0.07	332	398	282	629	765	499	279	301	249
Pb	0.005-0.01	591	950	335	247	273	201	6262	7507	5050
Y	.0008-0.01	2.8	3.89	1.99	10.6	10.8	10.3	3.2	3.84	2.89
Mn/Fe		21	10	253	14	7	38	11	9	17
Co/Ni		0.67	0.69	0.68	0.48	0.46	0.49	0.31	0.26	0.37
Co/Zn		0.003	0.004	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
	Rare earth elements (REEs)									
La	0.001-0.01	2.08	3.67	1.01	7.22	8.53	6.16	4.34	5.04	3.31
Ce	0.001-0.02	4.78	9.96	1.15	4.90	8.56	2.65	1.53	1.75	1.19
Pr	0.0007-0.007	0.48	0.84	0.23	1.77	2.05	1.55	1.21	1.43	0.95
Nd	0.002-0.032	2.1	0.89	0.70	9.1	1.02	0.78	5.4	5.82	0.02
Sm	0.003-.011	0.64	1.14	0.37	2.49	2.87	2.09	1.38	1.81	1.11
Eu	0.0006-0.003	1.38	2.36	0.76	5.63	6.17	5.15	2.56	2.74	2.33
Gd	0.002-0.01	0.69	1.24	0.31	2.55	2.84	2.40	1.23	1.44	0.95
Tb	0.0003-0.001	0.06	0.11	0.04	0.23	0.26	0.19	0.10	0.11	0.08
Dy	0.002-0.006	0.26	0.40	0.17	0.87	0.90	0.83	0.35	0.53	0.25
Ho	0.0003-0.001	0.04	0.07	0.03	0.15	0.16	0.13	0.06	0.06	0.06
Er	0.0009-0.003	0.09	0.15	0.06	0.36	0.38	0.35	0.15	0.16	0.14
Tm	0.0005-0.0009	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01
Yb	0.001-0.004	0.07	0.11	0.04	0.20	0.24	0.18	0.11	0.12	0.10
Lu	0.0004	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01
ΣREE		12.69	20.97	4.98	35.53	34.05	22.5	18.45	15.33	10.51
ΣLREE/ΣHREE		22.5	23.10	12.58	18.11	18.20	12.08	22.06	19.62	15.16
Eu/Eu*		6.48	6.91	6.12	6.96	7.08	6.67	6.12	6.99	5.22
Ce/Ce*		1.17	1.36	0.17	0.33	0.49	0.2	0.16	0.16	0.16
La _N :Nd _N		1.94	1.95	1.93	1.57	1.57	1.56	1.56	1.67	1.37
Dy _N :Yb _N		2.37	2.73	2.31	2.75	2.90	2.44	2.09	2.22	1.63
La/Ce		0.43	0.37	0.87	1.47	0.99	2.32	2.83	2.88	1.73

ادامه جدول ۱

 Table 1. *Continued.*

Sample	SN4			SN5			SN6		
	Ave(n=3)	Max	Min	Ave(n=3)	Max	Min	Ave(n=3)	Max	Min
Trace elements									
Al	274	283	269	80	147	46	179	219	126
Si	5554	5653	5488	5929	7931	4742	4017	4845	2626
Ca	5326	5513	5194	6561	6857	6132	7666	8150	6941
Ti	7.43	16.6	2.32	1.39	2.61	0.61	8.92	11.7	4.05
V	0.63	0.80	0.49	1.60	3.47	0.62	0.16	0.22	0.11
Cr	11.4	13.8	8.26	4.8	6.66	3.38	5.3	6.63	3.84
Mn	750244	756186	743593	706010	757331	605724	757283	761013	754840
Fe	7576	13635	1906	47077	136679	1740	1050	1838	522
Co	7.66	8.31	6.87	6.27	7.73	4.92	3.28	4.11	2.21
Ni	8.59	9.47	7.35	7.48	9.10	6.49	-	-	-
Cu	301.9	312	294	95.2	120	66.6	15.6	18.1	11.7
Zn	1746	1824	1668	2171	2300	2064	1315	1326	1307
As	30.9	40.4	23.8	36.3	98.9	4.81	6.7	7.32	6.21
Mo	11.75	12.1	11.2	11.29	11.5	11.0	8.11	6.64	8.97
Cd	10.6	11.1	10.1	10.6	11.6	9.67	6.4	7.01	5.50
Ba	361	384	342	396	544	260	215	261	139
Pb	451	584	322	2.64	4.80	1.72	757	1324	138
Y	7.2	7.64	6.30	10.7	11.1	10.0	2.1	2.65	1.01
Mn/Fe	99	55	390	15	5	348	721	414	1446
Co: Ni	0.89	0.87	0.93	0.84	0.85	0.75	-	-	-
Co: Zn	0.004	0.004	0.004	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.001
Rare earth elements (REEs)									
La	2.93	3.20	2.45	4.90	5.52	4.51	0.26	0.46	0.08
Ce	2.59	4.09	1.49	1.28	2.90	0.44	0.73	1.40	0.17
Pr	0.80	3.61	1.00	0.89	1.02	0.10	0.06	5.82	4.66
Nd	3.7	3.92	3.39	4.1	4.45	3.60	0.3	0.43	0.12
Sm	1.25	1.37	1.04	1.24	1.30	1.18	0.12	0.15	0.07
Eu	2.69	2.97	2.53	3.25	3.61	3.04	0.29	0.39	0.14
Gd	1.31	1.42	1.19	1.80	1.88	1.64	0.24	0.27	0.20
Tb	0.12	0.13	0.11	0.15	0.17	0.14	0.02	0.03	0.01
Dy	0.62	0.69	0.53	0.73	0.77	0.64	0.12	0.17	0.04
Ho	0.09	0.10	0.09	0.13	0.13	0.12	0.02	0.03	0.01
Er	0.21	0.22	0.19	0.34	0.39	0.27	0.06	0.09	0.04
Tm	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02	0.01
Yb	0.14	0.17	0.10	0.17	0.20	0.15	0.07	0.08	0.05
Lu	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
ΣREE	16.5	21.91	14.16	19.3	31.88	23.42	2.31	9.35	5.61
ΣLREE/ΣHREE	12.40	15.02	12.32	11.12	12.02	10.59	6.45	20.74	3.20
Eu/Eu*	6.54	7	6.56	6.77	7.19	6.73	5.36	5.96	3.62
Ce/Ce*	0.41	0.58	0.27	0.14	0.38	0.017	1.41	1.98	0.32
La _N :Nd _N	1.54	1.58	1.40	2.33	2.41	2.30	1.79	2.08	1.29
Dy _N :Yb _N	2.06	2.64	1.98	2.78	2.76	2.50	1.16	1.36	0.5
La/Ce	1.13	0.78	1.64	3.82	1.90	10.25	0.35	0.32	0.47

