



RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2025.1163



Ore Structures, geochemistry, O-isotopes and fluid inclusion of the Ediacaran Banded Iron Formation at the Koushk area, Northeast Bafq, Central Iran

Kiamars Hosseini¹ , Mohammad Yazdi^{2*} , Hossein Azizi³

¹ Ph.D. student in Economic Geology, Department of Minerals and Groundwater Resources, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Professor, Faculty member, Department of Minerals and Groundwater Resources, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³ Professor, Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 31 October 2025
Revised: 15 November 2025
Accepted: 04 December 2025

Keywords

Banded Iron Ediacaran
Geochemistry
Stable isotope
Micro-thermometry
Koushk
Central Iran

*Corresponding author

Mohammad Yazdi
✉ m-yazdi@sbu.ac.ir

ABSTRACT

The Koushk iron deposit is situated northeast of Bafq in Yazd Province, within the Central Iran Structural Zone. Fe- mineralization in the Koushk area is hosted by a rhythmic sequence of dolomite, jaspilite, rhyolitic tuff, metasomatite, diorite sill and diabasic dyke with various ore structures. Three generations of hematite mineralization have been identified: 1- shining hematite flakes(oligiste) mineralization in a disseminated form associated with the feeder zone, 2- hematite flakes vein mineralization associated with carbonate cap, jaspilite, cherts and metasomatite, 3- patch-like mineralization such as massive jaspilitic hematite. Geochemical discrimination utilizing Fe/Ti-Al (Al+Fe+Mn), Fe-P, Co-Ni, V-Ti, V-Ni, and Ni/(Cr+Mn)-Ti+V diagrams indicates an affinity with Banded Iron Formations (BIFs). Specifically, in the Al/(Al+Fe+Mn) versus Fe/Ti diagram, the Koushk ores plot within the fields of hydrothermal deposits from the Red Sea and East Pacific Rise, as well as Neoproterozoic BIFs. Furthermore, the Ti/V vs. Al diagram suggests that the hematite, jasperite, and hematite flakes ores are analogous to unmetamorphosed to greenschist-facies metamorphosed BIFs. The REE+Y patterns are characterized by LREEs enrichment, low to moderate Y/Ho ratios, semi flat HREE profiles, a near-zero to weakly negative Ce anomaly, and a pronounced positive Eu anomaly. $\delta^{18}\text{O}$ values in massive hematite and hematite flakes are in equilibrium with seawater and consistent with global BIFs, though they indicate a higher degree of isotopic fractionation compared to typical Algoma- and Superior-type BIFs. Microthermometric studies of fluid inclusions indicate the role of fluid mixing and temperature reduction in iron mineralization in the Koushk area and expressive the presence of hydrothermal fluids with temperatures of 200-300°C for the origin of Fe-oxy-hydroxides formed by seawater-basalt interaction and syn-glaciogenic meltwater influxes.

How to cite this article

Hosseini, K., Yazdi, M. and Azizi, H., 2025. Ore Structures, geochemistry, O-isotopes and fluid inclusion of the Ediacaran Banded Iron Formation at the Koushk area, Northeast Bafq, Central Iran. *Journal of Economic Geology*, 17(4): 37–87. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1163>



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

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

BIFs are chemical sedimentary rocks, often described as exhalative in origin, which are typically thin-bedded or laminated and contain at least 15% iron, and belong to Archean, Early Proterozoic and Neoproterozoic time (Li et al., 2014a, Taner and Chemam, 2015). Although Algoma-, Superior-, and Rapitan-type BIFs have been extensively studied, the global distribution and characteristics of Ediacaran-aged BIFs remain comparatively poorly constrained (Lan et al., 2019; Aftabi et al., 2021). A consensus views BIFs as iron-rich chemical precipitates or exhalates (Peter, 2003; Ohmoto et al., 2006). Notably, Ohmoto et al. (2006) specifically proposed a genetic model involving the mixing of submarine hydrothermal fluids (at temperatures of 200–350 °C) with ambient seawater.

Result

An comprehensive investigation of the ore structures, petrographic features, geochemical properties, and oxygen isotope compositions of iron ore at Koushk area indicates the following points: The mineralization is interpreted as an exhalative-hydrothermal system of Ediacaran age, genetically affiliated with BIFs. The ore is hosted within a rhythmic sequence of dolomite, jaspilite, rhyolite-rhyolitic tuff, and metasomatite, intruded by diorite sills and diabasic dykes. Despite subsequent chemical alteration, the primary banded, layered, and intercalated structures of the BIF are largely preserved. This interpretation is supported by REE+Y systematics, which are consistent with a primary depositional environment characteristic of BIFs. $\delta^{18}\text{O}$ values of hematite fall within the range of global BIFs and are in equilibrium with seawater. Collectively, the evidence points to ore formation from low-temperature hydrothermal fluids (200–300 °C) in an oxidic oceanic setting, where iron was mobilized through seawater-basalt interaction and deposited as oxy-hydroxides, potentially influenced by freshwater influxes from syn-glaciogenic meltwater.

Materials and methods

A comprehensive sampling campaign collected 142 specimens from various rock units and geological

sections to represent the full spectrum of mineralized and host rocks in the study area. To further characterize the ore mineralogy, five samples of hematite- and hematite flakes-bearing jaspilite were analyzed using a SEM at Aria Electron Optics Company, while the specific chemistry of hematite was performed by EPMA method on one sample at the Department of Earth Science, Shimane University, Japan. For bulk-rock geochemistry, 11 samples were analyzed by XRF at Tarbiat Modares University, Iran, and a separate suite of eleven samples was processed for trace elements by ICP-MS using a Perkin Elmer NexION 300 instrument at Zarazma Company Laboratory. Microthermometric studies of fluid inclusions were performed on quartz from one sample at Tarbiat Modares University, Iran, and the oxygen isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$) of six hematite samples was measured at Arak University.

Discussion

The syngenetic volcano-sedimentary origin of the Koushk hematite mineralization is evidenced by primary hematite banding interlayered with dolomite, rhyolitic tuff, and metasomatized units. The bulk ore geochemistry shares key affinities with Neoproterozoic glaciogenic BIFs. Fe/Ti versus Al/(Al+Fe+Mn) diagram, the compositions plot within the field defined by rift-related exhalative hydrothermal deposits, such as those from the Red Sea and East Pacific Rise, and fall within the 60–90% range for metalliferous sediments. This genetic model invokes the leaching of elements via seawater-basalt interaction under anoxic conditions beneath a global ice sheet, generating hydrothermal fluids enriched in H_4SiO_4 and Fe^{2+} , consistent with mechanisms proposed by Lechte et al. (2019). Hydrothermal activity generated proximal alteration halos within the submarine basaltic and rhyolitic rocks at temperatures of 350–450 °C (Galley, 2003). As these fluids evolved and migrated into distal zones, lower-temperature (100–250 °C) solutions, enriched in H_4SiO_4 and Fe^{2+} and associated with chlorite, carbonate, and clay mineral assemblages, were established (Galley, 2003). The low-T (<250 °C) exhalative hydrothermal fluids are more enriched in total Fe^{2+} ($\text{FeCl}_2 + \text{FeCl} + \text{Fe}^{2+}$) (>1mM) than the H_2S , Cu, Zn, and Pb (<1mM), thus are of typical BIFs fluids (Ohmoto et al., 2006). This range of temperature has also been suggested for the conversion of Fe-oxy-hydroxides to magnetite-

hematite formed during post-diagenetic to greenschist facies metamorphism (Spry et al., 2000; Aftabi et al., 2021). Geochemical evidence, including elevated Al_2O_3 , TiO_2 , Zr, Th, and high Co/Zn-Fe ratios (>1), points to a significant detrital input from glaciogenic dropstones sourced from the upper continental crust. While such detrital influx can explain the lowered Y/Ho ratios in some BIFs (Wang et al., 2018), ambient seawater also influences these signatures, at times producing chondritic Y/Ho values. Although incorporation of glaciogenic or non-glaciogenic detrital materials can drive Y/Ho

ratios toward the average upper crustal value of ~ 28 (Tamehe et al., 2022), samples with low ratios reflect the preferential scavenging of Ho over Y by co-precipitating Fe-Mn oxyhydroxides (Bau and Dulski, 1996).

Acknowledgements

The authors appreciate Shahid beheshti University Research Council that supported this work. The Director General and personal of the Koushk Mine Company are acknowledged for their assistance in the field works.



ساختار، زمین‌شیمی، شواهد ایزوتوپی اکسیژن و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال کانستگ سازند آهن نواری ادیاکاران (BIF) در محدوده کوشک، شمال شرق بافق، ایران مرکزی

کیامرث حسینی^۱، محمد یزدی^{۲*}، حسین عزیزی^۳

^۱ دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده منابع معدنی و آب‌های زیرزمینی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، عضو هیئت علمی، گروه منابع معدنی و آب‌های زیرزمینی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳ استاد، گروه معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

چکیده

کانسار کوشک در شمال‌شرقی شهرستان بافق، استان یزد و در زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. کانی‌سازی آهن در محدوده کانسار کوشک توسط توالی‌های تناوبی دولومیت، جاسپیلیت، توف ریولیتی، واحدهای دگرنهادی، سیل دیوریتی و دایک دیابازی میزبانی می‌شود. بر اساس بررسی‌های صحرایی، سه نسل کانی‌سازی آهن در محدوده کوشک شناسایی شده است، ۱- کانی‌سازی انتشاری **هماتیت ورقه‌ای** در زون تغذیه‌کننده، ۲- کانی‌سازی رگه‌ای هماتیت ورقه‌ای ± جاسپیلیت مرتبط با کلاهی‌های کربناته و **دگرنهادی‌های** میزبان، ۳- کانی‌سازی هماتیت توده‌ای به صورت **لکه‌مانند**. نمودارهای دوتایی (Fe/Ti-Al)(Al+Fe+Mn)، Ni/(Cr+Mn)-Ti+V و V-Ni، V-Ti، Co-Ni، Fe-P کانی‌زایی نشان می‌دهند. در نمودار Al/(Al+Fe+Mn)-Fe/Ti، کانستگ‌های آهن کوشک در نزدیکی حوزه رسوب‌های فلزدار گرمایی برون‌دمی دریای سرخ و خیزش شرق اقیانوس آرام و همچنین BIFهای نئوپروتروزوئیک قرار گرفته‌اند. از طرفی بر اساس نمودار Ti/V در برابر Al بیشتر کانستگ‌های هماتیت توده‌ای و هماتیت ورقه‌ای به BIFهای دگرگون‌نشده تا دگرگونی در رخساره شایست سبز شباهت دارد. الگوهای REE+Y، غنی‌شدگی LREEها، نسبت‌های Y/Ho کم تا متوسط، الگوهای مسطح HREE، ناهنجاری منفی و بسیار ضعیف Ce تا شبیه آب دریا و ناهنجاری مثبت Eu را نشان می‌دهند. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در هماتیت توده‌ای و هماتیت ورقه‌ای در تعادل با آب دریا و BIFهای جهانی هستند؛ اما در مقایسه با BIFهای آلگوما و سوپریور تفریق ایزوتوپی بالاتری نشان می‌دهد. بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال بیانگر نقش اختلاط سیالات و کاهش درجه حرارت در کانی‌زایی آهن در منطقه کوشک است و همچنین بیانگر وجود سیالات گرمایی با دمای ۲۰۰ تا درجه سانتی‌گراد برای منشأ اکسی-هیدروکسیدهای آهن تشکیل‌شده توسط برهم‌کنش آب دریا-بازالت و هجوم آب‌های مذاب هم‌زمان با یخبندان است.