بحث

ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

به منظور مطالعه شیمی کانسنگ کانسار شمس آباد، نمونه برداری از کانسنگ فرومگنز با درصد بالای منگنز انجام شد. آهن و منگنز هنگام نهشت از سیال‌های گرمایی از هم جدا می‌شوند که این جدایش تابع درجه حلالیت آنهاست. در نهشته‌های برون‌دمی (sedex) نسبت‌های متفاوتی از $Mn/Fe < 10$ یعنی $1 < Mn/Fe < 10$ ایجاد می‌شود. در حالی که برای نهشته‌های آیزاد نسبت Mn/Fe برابر یک است (Nicholson, 1997; Jach and Dudek 2005; Rahimzadeh et al., 2018). نسبت‌های کمتر از یک نیز به عنوان شاخصی برای نهشت کانه‌های منگنز در محیط‌های دریاچه‌ای در نظر گرفته شده است (Hein et al., 1997). نسبت‌های بالای Mn/Fe (بیشتر از ۱۰) به عنوان شاخصی برای شناسایی نهشته‌های گرمایی زیردریایی مطرح می‌شود (Glasby, 2000; Rajabzadeh et al., 2017). نسبت Mn/Fe در نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی منگنز و نهشته‌های گرمایی بسیار متغیر بوده و این امر یکی از مهمترین شاخص‌های این ذخایر است (Cann et al., 1977). در کانسار شمس آباد مقادیر نسبت Mn/Fe از ۱۱ تا ۲۲۱ تغییر می‌کند که این نسبت‌های بسیار بالا و بسیار پایین نشانگر تفکیک و جدایش این دو عنصر در طی حمل و نقل در فعالیت‌های گرمایی و کانه‌زایی در محیط‌های رسوبی می‌باشد (Glasby, 2000).

کانسارهای آیزاد و گرمایی با استفاده از نسبت Co/Ni و Co/Zn قابل تفکیک است. نسبت $Co/Ni < 1$ و $Co/Ni > 1$ به ترتیب نشانگر منشأ رسوبی و یک محیط عمیق دریایی است (Toth, 1980; Sasmaz et al., 2014; Maghfouri et al., 2019; Rahimzadeh, 2020). نسبت Co/Zn برابر با ۱۵/۱ نشان دهنده منشأ گرمایی و ۲/۵ نشان دهنده منشأ آیزاد کانسنگ است. نسبت Co/Ni در کانسنگ مورد مطالعه از ۳۱/۳ تا ۸۹/۱ (میانگین ۶۴/۰) و نسبت Co/Zn از ۰/۰۰۲ تا ۰/۰۰۴ (میانگین ۰/۰۰۳) است. بنابراین، نسبت Co/Zn کانسنگ شمس آباد منبع گرمایی را برای کانی‌سازی منگنز نشان می‌دهد. نسبت Co/Ni در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که محیط رسوبی نقش مهمی در شکل‌گیری کانسار مورد مطالعه داشته است.

عناصر کمیاب $Zn, V, Sr, Sb, Pb, Mo, Li, Cu, Ba, As$ تمایل به غنی‌شدگی در سنگ‌های اکسیدی که از سیالات گرمایی ته‌نشست شده‌اند را نشان می‌دهند (Nicholson, 1997; Hein et al., 2008). تمام نمونه‌های مورد مطالعه روند غنی‌شدگی عناصر Zn, Pb, Cu, Ba, As را نشان می‌دهند که مشابه کانسارهای تشکیل شده از محلول‌های گرمایی است (جدول ۱). غلظت Co در کانسنگ شمس آباد از ۳/۲ تا ۷/۶ ppm (میانگین ۵/۱ ppm) تغییر می‌کند. مقادیر پایین Co در کانسنگ نشان دهنده حداقل سهم آیزاد در طول کانی‌سازی می‌باشد (Hein et al., 2008).

تیتانیوم در محلول‌های گرمایی عنصری نامتحرک است و می‌تواند به عنوان شاخصی برای اندازه‌گیری میزان مواد آواری مخلوط شده با نهشته بکار رود. غلظت کم Ti با میانگین ۱۳/۶۸ ppm در کانسنگ‌های مورد مطالعه منشأ غیر آواری آنها را تایید می‌کند و نشان می‌دهد به احتمال زیاد کانسنگ از محلول گرمایی رسوب کرده است (Arrhenius and Tsai 1981).

نمودار سه تایی $Fe - Mn - (Ni + Co + Cu) * 10$ (Crear et al., 1982) و نمودارهای تفکیکی دوتایی $(Co/Zn) - (Co+Ni) - (As + Cu + Toth, 1980)$ و $(Mo + Pb + V + Zn)$ (Nicholson, 1992) به طور گسترده-ای برای تفکیک کانسارهای آیزاد اقیانوسی و رسوبات منگنز گرمایی برون‌دمی استفاده می‌شوند. نمونه‌های کانسار شمس آباد در نمودارهای مذکور در میدان کانسارهای گرمایی قرار گرفته است (شکل ۱۱-c). براساس نمودار سه تایی $Cu-Ni-Co$ ، کانسارهای تشکیل شده توسط فرایندهای آتشفشانی و گرمایی بیشترین مقدار مس را نسبت به نهشته‌های رسوبی و گرهک‌های منگنز دارند (Nicholson et al., 1997). نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار $Cu-Ni-Co$ در محدوده کانسارهای گرمایی و آتشفشان زاد قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). نمودار Si در مقابل Al به عنوان ابزاری ساده در تشخیص نهشته‌های گرمایی، آیزاد و خاکزاد استفاده می‌شود. با توجه به اینکه سیلیس موجود در ذخایر آهن و منگنز عمدتاً توسط فرایندهای آتشفشانی زیردریایی تولید می‌شود، در نهشته‌های گرمایی - زیردریایی میزان سیلیس نسبتاً بالا است؛ در حالی که Al توسط دانه‌های آواری کانی‌های رسی موجود در رسوبات قاره‌ای فراهم می‌آید (Crear et al., 1982). علاوه بر این، منبع دیگر سیلیس در کانسارهای منگنز، کانی‌های رسی می‌باشند (Baoumy et al., 2013). با توجه به پایین بودن ضریب همبستگی بین Si و Al ($R^2 = 0.07$) در کانسار شمس آباد، مواد خاکزاد را نمی‌توان به عنوان منبعی برای سیلیس در نظر گرفت. نسبت Si/Al در کانسار شمس آباد از ۱۰ تا ۷۴ (میانگین ۲۷) می‌باشد. مقادیر پایین نسبت Si/Al و نمودار Si در مقابل Al (Choi and Hariya 1992; Maghfouri et al., 2019) نشان می‌دهند که کانسنگ شمس آباد منشأ گرمایی دارد (شکل ۱۳).

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

اطلاعات عناصر نادر خاکی در کانسارهای فرومگنز گرمایی و آیزاد به طور قابل ملاحظه‌ای با هم متفاوت هستند. بنابراین می‌توانند اطلاعات اساسی و مفیدی را در مورد فرایندهای زایشی مؤثر بر تشکیل کانسارهای منگنز و فرومگنز زیردریایی فراهم کنند (Hein et al., 1997). یکی از تفاوت‌های رایج بین کانسارهای آیزاد و گرمایی، میزان غنی‌شدگی REE در این دو گروه کانسار است. کانسارهای گرمایی مقادیر REE نسبتاً کمی را نشان می‌دهند. اما مقادیر REE در کانسارهای آیزاد به طور قابل توجهی بالاتر می‌باشد (Sasmaz et al., 2014; Zarasvandi et al., 2016b).

رفتار ژئوشیمیایی Y شبیه به REE و به خصوص شبیه به Ho می‌باشد (Jochum et al., 1986). نسبت Y/Ho در سنگ‌های آذرین و رسوبات اابی کلاستیک مشابه با نسبت مولار کندریت (۵۲) است (Bao et al., 2008). نسبت Y/Ho در سیالات گرمایی اغلب بوسیله مقادیر غیرکندریتی مشخص می‌شود که این نسبت در سیالات منفذی گرمایی در ارتباط با حوضچه‌های میان اقیانوسی - پشت کمانی از ۵۱ تا ۱۶۰ تغییر می‌کند (Bao et al., 2008; Ehya, 2012). نسبت Y/Ho در نمونه‌های کانسنگ شمس آباد از ۵۳/۳ تا ۱۰۵/۰ (میانگین ۷۶/۸۸) است. بنابراین، نسبت Y/Ho در نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده نسبت Y/Ho سیالات منفذی گرمایی زیردریایی قرار گرفته‌اند.

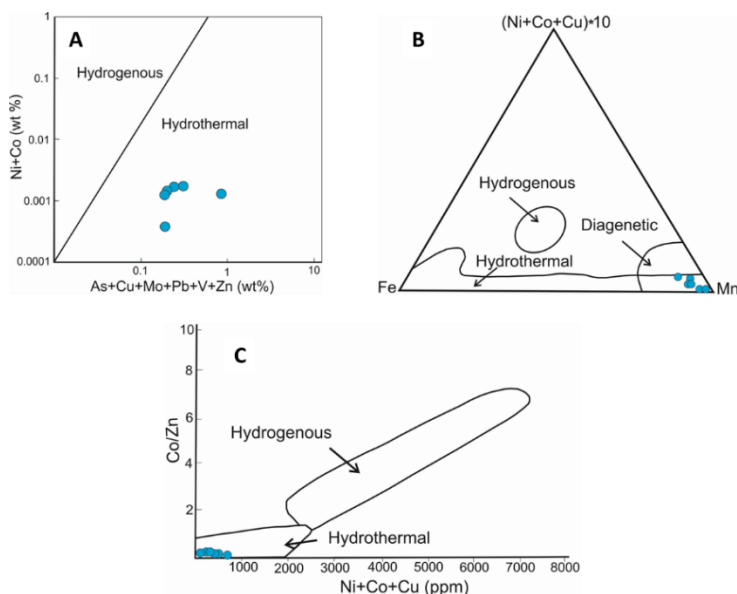
آنومالی منفی ضعیف Ce نشان دهنده مولفه آتشفشان‌زاد (Fleet et al., 1976) یا نقش گرمایی در آب دریا است (Dymond et al., 1973). در حالی که آنومالی منفی شدید Ce ویژگی کانسارهای گرمایی دما پایین در اطراف نقاط داغ در وسط اقیانوس و مراکز گسترش جزایر قوسی می‌باشد (Hodkinson et al., 1994). آنومالی مثبت Ce مشخصه‌ای برای کانسارهای اکسیدی بستر دریای امروزی و گرهک‌های منگنز است (Kunzendorf and Glasby 1994). آنومالی مثبت Eu در کانسارهای گرمایی، سیالات دما بالا را نشان می‌دهد و منعکس می‌کند که آب‌های گرم شده با سنگ‌های آتشفشانی لایه‌های زیرین با مقادیر بالای Eu در طول مدت چرخش واکنش انجام داده است (Usui and Mita 1995). اما آنومالی منفی Eu نشان می‌دهد که آب با سنگ‌های آتشفشانی لایه زیرین به علت دمای پایین واکنش ناقص انجام داده است (Sasmaz et al., 2014). مقادیر آنومالی Ce در کانسنگ مورد مطالعه از ۱/۴ تا ۱/۴ (میانگین ۱/۶) است. آنومالی Eu در نمونه‌های کانسار شمس آباد از ۵/۳۶ تا ۶/۹۶ (میانگین ۶/۳۷) می‌باشد. آنومالی منفی ضعیف Ce و آنومالی مثبت Eu نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند که سیالات گرمایی باعث کانی‌سازی شده و در لایه‌های زیرین آب‌های گرم شده با سنگ‌های آتشفشانی واکنش داده اند. عنصر Ce در آب دریا به Ce^{4+} نسبتاً نامحلول اکسید شده و می‌تواند به سرعت از آب دریا حذف شود و منجر به آنومالی منفی Ce در مقایسه با سایر REE شود. آنومالی Ce آب دریا و کانسارهای مرتبط با آن کمتر از یک و در اغلب موارد کمتر از ۰/۵ است (Ehya, 2012). در کانسار شمس آباد به نظر می‌رسد آنومالی منفی Ce نمونه‌ها در زمان رسوبشان از آب دریا به ارث رسیده است. الگوی نرمال شده کندریتی عناصر نادر خاکی کانسار شمس آباد مشابه الگوی نرمال شده کندریتی عناصر نادر خاکی کانسارهای هیدروترمالی کمربند توکورو و ایمیر است. این الگو همچنین با الگوی نرمال شده کندریتی عناصر نادر خاکی تعدادی از کانسارهای منگنز ایران از جمله کانسار دهو در جنوب زاهدان (Lotfi et al., 2017)، کانسارهای چشمه اسی، گوشتی - هنشک و گلی در شمال خاوری دهبید (Kazemirad et al., 2015) و کانسارهای