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۸/۰۹

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۸/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۹/۱۳

واژه‌های کلیدی

سازند آهن نواری ادیاکاران

زمین‌شیمی

ایزوتوپ پایدار

ریزدماسنجی

کوشک

ایران مرکزی

نویسنده مسئول

محمد یزدی

m-yazdi@sbu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

حسینی، کیامرث؛ یزدی، محمد و عزیزی، حسین، ۱۴۰۴. ساختار، زمین‌شیمی، شواهد ایزوتوپی اکسیژن و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال کانستگ سازند آهن نواری ادیاکاران (BIF) در محدوده کوشک، شمال شرق بافق، ایران مرکزی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۴): ۳۷-۸۷. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1163>

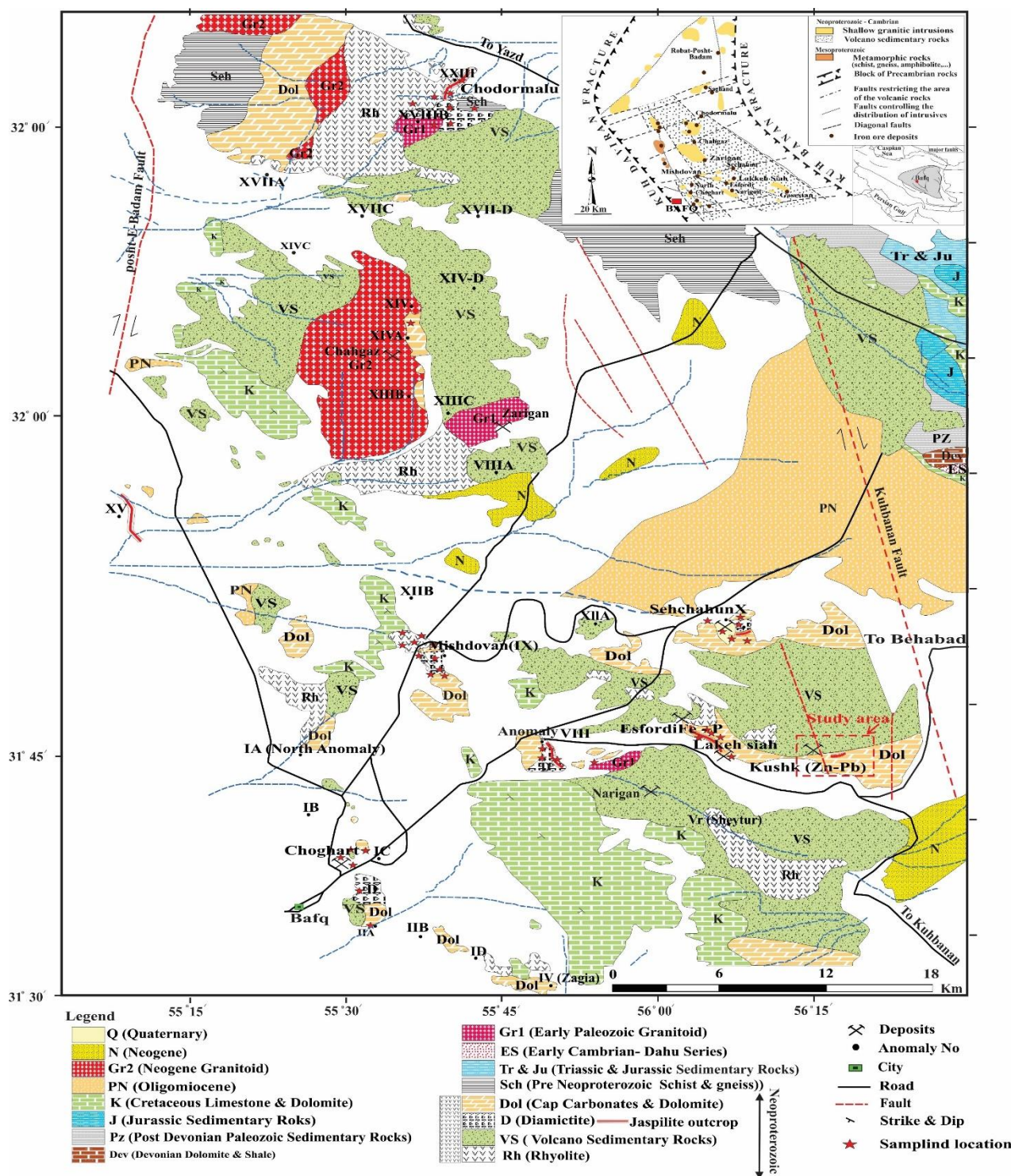
مقدمه

سازندهای آهن نواری رسوب‌های شیمیایی هستند که معمولاً به عنوان برون‌دم‌ها شناخته می‌شوند و معمولاً دارای لایه‌بندی نازک یا لامینه بوده و حاوی ۱۵ درصد یا بیشتر آهن هستند؛ اما لزوماً حاوی لایه‌های چرت نیستند و متعلق به زمان آرکئن، پروتروزوئیک پیشین و نوپروتروزوئیک هستند (Li et al., 2014a; Li et al., 2014b; Taner and Chemam, 2015). با وجود بررسی‌های جامع روی BIFهای آلگوما، سوپریور و راپیتان (کرایوژنین)، اطلاعات کمی در مورد وقوع جهانی BIFهای نوع ادیاکاران، در دسترس است (Lan et al., 2019; Aftabi et al., 2021; Usma et al., 2021; Wu et al., 2022). همه BIFها به عنوان سنگ‌های رسوبی شیمیایی غنی از آهن یا برون‌دمی در نظر گرفته می‌شوند (Peter, 2003; Ohmoto et al., 2006) و حتی اهموتو و همکاران (Ohmoto et al., 2006) اظهار داشتند که BIFها در اثر اختلاط سیالات گرمابی زیردریایی با آب دریای محلی در دمای ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند. از نظر ساختاری کانسنگ و هم‌یافت کانی‌ها، تمام BIFها از ماکروباندها (۱ تا ۱۰۰ متر)، مزوباندها (۱ میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر)، میکروباندها (۰/۲ تا ۱ میلی‌متر) و کریتوباندها (۲۶ نانومتر تا ۰/۲ میلی‌متر) از رخساره‌های مگنتیت، هماتیت، سیلیکات‌ها، کربنات‌ها و سولفیدهای آهن تشکیل شده‌اند (Hagemann et al., 2016; Ganno et al., 2018; El-Shazly et al., 2019; Lechte et al., 2019; Aftabi et al., 2021; Usma et al., 2021; Wu et al., 2022). در میان BIFهای مختلف، BIFهای نوپروتروزوئیک یخچالی (Ali et al., 2010; Lechte et al., 2019; Usma et al., 2021; Yang et al., 2022) به عنوان BIFهای کرایوژنین یا راپیتان (۷۲۰-۶۳۵ میلیون سال پیش) و ادیاکاران (۶۳۵-۵۳۹ میلیون سال پیش) طبقه‌بندی می‌شوند؛ اگرچه همه BIFهای نوپروتروزوئیک در محیط یخچالی تشکیل نشده‌اند (Gaucher et al., 2015). BIFهای کرایوژنین یا راپیتان با رویدادهای زمین‌گلوله برفی استورتین، دیامیکتیت‌های یخچالی مرتبط هستند و

رخساره‌های کانسنگ هماتیت جاسپیلیتی (Klein and Beukes, 1993; Freitas et al., 2021) یا کوارتزیت مگنتیت نواری (Zhu et al., 2019) را نشان می‌دهند و الگوهای تهی‌شده LREE و هیچ ناهنجاری Eu و Ce مشخصی را نشان نمی‌دهند. مهم‌تر از آن، دوره ادیاکاران و BIFهای مرتبط، سئوالات علمی مهمی را در مورد وقوع اُفتان‌سنگ‌های یخچالی، تغییر ناگهانی در اکسایش-احیای سطحی اقیانوس‌ها و چندین تغییر عمده در تکامل بیوزمین‌شیمیایی اقیانوس‌ها مطرح می‌کنند (Usma et al., 2021; Aftabi et al., 2022; Yang et al., 2022). این شواهد ممکن است سرخ‌های روشنی در مورد ظهور مجدد جوان‌ترین BIFهای ادیاکاران پس از تقریباً ۱۰۰۰ میلیون سال وقفه در BIFهای جهانی ارائه‌داده و افق‌های جدیدی را در مورد مدل‌های ژنتیکی کانی‌سازی آهن ادیاکاران کشف کنند و ممکن است راهنماهای اکتشافی احتمالی برای BIFها ارائه‌دهند. اهداف این پژوهش عبارتند از: مطالعه ساختارهای کانسنگ و روابط بافتی، مقایسه شواهد زمین‌شیمیایی، ایزوتوپی با سایر BIFهای جهانی و ارائه یک مدل ژنتیکی احتمالی در مورد تکامل BIFهای ادیاکاران.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

گستره معدنی بافق در بخش جنوبی پهنه زمین‌ساختی کرمان-کاشمر به شکل کمانی محصور بین سامانه‌های گسل‌های کوه بنان-کلمرد-ازبک‌کوه-مهدی‌آباد در شرق و داوران-پشت‌بادام-نایینی-گرو در غرب قرار گرفته است. این گستره معدنی دربردارنده کانسارهای آهن-آپاتیت-منگنز، سرب-روی و اورانیوم-توریوم-عناصر کمیاب خاکی متعددی است (شکل ۱). میانگین عیار آهن در این کانسارها ۵۰ درصد و فسفر ۰/۱ تا ۷/۸ درصد وزنی است (NISCO, 1980). سنگ میزبان این کانسارها را توالی رسوبی-آتشفشانی فلسیک نوپروتروزوئیک-کامبرین زیرین سازند اسفوردی (ساغند) تشکیل می‌دهد و کانه‌زایی، مرتبط با بخش ۴ سازند ساغند است (Samani, 1998).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه‌ای ذخایر آهن- فسفر- منگنز در منطقه معدنی بافق (اصلاح شده پس از هوکریده و همکاران (Huckreide et al., 1962; NISCO, 1980)

Fig. 1. Regional geological map of Fe-P-Mn deposits of Bafq Mining District (BMD) (modified after Huckreide et al., 1962; NISCO, 1980)

است که کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت هم‌زمان با ماگماتیسیم کمان قاره‌ای پروتوتیتس از ۵۴۷ تا ۵۲۵ میلیون سال قبل انجام شده است (Nayebi, et al., 2021).