رسوب سریع کانسنگ آهن - منگنز گرمایی غنی‌شدگی REY را محدود می‌کند (Schmidt et al., 2014). در مقابل، گرهک‌ها و پوسته‌های منگنز بسیار آهسته رشد می‌کنند و در تماس گسترده با آب دریا و سیالات منفذی برای دریافت فلزات کمیاب قرار دارند (Fitzgerald and Gillis 2006; Öksüz, 2011; Josso et al., 2017). اکسیدهای هیدروترمالی تغییرات زیادی در مقادیر ΣREE نشان می‌دهند (Mills et al., 2001). مقادیر ΣREE در کانسنگ مورد مطالعه از ۲/۲۸ تا ۳۵/۴۹ ppm (میانگین ۳۱/۴۰ ppm) متغیر است. بنابراین، مقادیر کم ΣREE (کمتر از ۱۰۰ ppm) (Rajabzadeh et al., 2017) و تغییرات گسترده این مقادیر نشان می‌دهد که کانسار شمس آباد گرمایی است. میانگین نسبت $\Sigma LREE/\Sigma HREE$ می‌تواند به عنوان یک شاخص غنی‌شدگی اولیه در حین فرایندهای اکسیداسیون منگنز مورد استفاده قرار گیرد (Xie et al., 2006; Öksüz, 2011). به طوری که اگر $LREE > HREE$ باشد، ممکن است کانی‌سازی مربوط به محلول گرمایی باشد (Fitzgerald and Gillis, 2006; Öksüz, 2011; Sasmaz et al., 2014). تهی‌شدگی HREE در کانسارهای هیدروترمالی احتمالاً مربوط به ظرفیت ضعیفی است که این عناصر برای پیوند با کمپلکس‌های کلریدی دارند (Josso et al., 2017). نسبت $\Sigma LREE/\Sigma HREE$ در کانسنگ مورد مطالعه از ۶/۴۵ تا ۲۲/۵ (میانگین ۱۵/۶۲) متغیر است. الگوی عناصر نادر خاکی نرمال شده با کندریت برای کانسار شمس آباد غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE را به وضوح نشان می‌دهد (شکل ۱۴). با توجه به اینکه در کانسنگ مورد مطالعه $LREE > HREE$ است، احتمالاً محلول‌های گرمایی مسئول کانی‌سازی در کانسار شمس آباد می‌باشند.

پوسته‌های منگنز گرمایی نسبت La/Ce نسبتاً مشابه‌ای با آب دریا (۲/۸) و پوسته آهن - منگنز آزاد مقادیر پایین‌تری (۲۵/۰) دارند (Nath et al., 1997; Sasmaz et al., 2014). نسبت های La/Ce در نمونه‌های مورد مطالعه از ۳/۳۵ تا ۳/۸۲ تغییر می‌کند و میانگین آن ۱/۶۸ است. این نسبت نشان می‌دهد که کانسار شمس آباد منشأ گرمایی دارد. نسبت های La_N/Nd_N و Dy_N/Yb_N در محلول‌های هیدروترمالی به ترتیب از ۳ تا ۷/۴ و ۱/۶ تا ۲/۱ و در پوسته‌های اکسیدی منگنز از ۲/۷ تا ۴/۳ و ۱/۲ تا ۱/۲ تغییر می‌کند (Fitzgerald and Gillis 2006; Öksüz, 2011; Sasmaz et al., 2014). این نسبت‌ها برای کانسارهای آزاد به ترتیب از ۱/۹ تا ۱/۵ و از ۱/۳ تا ۱/۹۱ تغییر می‌کنند (Elderfield et al., 1981). نسبت‌های La_N/Nd_N و Dy_N/Yb_N در کانسنگ مورد مطالعه بترتیب از ۱/۵۴ تا ۲/۳۳ و از ۱/۱۶ تا ۲/۷۱ تغییر می‌کنند. با وجود نسبت کم La_N/Nd_N و قرار گرفتن نسبت‌های Dy_N/Yb_N در محدوده سیالات گرمایی، می‌توان منشأ کانسنگ فرومنگنز مورد مطالعه را گرمایی در نظر گرفت.

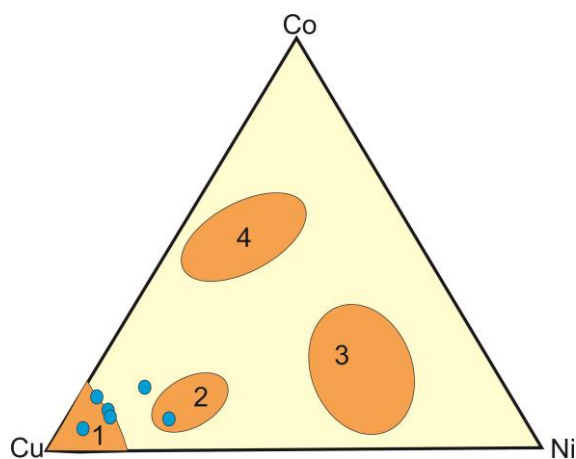
آتشفشانی- رسوبی چشمه اسی و گوشتی - هنشک و همچین
 مشابه کانسار هیدروترمالی آباد طشک است (شکل ۱۵).

سرخوند، آباد طشک و نصیرآباد در زون زاگرس (Zarasvandi et al., 2016a) مقایسه شد. این مقایسه نشان داد الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در کانسار شمس آباد مشابه الگوی کانسارهای



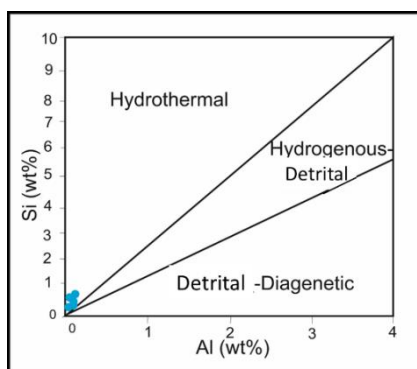
شکل ۱۱- نمودارهای تفکیکی نمونه‌های کانسار آهن منگنزدار شمس آباد؛ (a) نمودار تفکیکی $(Ni + Co + Cu) \times 10$ - $Mn-Fe$ (Crerar et al., 1982); (b) نمودار تفکیکی $(Co + Ni) - (As + Cu + Mo + Pb + V + Zn)$ (Nicholson, 1992) و (c) نمودار تفکیکی $Co/Zn - Co + Ni + Cu$ (Toth, 1980).

Fig. 11. Discriminating diagrams for Shamsabad deposit; (a) Discriminating diagram $Mn-Fe-(Ni + Co + Cu) \times 10$ (Crerar et al., 1982); (b) Discriminating diagram $(Co + Ni) - (As + Cu + Mo + Pb + V + Zn)$ (Nicholson, 1992) and (c) Discriminating diagram $Co/Zn - Co + Ni + Cu$ (Toth, 1980).

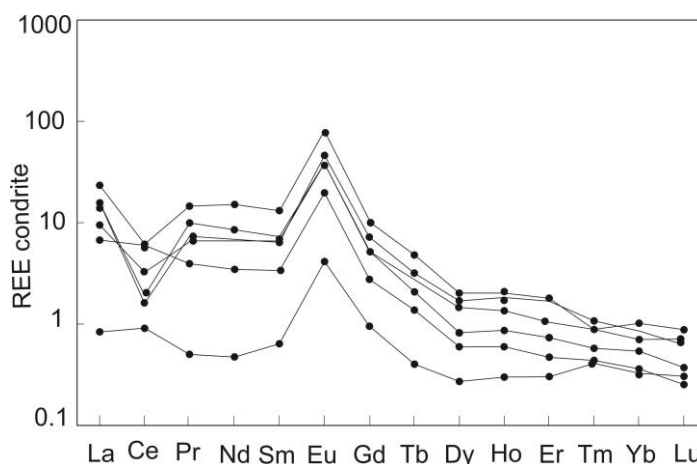


شکل ۱۲- موقعیت نمونه‌های کانسنگ شمس آباد در نمودار سه تایی $Ni-Cu-Co$; ۱. نهشته‌های هیدروترمالی، ۲. نهشته‌های آتشفشان زاد، ۳. گرهک‌های منگنز و ۴. نهشته‌های رسوبی (Nicholson, 1992).

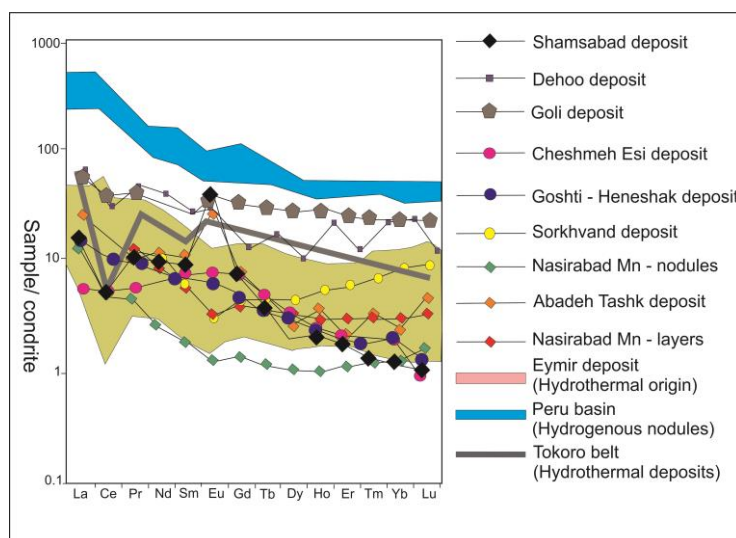
Fig. 12. Shamsabad ore samples plotted in $Ni-Cu-Co$ triple diagram; 1. Hydrothermal deposits, 2. Volcanogenic deposits, 3. Manganese nodules, and 4. Sedimentary deposits (Nicholson, 1992).



شکل ۱۳- نمودار دوتایی Si در مقابل Al (Choi and Hariya, 1992) برای نمونه‌های کانسار شمس آباد.
 Fig. 13. Binary diagram of Si vs. Al (Choi and Hariya, 1992) for Shamsabad deposit.



شکل ۱۴- الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کانسنگ کانسار شمس آباد (به هنجار شده با کندریت؛ Boynton, 1984).
 Fig. 14. Chondrite-normalized (Boynton, 1984) REE patterns for Shamsabad ore samples.



شکل ۱۵- مقایسه الگوی نرمال شده کندریتی عناصر نادر خاکی در کانسنگ کانسار شمس آباد با الگوی نرمال شده کندریتی عناصر نادر خاکی در کانسارهای هیدروترمالی کمربند توکورو (Choi and Hariya, 1992)، نودول‌های آبراد حوضه پرو Von Stackelberg (1997) و کانسار ایمیر (Oksuz, 2011).

Fig. 15. The comparison of chondrite-normalized REE pattern in Shamsabad manganese-bearing iron deposit with chondrite-normalized REE patterns in Tokoro belt hydrothermal deposits (Choi and Hariya, 1992), Peru basin hydrogenous nodules (Von Stackelberg, 1997) and Eymir hydrothermal deposit (Oksuz, 2011).

منشأ کانسار شمس آباد

این مطالعه داده‌های مهمی را برای تعیین منشأ کانسار شمس آباد فراهم می‌کند. براساس این داده‌ها، می‌توان گفت که کانسار شمس آباد از نوع کانسارهای گرمایی - زیردریایی است. شواهدی که این مدل را حمایت می‌کند، عبارتند از:

۱. کانسنگ‌های آهن غنی از منگنز از نظر زمین‌شناسی به دو صورت تشکیل می‌شوند؛ یکی بصورت کانسنگ‌های لایه لایه (استراتی فرم) که این مشخصه کانسارهایی با منشأ رسوبی است (Hein et al., 2008) و دیگری کانسارهای رگه‌ای و یا استراتاباند که مشخصه کانسارهای گرمایی است (Sasmaz et al., 2014) کانسار شمس آباد یک کانسار استراتاباند است.

۲. بافت گل کلمی و لامیناسیون کانسنگ شواهدی بر منشأ آتشفشانی - رسوبی کانسار و رسوبگذاری در یک محیط دریایی است.

۳. حضور تودوروکیت به طور گسترده در کانسارهای منگنز منشأ گرفته از بروندم‌های گرمایی گزارش شده است (Usui and Someya, 1997). کانی تودوروکیت به صورت اولیه در اکثر نمونه‌ها مشاهده شده است. وجود تودوروکیت اولیه در نمونه‌ها نشان دهنده کانه‌زایی متأثر از سیال گرمایی می‌باشد (Zarasvandi et al., 2013; Rahimzadeh et al., 2018).

۴. با توجه به نسبت بالا و متغیر Mn/Fe در کانسنگ می‌توان نتیجه گرفت که سیال کانه ساز گرمایی است و میان این دو عنصر جدایش و تفریق صورت گرفته است.

۵. غلظت کم Ti و نسبت بالای Si/Al منشأ غیر آواری کانسنگ را تایید می‌کند و احتمالاً کانسنگ مورد مطالعه از محلول‌های گرمایی رسوب کرده است.

۶. غلظت پایین و متغیر ΣREE , LREE > HREE, آنومالی منفی Ce و آنومالی مثبت Eu نشان می‌دهند که محلول‌های گرمایی باعث کانی‌سازی شده و آب‌های گرم شده در لایه‌های زیرین با سنگ‌های آتشفشانی واکنش داده‌اند.

۷. غلظت و ارتباط عناصر کمیاب در کانسنگ یک منبع گرمایی را برای آن اثبات می‌کند.