مواد و روش‌ها

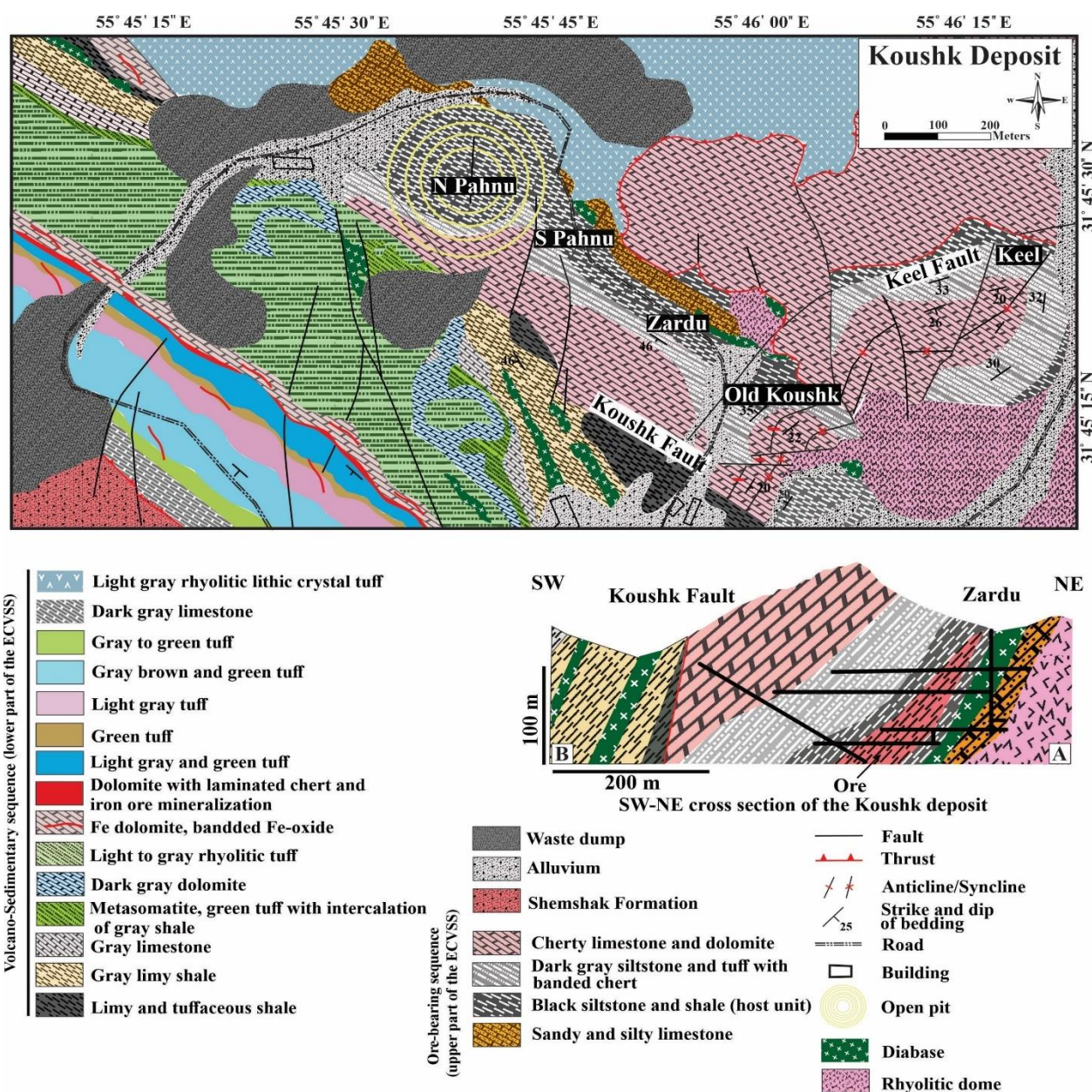
در راستای انجام این پژوهش، ۱۴۲ نمونه از واحدهای سنگی و مقاطع زمین‌شناسی مختلف برداشت شد تا تمام واحدهای سنگی میزبان ذخایر معدنی و کانسنگ را در برگیرد. بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی با استفاده از میکروسکوپ نوری بر روی ۳۷ مقطع نازک و نازک-صیقلی در دانشگاه شهید بهشتی تهران انجام شد. علاوه بر این، ۵ نمونه هماتیت $\pm$ مگنتیت و جاسپیت‌های دارای هماتیت ورقه‌ای با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی در شرکت آریا الکترون اپتیک مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. ترکیب‌های شیمیایی هماتیت‌های توده‌ای با استفاده از دستگاه ریزپردازنده الکترونی (میکروپروپ) مدل JEOL JXA-8530F در دپارتمان علوم زمین، دانشگاه شیمانه، ژاپن تعیین شدند. شرایط عملیاتی برای تجزیه و تحلیل هماتیت، ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، جریان پرتو ۱۲ نانوآمپر و قطر پرتو ۵ میکرومتر بود. علاوه بر این، ۱۱ نمونه با استفاده از دستگاه Perkin Elmer (NexION 300) در آزمایشگاه شرکت زرآزما با روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی و ۱۱ نمونه به روش XRF در دانشگاه تربیت مدرس تجزیه و تحلیل شدند. بررسی‌های سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال بر روی یک نمونه کوآرتز از زون‌های کانی‌سازی هماتیت-جاسپیت توسط دستگاه Linkam THMCG 600 در آزمایشگاه میکروترموتری دانشگاه تربیت مدرس ایران انجام شد. این دستگاه قادر به اندازه‌گیری محدوده دمایی ۱۹۶- درجه سانتی‌گراد تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. به منظور تعیین خاستگاه سیال کانسنگ‌ساز بررسی‌های ایزوتوپ‌های اکسیژن بر روی ۶ نمونه برداشت‌شده از هماتیت توده‌ای و رگه‌های هماتیت ورقه‌ای با استفاده از طیف‌سنج جرمی نسبت ایزوتوپی (IRMS:)

سازند اسفوردی با ضخامتی حدود ۸۰۰ متر از قاعده به طرف بالا از ماسه‌سنگ چرتی، سنگ آهک دولومیتی، گنبد‌های ریولیتی-ریوداسیتی نزدیک به منشأ با کانه‌زایی آهن-فسفر، توف‌های ریولیتی-ریوداسیتی و بازالت‌های اسپیلیتی با کانه‌زایی آهن-فسفر نواری، دولومیت چرت‌دار، جاسپیت، کلاهِک‌های کربناته و شیل‌های سیاه رنگ به همراه دولومیت‌های چرتی میزبان کانسارهای سدکس سرب-روی دور از منشأ تشکیل شده است. توده‌های گرانیتویدی تا گابرو-دیوریتی کامبرین و دایک‌های دیابازی تا لامپروفیری تأخیری، توالی آتشفشانی-رسوبی اسفوردی را قطع کرده‌اند (Mohseni and Aftabi, 2015). ماده معدنی مگنتیت-آپاتیت در گستره معدنی بافق اغلب همراه گنبد‌های ریولیتی-ریوداسیتی و توالی آذرآواری زیردریایی سازند اسفوردی (معادل سری ریزو) یافت می‌شود. ریولیت‌های میزبان این کانسارها، دگرسانی‌های گرمابی زیردریایی را با تشکیل آل‌بیت، اکتینولیت، کلریت، سریسیت، تورمالین و کربنات‌ها تحمل کرده‌اند (Aftabi et al., 2021). برای توضیح تشکیل کانسارهای مگنتیت-هماتیت-آپاتیت گستره معدنی بافق، محیط کافت‌های ولکانوژنیک آلکالین داخل قاره‌ای نئوپروتروزوئیک-کامبرین زیرین (Aftabi and Mohseni, 2020)، ولکانیسم زیردریایی حوضه‌های کافی حاشیه‌ای زیپی (Mohseni and Aftabi, 2020; Atapour and Aftabi, 2015) یا کمان ماگمایی ناشی از فروانش اقیانوس پروتوتیتس به زیر ایران مرکزی با زایش ماگماتیسیم کالک‌آلکالین پتاسیک-شوشونیتی تا ساب‌آلکالین (Mehdipour Ghazi et al., 2020; Sepidbar et al., 2020; Vesali et al., 2021; Nayebi, et al., 2021) و الگوی BIF نوع یخچال‌زاد ادیاکاران (Mohseni and Aftabi, 2015; Aftabi et al., 2021) پیشنهاد شده است. بر اساس پژوهش محسنی و آفتابی (Mohseni and Aftabi, 2015) و آفتابی و همکاران (Aftabi et al., 2021) مگنتیت در حال تعادل با آب دریاها و کانسارهای جهانی BIFs بوده و در محدوده دمایی ۲۸۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است. همچنین گزارش شده

زمین‌شناسی کانسار کوشک

کانسار روی-سرب کوشک در بخش بالایی توالی آتشفشانی-رسوبی کامبرین زیرین، در مرکز حوضه زیرگان-چاه‌میر (شکل ۱) قرار دارد. در این منطقه، دو توالی شناسایی شده‌اند (شکل ۲).

ISOPrime100 variant) که به یک سامانه تجزیه و تحلیل عنصری متصل است، در دانشگاه اراک انجام شدند. نمونه‌های پودر شده در دمای حدود ۱۴۵۰ درجه سانتی‌گراد در حضور کربن فعال در تجزیه و تحلیل عنصری آذرکافت شدند (Yousefi, 2025).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی کانسار روی و سرب کوشک و برش عرضی جنوب‌غربی-شمال‌شرقی کانسار (Rajabi et al., 2012)

Fig. 2. Geological map of the Koushk Zn-Pb deposit and the SW-NE cross section of the deposit (Rajabi et al., 2012)

یک توالی دارای کانی‌زایی روی و سرب که شامل بخش بالایی LCVSS در قاعده است و یک توالی آتشفشانی-رسوبی بالایی که شامل شیل‌های پالئوزوئیک پایینی، سنگ آهک آرژیلیکی، واحدهای دولومیتی دارای کانی‌زایی آهن، ریولیت و توف است (Gibbs, 1976). بخش قاعده‌ای شامل توف‌های خاکستری، غنی از فلدسپات‌های قلیایی، کوارتز و قطعه‌های سنگی است که توسط سنگ آهک‌های ماسه‌ای تا سیلتی خاکستری تیره و به صورت محلی دولومیتی شده و به سمت بالا با سیلتستون‌ها پوشیده شده‌اند. سیلت‌سنگ‌های آهکی میزبان افق کانه‌دار روی و سرب هستند که غنی از مواد آلی است. بالای این واحد توسط توف‌ها و شیل‌ها با میان‌لایه‌های چرت پوشیده شده است (Rajabi et al., 2012). سنگ‌های آهکی و دولومیت‌های چرتی دارای کانی‌زایی آهن، بالاترین قسمت LCVSS را تشکیل می‌دهند (Rajabi et al., 2012). توالی کانه‌دار، از سنگ آهک‌های فرودیواره تا دولومیت‌های فرادیواره، در ناودیس زردو رخنمون دارد و توسط گسل کوشک قطع می‌شود (شکل ۲). این توالی آتشفشانی-رسوبی جوان‌تر از LCVSS و احتمالاً مربوط به سن پالئوزوئیک زیرین در نظر گرفته می‌شود (Gibbs, 1976). با این حال، با توجه به وجود توف‌های ریولیتی و افق‌های اکسید آهن، این توالی می‌تواند با بخش پایینی LCVSS در حوضه زیرگان-چاه‌میر نیز مرتبط باشد. یک گنبد ریولیتی در بخش جنوب‌شرقی کانسار، در مجاورت توالی کانه‌دار قرار دارد و چندین دایک دیابازی، کل توالی آتشفشانی-رسوبی را قطع کرده‌اند (شکل ۲).

ساختارهای کانی‌سازی هماتیت $\pm$ مگنتیت در محدوده کوشک

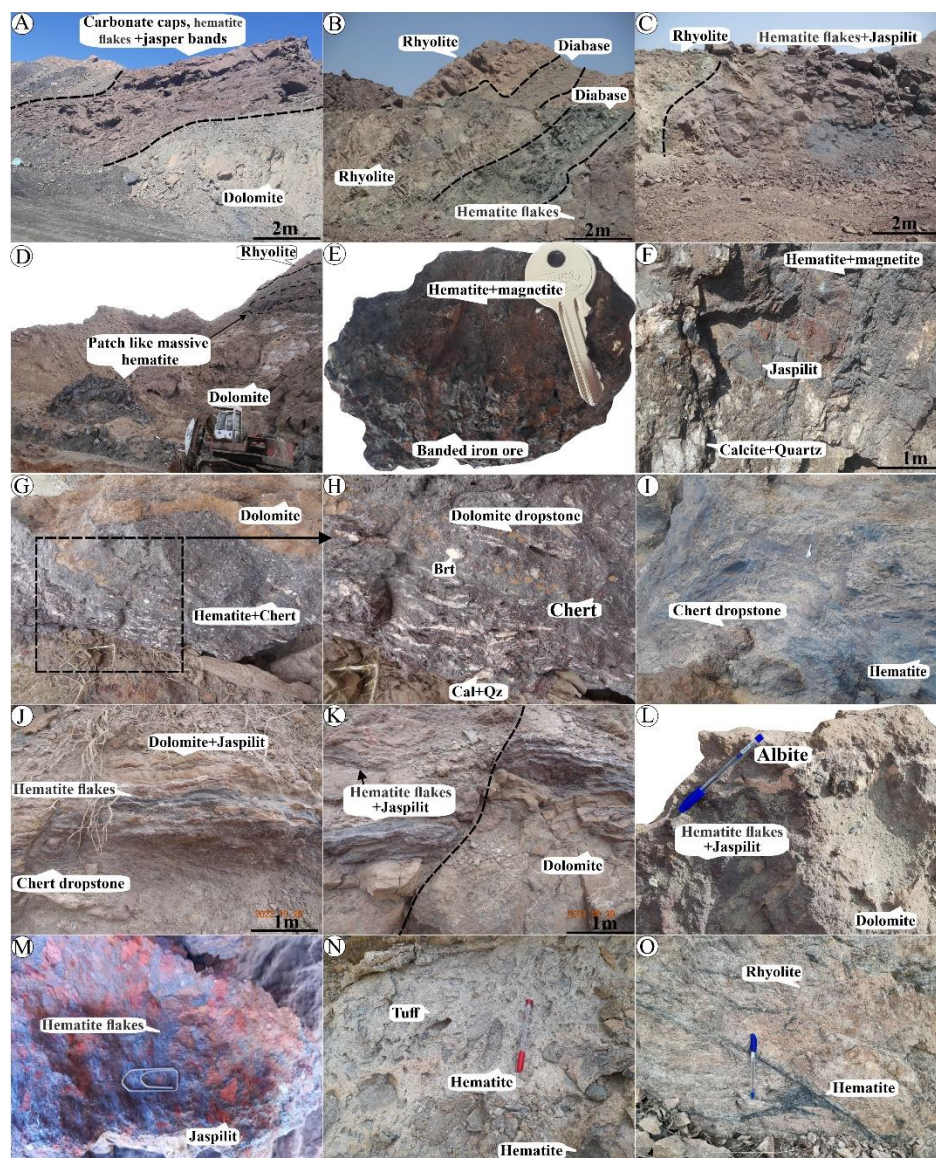
شکل‌های ۳ و ۴، ساختارهای مختلف کانسنگ، از جمله ماکروبان‌دینگ‌ها (۱ تا ۱۰ متر) (شکل ۳-A تا I)، مزوبان‌دینگ‌ها (۱ میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر) (شکل ۳-J تا O)، میکروبان‌دینگ‌ها (۰/۲ میلی‌متر تا ۱ میلی‌متر) (شکل ۴-A تا F) و کریپتو-نانوبان‌دینگ‌ها (۲۶ نانومتر تا ۰/۲ میلی‌متر) (شکل ۴-G) را در

رخساره‌های اکسیدی (هماتیت $\pm$ مگنتیت)، رخساره‌های سیلیکاتی (سیلیکات‌های Fe-Mg-Mn و چرت) و رخساره‌های کربناتی (دولومیت، کلسیت $\pm$ سیدریت)، رخساره‌های سولفیدی (مقادیر ناچیز پیریت و باریت) نشان می‌دهند. کانی‌های هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای به صورت لایه‌ها و میان‌لایه‌هایی با دولومیت، جاسپیلیت، دیامیکتیت‌ها، واحدهای ریولیتی و دگرنهادی‌های میزبان مشاهده می‌شوند (شکل ۳-A تا O و شکل ۴-A تا K). شکل‌های ۳ و ۴، مهم‌ترین ساختارهای آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی و رسوبی را نشان می‌دهند:

ساختارهای سین‌ژنتیک: ساختارهای سین‌ژنتیک نشان‌دهنده کانی‌سازی سین‌ولکانیک هستند که در نتیجه جریان سیالات گرمایی زیردریایی به درون حوضه‌های رسوبی ایجاد می‌شوند (شکل ۴-D تا G).

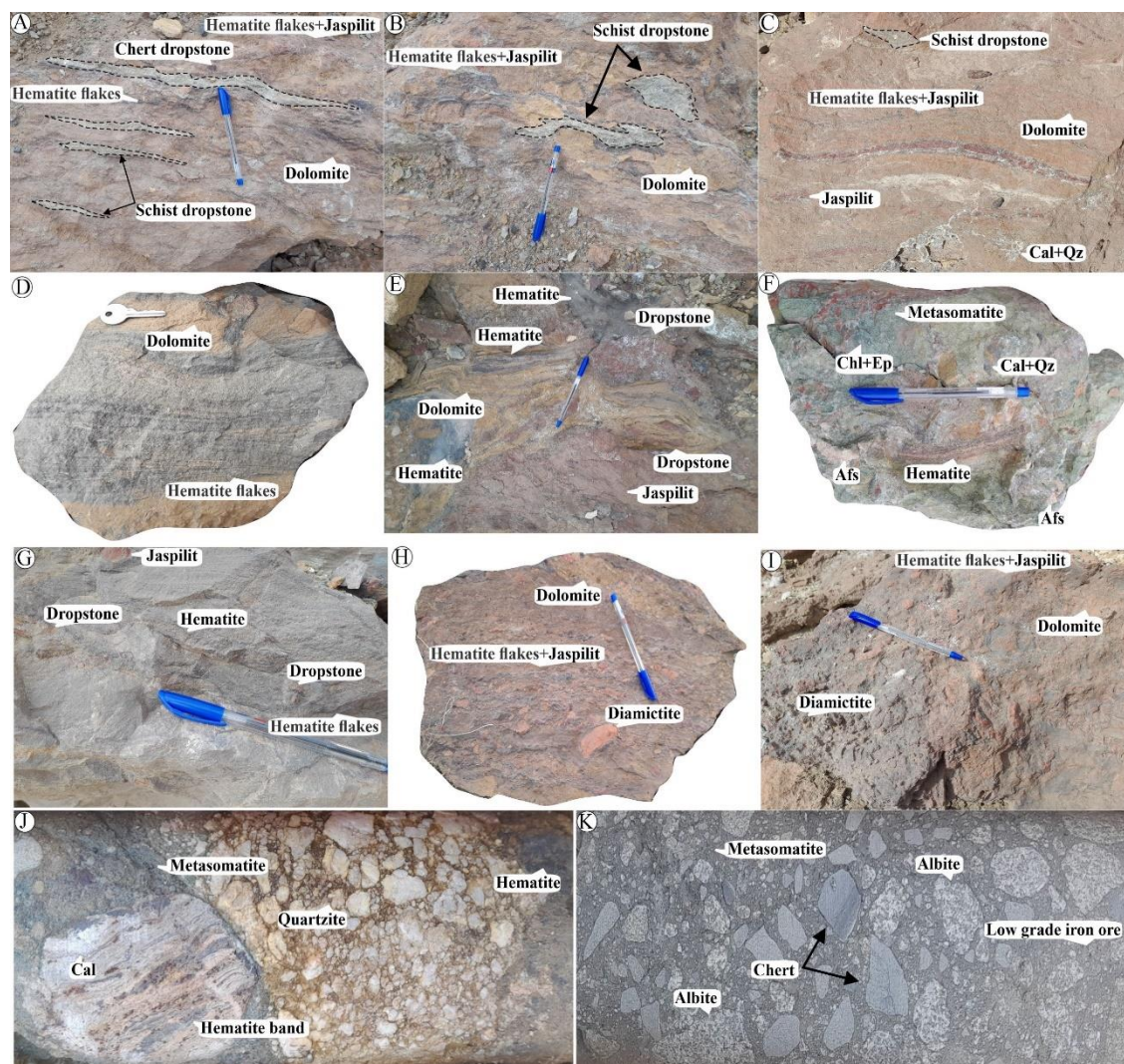
ساختارهای آواری: ساختارهای آواری مربوط به سنگ‌های ریزشی آگرو کلاستیک گرد تا نیمه گرد با اندازه بزرگ از جنس شپست، دولومیت (شکل ۳-G تا K، و شکل ۴-A تا C)، کوارتز و آواری‌های چرت (شکل ۳-G تا K؛ شکل ۴-E و G تا I) در ماتریس هماتیت لایه‌ای است. این ساختارها نشان‌دهنده افق‌های کانسنگ عدسی‌شکل با سنگ‌ریزه‌های گرد تا نیمه گرد هستند که در اثر بازسازی مکانیکی و ریزش کانسنگ‌های پروکسیمال در ماتریسی از جاسپیلیت، هماتیت و کربنات‌ها تشکیل شده‌اند.