بر اساس رده‌بندی Kuleshov (۲۰۱۶) کانسارهای منگنز به هفت رده شامل کانسارهای رسوبی - دیاژنتیک، گرمایی - رسوبی، گرمایی، اپی ژنتیک (کاتاژنری)، فرومنگنز سازندهای آهن‌دار - سیلیسی، دگرگون شده منگنز و منگنز پوسته‌های هوازه تقسیم می‌شود. مقایسه صورت گرفته بین کانسار آهن منگنزدار شمس آباد با این هفت رده کانسار منگنز، نشان می‌دهد که کانه‌زایی در این کانسار بیشترین شباهت را با کانسارهای تیپ گرمایی - رسوبی دارد. از جمله مهمترین این ویژگی‌های مشترک می‌توان به محیط زمین-شناسی ته نشست، سنگ‌های میزبان، شکل هندسی ماده معدنی، کانی‌شناسی و علائم زمین‌شیمیایی اشاره نمود (جدول ۲). از دسته کانسارهای تیپ هیدروترمالی رسوبی در ایران می‌توان کانسار منگنز

منطقه کامیاران (Rahimzadeh et al., 2019)، کانسار دهبو (Maanijou et al., 2017)، کانسار منگنز شهرستانک (Lotfi et al., 2017)، کانسارهای منگنز جنوب - جنوب غرب سبزواری (al., 2015)، کانسارهای منگنز جنوب - جنوب غرب سبزواری، چشمه فریزی، گفت، منگنز گستر خاور زمین، همایی، نوده، ذاکری، چشمه سفید، محمدآباد عریان و چاه ستاره. (Maghfouri et al., 2014)، کانسارهای آهن منگنزدار شمال خاور دهبید (گوشتی - هنشک، گلی و چشمه اسی) (Kazemirad et al., 2015) را نام برد (جدول ۲).

نتیجه‌گیری

کانسار فرومنگنز شمس آباد یک کانسار استراتاباند است. کانی‌سازی در سنگ آهک‌های ستبرلایه تا توده ای اوربیتولین‌دار به سن کرتاسه پایینی رخ داده است. هماتیت، لیمونیت، گوتیت و پیرولوسیت عمده کانی‌های کانسنگ هستند. کانی هماتیت نسبت به دیگر کانی‌ها فزونی دارد. به مقدار ناچیزی پیریت، گالن، مالاکیت، لپیدوکروسیت، کورونادیت، رودوکروزیت و تودوروکیت در کانسنگ دیده می‌شود. کلسیت و کوارتز کانی‌های باطله کانسنگ می‌باشند. بافت گل کلمی و لامیناسیون کانسنگ شواهدی بر منشأ آتشفشانی رسوبی کانسار و رسوبگذاری در یک محیط دریایی است. وجود تودوروکیت اولیه در کانسنگ نشانه‌ای بر وجود کانه‌زایی متأثر از سیال گرمایی می‌باشد. نسبت بالا و متغیر Mn/Fe، غنی - شدگی عناصر As, Ba, Cu, Pb, Zn و تهی‌شدگی عناصر Co و Ni در کانسنگ می‌توانند نشان دهنده منشأ هیدروترمالی کانسار باشد. غلظت کم Ti و نسبت بالای Si/Al در نمونه‌های کانسنگ منشأ غیر آواری آن را تایید می‌کند. نسبت‌های Co/Ni, Co/Zn, La/Ce, La/Nd, Dy/Yb و Y/Ho نشان می‌دهند که سیال کانه‌ساز گرمایی است. علاوه بر این، غلظت پایین و متغیر ΣREE ، آنومالی منفی Ce و آنومالی مثبت Eu تایید می‌کند که سیالات گرمایی باعث کانی‌سازی شده‌اند. نمودارهایی که با استفاده از غلظت عناصر اصلی و کمیاب رسم شده‌اند، از جمله $(Co/Zn) - Fe - Mn - (Ni + Co + Cu) * 10$ و $(Co + Ni) - (As + Cu + Mo + Pb + V + Zn)$ جایگاه کانسار مورد مطالعه را در محدوده کانسارهای گرمایی مشخص می‌کنند. براساس داده‌های موجود در این مطالعه نتیجه‌گیری می‌شود که کانسار آهن منگنزدار شمس آباد یک کانسار گرمایی - زیردریایی است. همچنین مقایسه صورت گرفته بین کانسار آهن منگنزدار شمس آباد و رده‌بندی کانسارهای منگنز جهان (رسوبی - دیاژنتیک، گرمایی - رسوبی، گرمایی، اپی ژنتیک (کاتاژنری)، فرومنگنز سازندهای آهن‌دار - سیلیسی، دگرگون شده منگنز و منگنز پوسته‌های هوازه) نشان می‌دهد که این کانه‌زایی بیشترین شباهت را با تیپ کانسارهای رسوبی - گرمایی دارد. این تحقیق علاوه بر مطالعه زمین‌شناسی و کانی‌شناسی با بررسی دقیق داده‌های LA-ICPMS توانست منشأ کانسار شمس آباد را به نحو دقیق‌تری مشخص کند و به اختلاف نظری که بر سر منشأ کانسار شمس آباد

Momenzadeh,) سازی همزمان با رسوبگذاری را مطرح کرده‌اند (Thiele et al., 1968; 1979)، خاتمه دهد.

Ahringberg) بین گروهی که به کانی سازی گرمایی معتقدند (Farhadi et al., 1995؛ 1956) و گروه دیگری که بحث کانی-

جدول ۲- مقایسه کانسار آهن منگنزدار شمس آباد با رده بندی کانسارهای منگنز جهان (Kuleshov, 2016).

Table 2. Comparison of Shamsabad manganese-bearing iron deposit with the classification of world manganese deposits (Kuleshov, 2016).