ساختارهای یخچالی: شکل ۴-H، I و K ساختارهای اُفتان‌سنگ و دیامیکتیت‌های پلی‌میکتیک را نشان می‌دهند. قطعه‌های چند منشأیی درشت با اندازه‌های میلی‌متری تا سانتی‌متر، به صورت سین‌ژنتیکی در اکسیدهای آهن، جاسپیلیت‌ها و کربنات‌ها تشکیل شده‌اند. اُفتان‌سنگ‌ها از آواری‌های مختلفی از سنگ‌های متاکربنات، چرت، کوارتز، سنگ‌های آتشفشانی و دگرنهادی‌ها تشکیل شده‌اند که در طول ذوب یخ‌های بین‌یخچالی و کانی‌سازی آهن ریزش کرده‌اند. دیدگاه‌های متفاوتی در مورد منشأ یخچالی و غیر یخچالی دیامیکتیت‌ها و اُفتان‌سنگ‌ها وجود دارد (Pettijohn, 1975; Goudie, 2004).



شکل ۳. ساختارهای کانسنگ آهن نواری در محدوده کانسار روی و سرب کوشک. A تا I: ساختار ماکروبانده مرتبط با واحدهای کربناته، (قسمت A تا C، دید به سمت شمال غرب و قسمت D، دید به سمت شمال شرق)، J تا O: ساختار مزوبانده مرتبط با واحدهای کربناته و ریولیتی، دید به سمت شمال، G و H: ساختارهای رگه-رگچه‌ای کوارتز-کربنات به همراه مقادیر ناچیز باریت به صورت فاز تأخیری بر روی ساختار مزوبانده هماتیته تأثیر گذاشته است، M: نوارهای جاسپیلیته تحت تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی برشی شده و فرایندهای پروندمی سبب کانی‌زایی هماتیت ورقه‌ای در امتداد شکستگی ساختاری شده است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Brt: باریت، Cal: کلسیت، Qz: کوارتز).

Fig. 3. Banded iron ore structures in the Koushk Zn-Pb deposit area. A to I: Macroband structure associated with carbonate units, (Figures A to C View to the northwest and Figure D View to the northeast), J to O: Mesoband structure associated with carbonate and rhyolite units, View to the north, G and H, quartz-carbonate vein-veinlet structures with trace amounts of barite as a late phase have affected the hematite mesoband structure, M: Jaspilit bands have been sheared under the influence of tectonic processes and Exhalative processes have caused hematite flakes mineralization along the structural fracture. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: baryte, Cal: Calcite, Qz: Quartz).



شکل ۴. ساختارهای کانسنگ آهن نواری در محدوده کانسار روی و سرب کوشک. A تا E: ساختارهای میکروبانده آهن نواری مرتبط با واحدهای کربناته، دید به سمت شمال‌غرب، F: ساختارهای میکروبانده آهن نواری مرتبط با واحدهای دگرنهادی، دید به سمت شمال‌غرب، G: ساختارهای کریپتو-نانوبانده آهن نواری مرتبط با واحدهای کربناته، دید به سمت شمال‌غرب، H تا K: دیامیکتایت و افان‌سنگ‌های آمفیبول شیست مرتبط با واحدهای کربناته و دگرنهادی‌ها، دید به سمت شمال‌غرب، در قسمت‌های A تا C افان‌سنگ‌های آمفیبول شیست مرتبط با واحدهای کربناته، در قسمت‌های E و G یک شیار سینوسی یا هلالی با توسعه ضعیف نشان می‌دهد، در قسمت K واحدهای چرتی در قسمت رو به جریان یا سطح برخوردی شکل تیزتری را نشان می‌دهد. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Afs: آلکالی فلدسپار، کلسیت: Cal، کلریت: Chl، اپیدوت: Epi، کوارتز: Qz).

Fig. 4. Banded iron ore structures in area of the Koushk Zn-Pb deposit. A to E: Banded iron microband structures associated with carbonate units, View to the northwest, F: Banded iron microband structures associated with metasomatite units, View to the northwest, G: Banded iron crypto-nanobanding structures associated with carbonate units, View to the northwest, H to K: Diamictite and dropstones of the Koushak deposit area associated with carbonate units and metasomatites, View to the northwest, in Figures A to C Amphibole schist dropstones associated with carbonate units. In Figures E and G: A poorly developed sigmoid groove is shown, In Figure K, sharper stoss chert units are shown, Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Afs: alkali feldspar, Cal: Calcite, Chl: Chlorite, Ep: epidote, Qz: Quartz).

هستند. رگه‌ها حاوی هماتیت، کربنات، کوارتز، کلسدون و مقادیر جزئی باریت هستند (شکل ۳-G و H).

سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری

سه نسل کانی‌سازی هماتیت $\pm$ مگنتیت در کانسار روی-سرب کوشک و نواحی مجاور کانسار شناسایی شد: ۱- کانی‌سازی هماتیت ورقه‌ای مرتبط با زون تغذیه‌کننده که غنی‌شدگی بالایی در مقادیر اسفالریت و پیریت نشان می‌دهد. این کانی‌سازی اغلب به صورت انتشاری است (شکل ۵-A تا D)، ۲- کانی‌سازی رگه-رگچه‌ای هماتیت ورقه‌ای $\pm$ باریت مرتبط با کلاهی‌های کربناتی و نوارهای جاسپیت (شکل ۳-A تا C و J تا K، شکل ۴-A تا I). هماتیت ورقه‌ای در دو نسل مشاهده می‌شود: نسل اول به صورت دو هرم شش‌گوش و/یا منشورهای شش‌گوش، و نسل دوم به صورت پولک‌های نازک شش‌گوش با سطوح رمبوندی ظاهر می‌شود و ۳- کانی‌سازی هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت به صورت لکه‌مانند مرتبط با واحدهای کربناته و توف‌های ریولیتی میزبان (شکل ۳-D تا I)، که دارای ادخال‌های جزئی فسفات و موناژیت در ساختار هماتیت است (شکل ۸-A و B).

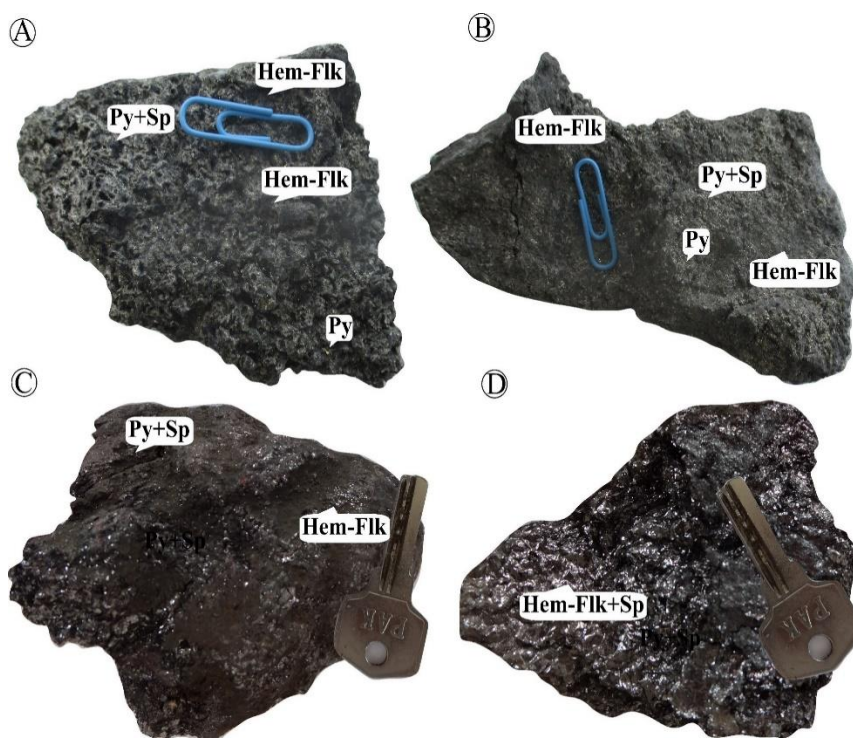
در کلاهی‌های کربناته، توالی از سنگ‌های رسوبی توربیدیتی (گریوک)، ماسه‌سنگ، سیلت سنگ و کانسنگ هماتیت-جاسپیت $\pm$ مگنتیت به صورت آهن نواری مشاهده می‌شود. در برخی نقاط، این توالی رسوبی تحت تأثیر زمین‌ساخت منطقه‌ای، چین‌خورده، گسل‌خورده و برش‌خورده است (شکل ۳-G تا M و شکل ۴-E) و فازهای گرمایی بعدی باعث کانی‌سازی هماتیت $\pm$ باریت در امتداد سطوح شکستگی شده‌اند (شکل ۳-M، شکل ۷-۱). D تا F و شکل ۸-A تا N). کانی‌سازی توده‌ای، رگه‌ای و انتشاری هماتیت $\pm$ مگنتیت نشان‌دهنده رسوب آهن به صورت زل‌های هیدرومگنتیت و فری‌هیدرات است (شکل ۶-A تا F و شکل ۷-A تا I). لایه‌بندی متناوب اکسید-سیلیکات در جاسپیت نشان‌دهنده غلظت بالای محلول‌های گرمایی است که گاهی غنی از آهن و گاهی غنی از سیلیس و دارای مقادیر ناچیز تیتانومگنتیت