Classification of manganese - deposits	Sedimentary -diagenetic	Hydrothermal -sedimentary	Hydrothermal,	Epigenetic (catagenetic)	Ferromang anese deposits of ferruginous – siliceous formations	Metamorp hosed deposits of Manganese	Deposits of Manganese weathering crusts	Shamsabad deposit
Depositional environment	Shallow continental shelf epiplatform	Shallow marine environment	Shallow marine environment	Shallow marine environment	Terrestrial	Terrestrial	Beach	Shallow marine environment
Ore size	Huge	Small - Medium	Small	Huge	Small	Small	Small	Small - Medium
Geometric shape of the mineral	Nodule, lenticular and bedded	Lenticular	Veiny	Bedded	Banded	Bedded	Nodule, lenticular and earthy	Lenticular
Host rock	Clayey - silty sand	Calcareous - sandy or volcanic	Rhyolite - basalt and limestone	Rhyolite-basalt, limestone, dolomite and siliceous shale	Siliceous ferruginous rocks	Metamorphic rocks	Manganese-containing rocks: gondites, ampelites, manganese , manganous carbonates, sand and silt	Limestone
Ore mineralogy	Mainly manganese carbonate minerals as well as manganese oxide and carbonate-oxide minerals	Manganese and iron oxide minerals and carbonate minerals (supergen)	Manganese oxide, carbonate, silicate and sulfide minerals	Oxide and carbonate minerals of manganese and iron	Iron and manganese oxide minerals	Carbonate and manganese oxide minerals	Manganese oxide and hydroxide minerals	Manganese and iron oxide minerals and carbonate minerals (supergen)
Gangue mineralogy	Calcite and dolomite	Quartz and calcite	Barite, fluorite and calcite	Quartz and calcite	Quartz, calcite, siderite and dolomite	Calcite, siderite, Cotonohorite and anchorite	Quartz	Quartz and calcite
Age of mineralization	Early Oligocene	Devonian	Permian	Lower Proterozoic -Lower Permian	Early (Archean) to Late (Neoproterozoic) Precambrian	Archean and Lower Proterozoic	Lower Proterozoic, Cretaceous and younger than it.	Cretaceous
Metallic elements	Fe, Mn	Fe, Mn	Fe, Mn, Sr, Ba, w, Pb, Ag and Ti	Fe, Mn	Fe, Mn and Trace elements	Fe, Mn	Fe, Mn	Fe, Mn
Typical deposits	Nikopol' manganese-ore basin (South Ukrainian basin)	Deposits of the Atasu region of Kazakhstan	Guichi deposit of China	Kalahari (South Africa)	Pilbara province (Australia)	Nsuta deposit (Ghana)	Deposits of the Francevillian formation, Gabon	-

تشکر و قدردانی

لطفی بخاطر مطالعه مقاطع صیقلی بسیار سپاسگزاریم. نویسندگان صمیمانه از داوران محترم مجله علمی - پژوهشی زمین شناسی کاربردی پیشرفته که با انتقادات و پیشنهادات سازنده خود باعث ارتقاء سطح علمی این مقاله گردیدند، سپاسگزاری می نمایند.

این پژوهش به عنوان بخشی از فعالیت های تحقیقاتی لازم برای اخذ مدرک دکتری زمین شناسی اقتصادی نویسنده اول از دانشگاه آزاد اسلامی واحد بهبهان انجام شده است. از جناب آقای دکتر محمد

منابع

- Ahringberg, H., 1956. Shamsabad Iron Mineral Geysers, Translated by the National Iranian Steel Company Exploration Affairs.
- Arrhenius, G., Tsai, A.G., 1981. Structure, phase transformation and prebiotic catalysis in marine manganese minerals. *International Decade of Ocean Exploration, Progress Report 81*, 1–19.
- Baioumy, H.M., Khedr, M.Z., Ahmed, H.A., 2013. Mineralogy, geochemistry and origin of Mn in the high-Mn iron ores, Bahariya Oasis, Egypt. *Ore Geology Reviews* 53, 63–76.
- Bao, SX., Zhou, HY., Peng, XT., Ji FW, Yao, HQ., 2008. Geochemistry of REE and yttrium in hydrothermal fluids from the Endeavoursegment, Juan de Fuca Ridge. *Geochemical Journal* 42, 359–370.
- Boynnton, W.V., 1985. Cosmochemistry of the rare earth elements, meteorite studies. In: Henderson. P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry 2*. Elsevier, Amsterdam, pp. 115–1522.
- Brunet, M. F., Wilmsen, M., Granath, J.W., 2009. South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications, 312.
- Cann, J.R., Winter, C.K., Pritchard, R.G., 1977. A hydrothermal deposit from the floor of the Gulf of Aden. *Mineralogical Magazine* 4, 193–199.
- Choi, J.H., Hariya, Y., 1992. Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokora Belt, northeastern Hokkaido, Japan. *Economic Geology* 87, 1265–1274.
- Crerar, D.A., Namson, J., Chyi, M.S., Williams, L., Feigenson, M.D., 1982. Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for the hydrothermal convection at oceanic spreading centers. *Economic Geology* 77, 519–540.
- Dymond, J., Corliss, J.B., Health, G.B., Field, C.W., Dash, E.J., Weeh, H.H., 1973. Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. *Geological Society of America Bulletin* 84, 3355–3372.
- Ehya, F., 2012. Rare earth element and stable isotope (O, S) geochemistry of barite from the Bijgan deposit, Markazi Province, Iran. *Mineralogy Petrology Journal* 104, 81–93.
- Ehya, F., Lotfi, M., Rasa, I., 2010. Emarat carbonate-hosted Zn–Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study. *Journal of Asian Earth Sciences* 37, 186–194.
- Elderfield, H., Hawkesworth, C.J., Greaves, M. J., Calvert, S. E., 1981. Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45, 513–528.
- Farhadi, R., 1995. Study of geology, geochemistry, facies analysis and genesis of the Shamsabad Fe-Mn deposit, Arak. M. Sc. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran 213 p.
- Fitzgerald, C.E., Gillis, K.M., 2006. Hydrothermal manganese oxide deposits from Baby Bare seamount in the Northeast Pacific Ocean. *Marine Geology* 225, 145–15.
- Fleet, H.J., Henderson. P., Kepme, D.D.C., 1976. Rare earth element and related chemistry of some drilled Southern Indian Ocean basalts and volcanogenic sediments. *Journal of Geophysical Research* 81, 4257–4268.
- Ghasemi, A., Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 683–693.
- Ghorbani, M., 2002. An introduction to economic geology of Iran. National Geosciences Database of Iran, Report No. 2, 695 p.
- Glasby, G.P., 2000. Manganese: predominant role of nodules and crust. In: H.D. Schulz and M.Ž. Zabel (Editors), *Marine Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin pp. 335–372.
- Hein, J.R., Koschinsky, A., Halbach, P., Manheim, F.T., Bau, M., Kang, J.K., Lubick, N., 1997. Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific. *Journal of Manganese mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits* 119, 123–138.
- Hein, J.R., Schulz, M.S., Dunham, R.E., Stern, R.J., Bloomer, S.H., 2008. Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Mariana and southern Izu-Bonin arc system, western Pacific. *Journal of Geophysical Research* 113, B08S14.
- Hodkinson, R.A., Stoffers, P., Scholten, P., Cronan, D.S., Jeschke, G., Rogers, T.D.S., 1994. Geochemistry of hydrothermal manganese deposits from the Pitcairn Island hotspot, southeastern Pacific, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 5011–5029.
- Jach, R., Dudek, T., 2005. Origin of a Toarcian manganese carbonate/silicate deposit from the Krížna unit, Tatra Mountains, Poland. *Chemical Geology* 224, 136–152.