پتی‌جان (Pettijohn, 1975) معتقد است که سنگ‌ریزه‌ها ۱۰ درصد یا کمتر، سنگ‌های دیامیکتیت‌های یخچالی را تشکیل می‌دهند؛ در حالی که لاهار و مواد مذاب آتشفشانی بیش از نیمی از قلوه‌سنگ‌ها و تخته‌سنگ‌های همگن با منشأ آتشفشانی را تشکیل می‌دهند (Waitt, 2013). وجود قطعه‌های گرد شده از سنگ‌های دگرگونی مزوپروتروزوئیک (گنیس، آمفیولیت، شیست و غیره) احتمالاً نشان‌دهنده منشأ غیر آتشفشانی؛ اما بدون تردید منشأ یخچالی قاره‌ای دگرگونی در دیامیکتیت‌های منطقه کوشک و نواحی هم‌جوار (شکل ۴-A تا C) است. وجود قطعه سنگ‌های نیمه‌گرد از جنس کلریت آمفیولیت شیست (شکل ۴-A تا C) در یک ماتریس کربناته را نمی‌توان با پرتابه‌ها و لاهارهای آتشفشان‌زا توجیه کرد. در واقع، تاکنون هیچ دیامیکتیتی از تخته‌سنگ‌های ریولیتی در سازند اسفوردی مشاهده نشده است. تعیین دقیق دیامیکتیت‌ها و سنگ‌های ریزشی یخچالی نیازمند شواهدی از چینه‌بندی‌های آواری است؛ اما چنین ویژگی‌هایی ممکن است به دلیل تغییر شکل ساختاری که بر برخی از BIFها در سراسر جهان تأثیر گذاشته است، حفظ نشده باشند (Ali et al., 2010; Mazumder and Van Loon, 2012). علاوه بر این، از آنجایی که نمی‌توان افتان‌سنگ‌ها را به سادگی از ماتریس خود جدا کرد، تأیید وجود نقاط تیزتر، شیارها و قطعه‌های چندوجهی دشوار است. با این حال، (شکل ۴-E، G و K) نمونه‌ای از یک شیارهای سینوسی یا هلالی با توسعه ضعیف را نشان می‌دهد. این فتان‌سنگ‌ها از ترکیب‌های چرت برخوردار است و احتمالاً قسمت رو به جریان یخچال یا سطح برخوردی شکل تیزتری را نشان می‌دهد (شکل ۴-K) و شبیه یک کلاست یخچالی شبه پنج ضلعی است، مشابه آنچه پتی‌جان (Pettijohn, 1975) گزارش کرده است.

ساختارهای رگه-رگچه‌ای: این رگه‌های اغلب اپی‌ژنتیک، کربنات‌های کمپلکس دهانه گنبدی‌شکل، ریولیت‌های دگرسان‌شده، هماتیت و جاسپیت توده‌ای و نواری را قطع می‌کنند. آنها نشان‌دهنده آخرین فاز کانی‌سازی در منطقه کوشک

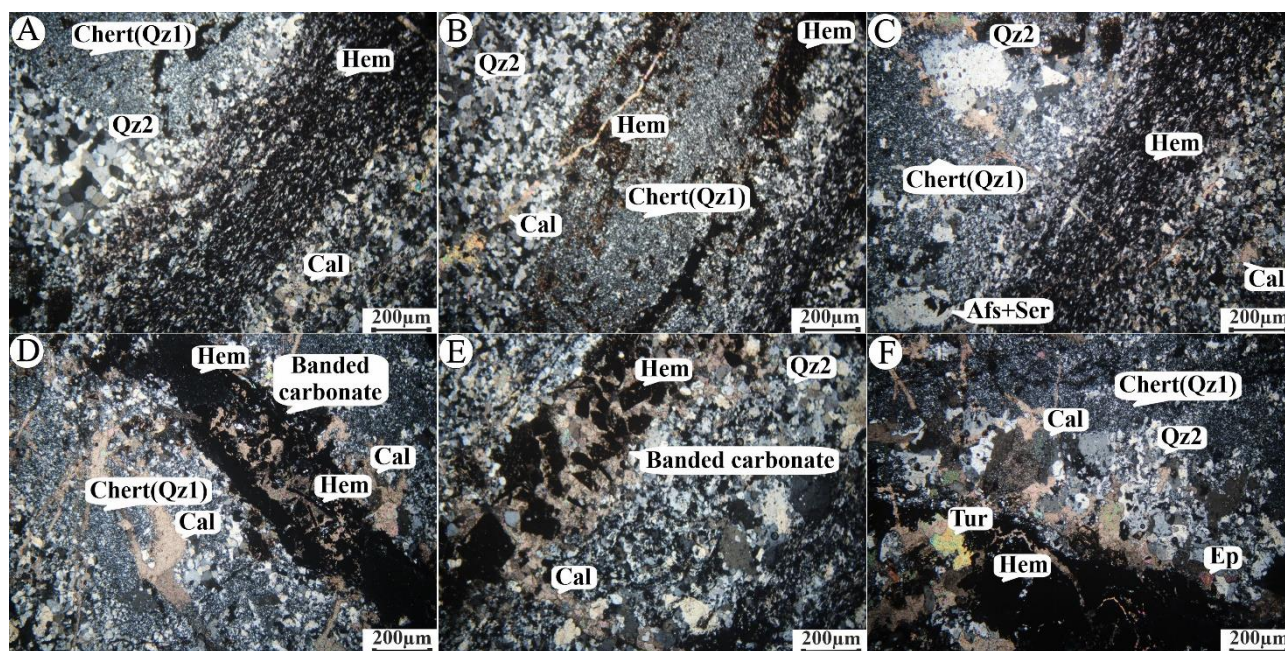
نسبت داده شود. نواربندی‌های متناوب ممکن است ناشی از تغییرات در ترکیب شیمیایی آب دریا و/یا ورود مواد خشکی‌زاد همراه با چرخه‌های پیش‌روی و پس‌روی آب دریا باشد (Klein, 2005). این کانسنگ آهن نواری تحت تأثیر فشردگی، دیاژنز دیررس و دگرگونی درجه ضعیف تشکیل شده‌اند که با حضور هماتیت ورقه‌ای ریز و جهت‌دار که با کوارتز آمورف و مقادیر ناچیز باریت درهم‌رویده‌اند، مشخص می‌شوند. وجود دانه‌های ریز هماتیت در نوارها نشان‌دهنده تبدیل دیاژنتیکی اولیه ذرات اولیه اکسی-هیدروکسید آهن است (Gaucher et al., 2015). وجود کوارتز ریزبلورین به صورت چرت و/یا جاسپیت در نوارها نشان می‌دهد که سیلیس آمورف در طی فرایند دفن به چرت تبدیل شده است.

هستند. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، سه نسل کانی‌سازی سیلیس در ارتباط با دولومیت، هماتیت و گوتیت شامل پیش از کانی‌سازی، هم‌زمان با کانی‌سازی و پس از کانی‌سازی مشاهده می‌شود (شکل ۶-A تا F). وجود لایه‌بندی‌های نازک و منظم هماتیت و سیلیس نشان می‌دهد که سنگ‌های آهن در حوضه‌هایی با عمق بیش از ۲۰۰ متر رسوب‌گذاری شده‌اند (Trendall, 2002). با این حال، وجود هماتیت ورقه‌ای با بافت الیافی به عنوان اکسید آهن غالب در سنگ‌های آهن نشان می‌دهد که فشار اکسیژن (fO_2) بالاتر از بافر هماتیت/مگنتیت بوده و این موضوع نشان‌دهنده درجه بالای اکسایش است (Bau and Dulski, 1996). علاوه بر این، بافت رسوبی الیافی در سنگ‌های آهن نواری ممکن است به کانسارهای آهن نواری از نوع راپیتان



شکل ۵. A تا D: کانی‌سازی هماتیت ورقه‌ای مرتبط با زون تغذیه‌کننده در کانسار روی و سرب کوشک، این کانی‌زایی به صورت انتشاری است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Hem-Flk: هماتیت ورقه‌ای، Py: پیریت، Sp: اسفالریت).

Fig. 5. A to D: Hematite flakes mineralization associated with the feeder zone in the Koushk Zn-Pb deposit. This mineralization of iron is disseminated. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Hem-Flk: hematite flakes, Py: Pyrite, Sp: Sphalerite).



شکل ۶. A تا F: تصاویرهای میکروسکوپی از اکسید آهن نواری، کربنات و چرت در محدوده کانسار روی و سرب کوشک. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Afs: آلکالی فلدسپار، Cal: کلسیت، Ep: اپیدوت، Hem: هماتیت، Qz1: کوارتز نسل اول، Qz2: کوارتز نسل دوم، Qz3: کوارتز نسل سوم، Ser: سریسیت، Tur: تورمالین).

Fig. 6. A to F: Microscopic images of banded iron oxide, carbonate and chert in the Koushk Zn-Pb deposit area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Afs: alkali feldspar, Cal: calcite, Ep: Epidote, Hem: hematite, Qz1: first generation quartz, Qz2: second generation quartz, Qz3: third generation quartz, Ser: Sericite, Tur: Tourmaline).

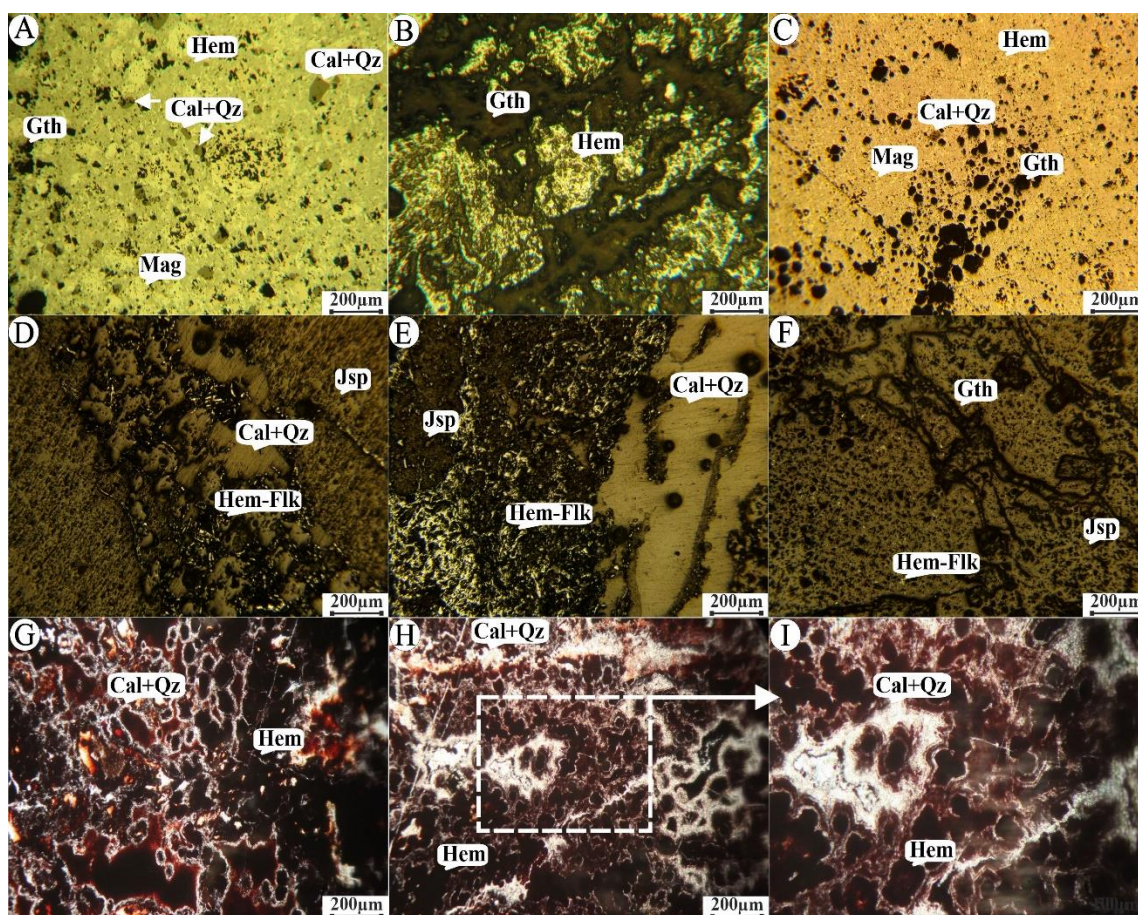
بافت‌های رگه‌ای و رگچه‌ای وجود دارد که در آنها مگنتیت، مگهمیت و هماتیت به صورت هم‌زمان یافت می‌شوند. مگهمیت به عنوان محصول معدنی گذار بین مگنتیت و هماتیت در نظر گرفته می‌شود (Hassanlouei and Rajabzadeh, 2019).

بافت‌های یخچالی به عنوان یکی از جنبه‌های کانی‌سازی، BIF‌های راپتان و ادیاکاران را از کانسنگ نوع آلگوما، سوپریور، IOCG و IOA متمایز می‌کند. این امر با قطعه‌های کوارتز، چرت، کربنات‌ها، سنگ‌های آتشفشانی در سیمان یا ماتریسی از چرت، گلسنگ و کربنات‌های تناوبی نشان‌دهنده شده است (شکل ۶-A تا F و شکل ۹-A تا I). وجود دانه‌های نیمه‌گرد مگنتیت و هماتیت در کربنات‌ها و کانسنگ نواری احتمالاً ناشی از ریزش و حمل مجدد از کانسنگ پروکسیمال است (شکل ۶-A تا F و شکل ۹-).

روابط بافتی و کانی‌شناسی BIF‌ها ساده است. بافت‌های لایه‌ای از هماتیت $\pm$ مگنتیت کربنات و چرت (شکل ۶-A تا F) با ضخامت حدود ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر تشکیل شده‌اند. اینها نشان‌دهنده مناطق بینابینی در اطراف گنبد‌های ریولیتی هستند. در برخی موارد، دانه‌های هماتیت و مگنتیت با کربنات، گلسنگ، جاسپیلیت و آفتان‌سنگ‌ها به صورت لایه‌لایه قرار گرفته‌اند (شکل ۶-A تا F و شکل ۹-A تا I). بافت کلوئیدی احتمالاً نشان‌دهنده هسته‌های تبلور زودرس باقی‌مانده از ژل‌های هیدرومگنتیت یا فری‌هیدریت در مرحله اولیه دیاژنتیکی است (شکل ۷-G تا I). بافت‌های جان‌نشینی در زون‌های دگرته‌ای رایج هستند و به صورت‌های لایه‌های تیز و برجسته، شبکه‌ای، جعبه‌ای و پولکی و جزیره‌ای باقی‌مانده، دیده می‌شوند. پراش‌دگی فضاهای باز نیز به صورت

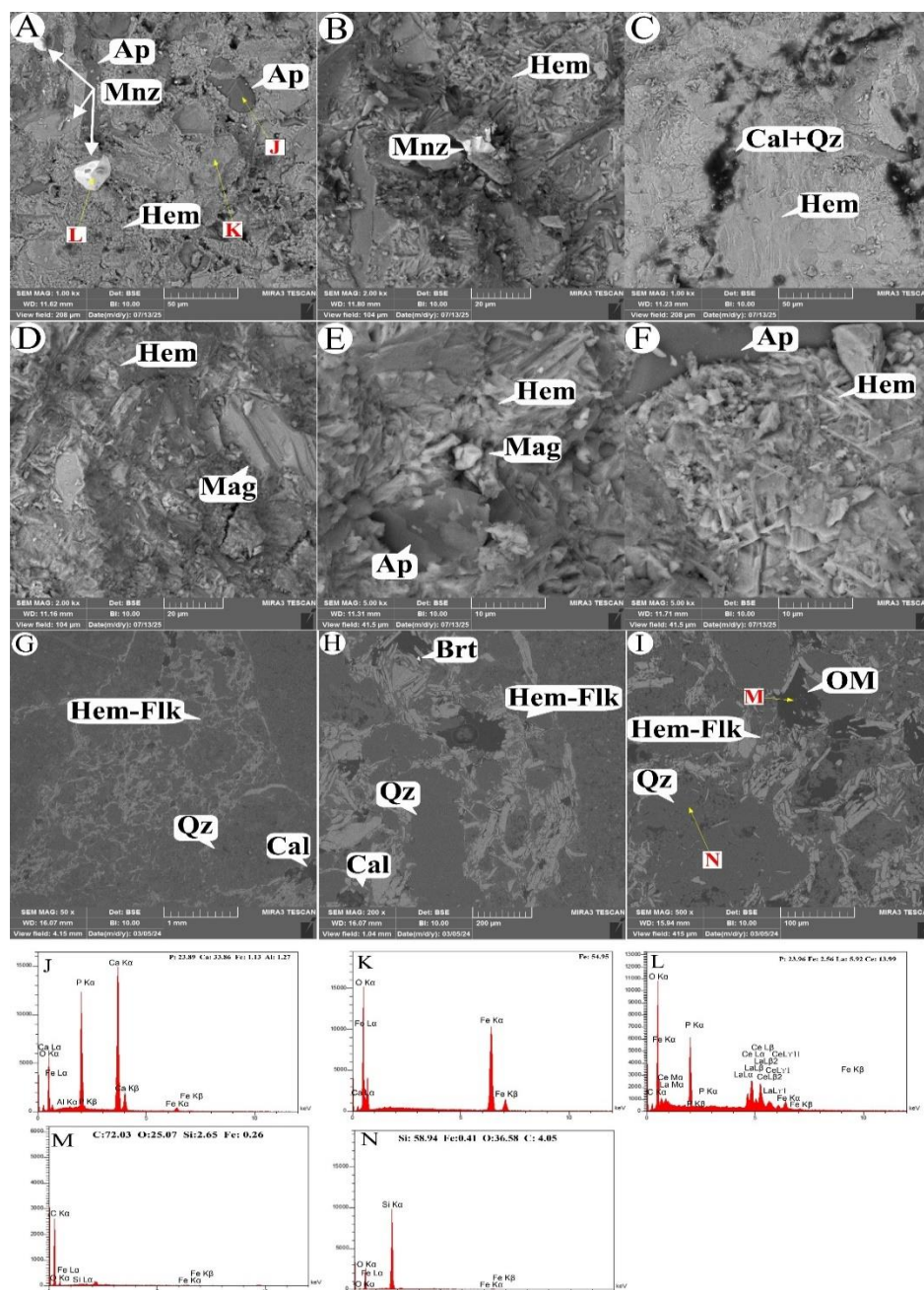
گل‌سنگ، سیلت‌سنگ یا کانی‌های مشخصی مانند کوارتز، کلسیت و هماتیت هستند (Bennett et al., 1996). دیامیکتیت‌های یخچالی معمولاً با کلاست‌های بیگانه نیمه‌گرد تا گرد و قطعه‌های چند منشأیی نامنظم یا با درجه جدایش پایین که به آنها اُفتان‌سنگ گفته می‌شود، مشخص می‌شوند (Bennett et al., 1996; Hoffman et al., 1998; Gaucher et al., 2015; Le Heron et al., 2017).