- Jochum, K.P., Seufert, H.M., Spettel, B., 1986. The solar-system abundances of Nb, Ta, Y, and the relative abundances of refractory lithophile elements in differentiated planetary bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 1173–1183.
- Josso, P., Pelleter, E., Pourret, O., Fouquet, Y., Etoubleau, J., Cheron, S., Bollinger, C., 2017. A New Discrimination Scheme for Oceanic Ferromanganese Deposits using High Field Strength and Rare Earth Elements. *Ore Geology Reviews* 87, 3-15.
- Kazemirad, M., Rastad, E., Mohajjel, M., 2015. Fe-Mn Mineralization in Dolomites Equivalent to Shotori Formation in NE of Dehbid, Southern Sanandaj – Sirjan Zone, Fars Province. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences* 24(94), 369-380.
- Kholghi, M. H., 2004. 1:100000 Geological Map of Varche, Geological Survey of Iran.
- Kuleshov, V., 2016. *Isotope Geochemistry: The Origin and Formation of Manganese Rocks and Ores*; Maynard, J.B., Ed.; Elsevier, Amsterdam.
- Kunzendorf, H., Glasby, G.P., 1994. Minor and rare earth elements in manganese crusts and nodules and sediments from the Manihiki Plateau and adjacent areas: results of HMNZS Tui Cruises, Mar. *Georesources Geotechnology* 12, 271–281.
- Maanijou, M., Nasiri, A., Aliani, F., Mostaghimi, M., Gholipoor, M., 2015. The study of major, trace and rare earth elements geochemistry in Shahrestanak Mn deposit, south of Qom: Implications for genesis. *Journal of Economic Geology* 7(1).
- Maghfouri, S., Rastad, E., Mousivand, F., 2014. Stratigraphic position, origin and characteristics of manganese mineralization horizons in the Late Cretaceous volcano-sedimentary sequence, south-southwest of Sabzevar. *Journal of Economic Geology* 6(2), 20-31.
- Maghfouri, S., Rastad, E., Mousivand, F., Choulet, F., Lin, Y., 2017. Geological and geochemical constraints on the Cheshmeh-Frezi volcanogenic stratiform manganese deposit, southwest Sabzevar basin, Iran. *Ore Geology Reviews* 89, 96–113.
- Maghfouri, S., Rastad, E., Movahednia, M., Lentz, D. R., Hosseinzadeh, M.R., Lin, Y., Mousivande, F., 2019. Metallogeny and temporal–spatial distribution of manganese mineralizations in Iran: Implications for future exploration. *Ore Geology Reviews* 115, 103026.
- Mazhari, N., Malekzadeh Shafaroudi, A., Ghaderi, M., 2015. Geology, mineralogy and geochemistry of Ferezneh ferromanganese anomaly, east of Sangam mines complex, NE Iran. *Journal of Economic Geology* 7, 23-37.
- Mills, R.A., Wells, D., Roberts, S., 2001. Genesis of ferromanganese crusts from the TAG hydrothermal field. *Chemical Geology* 176, 3–293.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review* 56 (3), 263-287.
- Momenzadeh, M., 1979. Stratabound lead-zinc ores in the lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayar-Isfahan district (west central Iran), PhD Thesis, University of Heidelberg.
- Nabatian, Gh., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M., Ghaderi, M., 2015. Iron and Fe–Mn mineralization in Iran: implications for Tethyan metallogeny, *Australian Journal of Earth Sciences. International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia* 62, 211–241.
- Nath, B.N., Plüger, W.L., Roelandts, I., 1997. Geochemical constraints on the hydrothermal origin of ferromanganese encrustations from the Rodriguez Triple Junction, Indian Ocean. In: Nicholson, K., Hein, J.R., Bühn, B., Dasgupta, S. (Eds.), *Manganese mineralization: Geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits. Geological Society Special Publication* 119, 199–211.
- Nicholson, K., 1992. Contrasting mineralogical–geochemical signatures of manganese oxides: guides to metallogenesis. *Economic Geology* 87, 1253–1264.
- Nicholson, K., Nayak, V.K., Nanda, J.K., 1997. Manganese ores of the Ghoriajhor Monmunda area, Sundergarh District, Orissa. India:geochemical evidence for a mixed Mn source. *Geological Society of London Special Publications* 119, 117- 121.
- Öksüz, N., 2011. Geochemical characteristics of the Eymir (Sorgun-Yozgat) manganese deposits. Turkey. *Journal of Rare Earths* 29, 287–296.
- Rahimzadeh, B., Movahedinia, M., 2018. Mineralization and geochemistry of manganese ore related to Kamyaran ophiolites-NW of Iran. *GeoSciences* 113, 209-202.
- 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.

- Sarkar, S.K., 2013. Manganese ore deposit of Balaghat mine, central India: evolution model and its implication for exploration. PhD Thesis, India School of Mines, Dhanbad.
- Sasmaz, A., Türkyilma, B., Nevin Öztürk, N., Fuat Yavuz, F., Mustafa Kumral, M., 2014. Geology and geochemistry of Middle Eocene Maden complex ferromanganese deposits from the Elazığ–Malatya region, eastern Turkey. *Ore Geology Reviews* 56, 352–372.
- Schmidt, K., Bau, M., Hein, J., Koschinsky, A., 2014. Fractionation of the geochemical twins Zr-Hf and Nb-Ta during scavenging from seawater by hydrogenetic ferromanganese crusts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 140, 468-487.
- Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmand-Zadeh, A., Seyed-Emami, K., Zahedi, M., 1968. Golpaygan quadrangle map 1:250000 with explanatory text, Geological Survey of Iran.
- Toth, J.R., 1980. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geological Society of America Bulletin* 91, 44–54.
- Usui, A., Mita, N., 1995. Geochemistry and mineralogy of a modern buserite deposit from a hot spring in Hokkaido, Japan. *Clays Clay Miner* 43(1), 116–127.
- Usui, A., Someya, M., 1997. Distribution and composition of marine hydrogenetic and hydrothermal manganese deposits in the North-west Pacific. In: Nicholson, K., Hein, J.R., Buhn, B., Dasgupta, S. (Eds.), *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*, Geological Society London Special Publications 119, 177–198.
- Xie, J.C., Yang, X.Y., Du, J.G., Xu, W., 2006. Geochemical characteristics of sedimentary manganese deposit of Guichi, Anhui Province, China. *Journal of Rare Earths* 24, 374–380.
- Zarasvandi, A., Pourkaseb, H., Sepahvand, M., Raith, J., Rezaei, M., 2016b. Tracing of hydrothermal ore forming process in the Sorkhvand manganese deposit, Kermanshah Province, Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 9, 109.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Pourkaseb, H., Saki, A., 2013. Investigation on primary and secondary processes in Nasirabad manganese deposit, south of Neyriz: using mineralogy and Pb isotope geochemistry. *Iranian Journal of Economic Geology* 5, 37–47.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Pourkaseb, H., Sepahvand, M., 2016a. Rare earth element distribution and genesis of manganese ores associated with Tethyan ophiolites, Iran: a review. *Mineralogical Magazine* 80(1), 127–142.