C تا E). برخی اُفتان‌سنگ‌ها به حالت کمانی شکل هستند، بنابراین به صورت هم‌زمان با رسوب‌گذاری و هم‌زمان با یخبندان-دریایی تشکیل شده‌اند (شکل ۳-I). وجود مقادیر فراوانی از کوارتز دانه‌ریز در دیامیکتیت‌ها، بدون جهت‌گیری خاص درون نوارها، نشان‌دهنده محیط یخچالی در دوران پروتروزیوئیک پسین است (شکل ۹-A تا I). دیامیکتیت‌های منشأ یخچالی اغلب دارای ماتریس آواری (مواد سیلیسی کلاستیک) مانند ماسه‌سنگ،



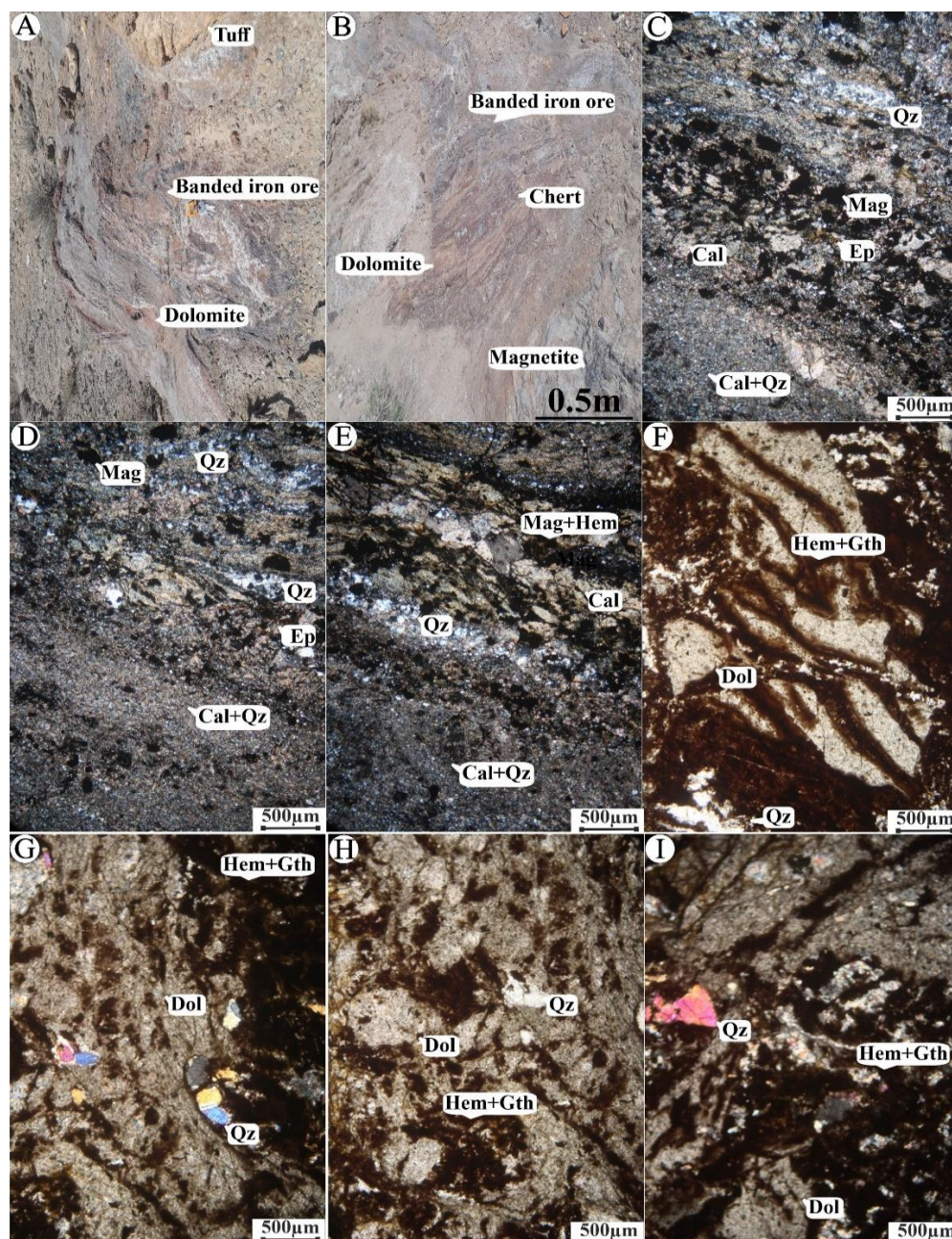
شکل ۷. A تا C: تصاویرهای میکروسکوپی از کانی‌زایی هماتیت توده‌ای، D تا F: اکسید آهن نواری و چرت، G تا I: بافت زل‌مانند و کلونیدی هیدرومگنتیت و هماتیت در محدوده کانسار روی و سرب کوشک. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Gth: گوئیت، Hem: هماتیت، Jsp: جاسپر، Mag: مگنتیت، Hem-Flk: هماتیت ورقه‌ای، Qz: کوارتز).

Fig. 7. A to C: Microscopic images of massive hematite mineralization, D to F: Banded iron oxide and chert, G to I: Gel-like and Colloidal texture of hydromagnetite and hematite in the Koushk Zn-Pb deposit area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: calcite, Gth: Goethite, Hem: hematite, Jsp: jasper, Mag: magnetite, Hem-Flk: hematite flakes, Qz: quartz).



شکل ۸. A تا F: تصویرهای BSE-SEM از هماتیت‌های توده‌ای و وجود ادخال‌های آپاتیت و مونازیت در ساختار آنها، G تا I: جاسپلیت‌های دارای هماتیت ورقه‌ای، J تا N: تصویرهای EDX از انکلوژن‌های آپاتیت، هماتیت، مونازیت، مواد آلی و سیلیس در هماتیت‌های توده‌ای و جاسپلیت‌های دارای هماتیت ورقه‌ای در محدوده کانسار روی و سرب کوشک. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ap: آپاتیت، Brt: باریت، Cal: کلسیت، Hem: هماتیت، Mag: مگنتیت، Mnz: مونازیت، Hem-Flk: هماتیت ورقه‌ای، Om: مواد آلی، Qz: کوارتز).

Fig. 8. A to F: BSE-SEM images of massive hematites and the presence of apatite and monazite inclusions in their structure, G to I: Hematite flakes-bearing jaspilit, J to N: EDX images of apatite, hematite, monazite, organic matter and silica inclusions in massive hematites and hematite flakes-bearing jaspilit in the Koushk Zn-Pb deposit area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ap: apatite, Brt: baryte, Cal: calcite, Hem: hematite, Mag: magnetite, Mnz: monazite, Hem-Flk: hematite flakes, Om: Organic matter, Qz: quartz).

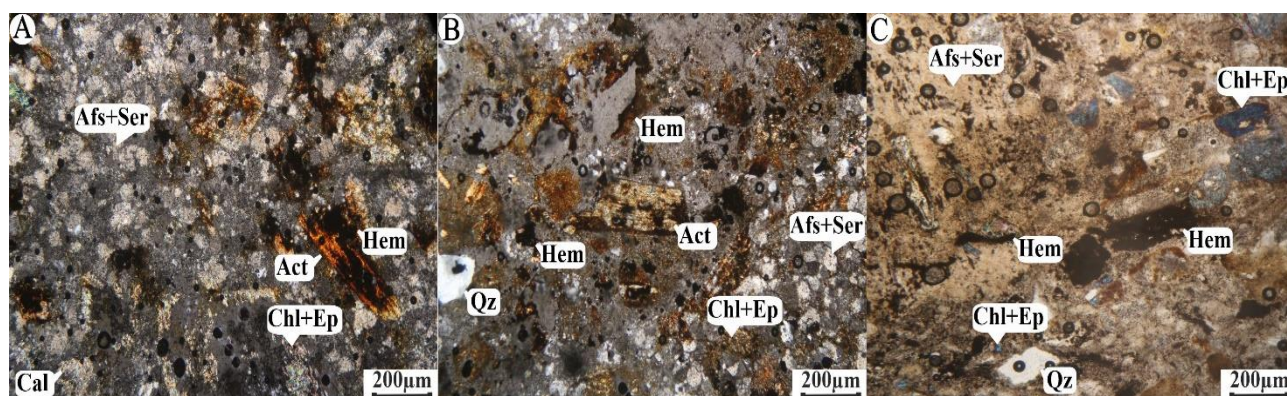


شکل ۹. A و B: تصاویرهای ماکروسکوپی از کانسنگ هماتیت±مگنتیت، کربنات و چرت سین‌ژنتیک نواری، دید به سمت شمال شرق، C تا E: تصاویرهای میکروسکوپی از نوارهای هماتیت، مگنتیت، کربنات، گل‌سنگ و جاسپیلیت و F تا I: قطعه‌های کوارتز، چرت، کربنات‌ها و سنگ‌های آتشفشانی در کربنات‌های تناوبی محدوده کانسار روی و سرب کوشک. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Dol: دولومیت، Ep: اپیدوت، Gth: گوئیت، Hem: هماتیت، Mag: مگنتیت، Qz: کوارتز).

Fig. 9. A and B: Macroscopic images of banded syngenetic hematite±magnetite, carbonate and chert ore, View to the northeast, C to E: Microscopic images of bands of hematite, magnetite, carbonate, mudstone and jaspilite, and F to I: Fragments of quartz, chert, carbonates, volcanic rocks in rhythmic carbonates of the Koushk Zn-Pb deposit area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: calcite, Dol: Dolomite, Ep: Epidote, Gth: Goethite, Hem: hematite, Mag: magnetite, Qz: quartz).

کوشک رخ می‌دهند و با سیالات گرمابی برون‌دمی آزادشده توسط ماگماتیسم گرانیتوئیدی کامبرین مرتبط هستند. گوتیت آخرین و پایدارترین کانی هیدرواکسید آهن است که در طی اکسایش مگنتیت، هماتیت اولیه، کنومگنتیت و مگمیت تشکیل می‌شود. کانی‌های کربناته شامل دولومیت، کلسیت و آنکرایت هستند که به صورت لایه‌ای، رگچه‌ای با کانسنگ اکسیدی نواری قرار گرفته‌اند (شکل ۹-C تا E). کوارتز مهم‌ترین کانی باطله در سنگ‌های میزبان و کانسنگ‌های آهن است. جوان‌ترین شکل کوارتز به صورت رگه‌هایی است که واحدهای زمین‌شناسی را قطع می‌کنند. چرت نوارهای متناوبی را با کانسنگ نواری هماتیت و مگنتیت، جاسپیلیت و همچنین به عنوان اُفتان‌سنگ در ماتریس کربنات و اکسید آهن تشکیل می‌دهد. اکتینولیت در ریولیت‌های دگرسان‌شده، بلورهای بزرگ و گاهی کشیده‌ای را به همراه هماتیت و مگنتیت تشکیل می‌دهد (شکل ۱۰-A تا C).

هماتیت و سیلیس به صورت کلوئیدی (شکل ۷-G تا I)، توده‌ای و بی‌شکل (شکل ۳-D تا H؛ شکل ۷-A تا C)، نواری (شکل ۶-E) و دانه‌های آواری نیمه‌گرد شده (شکل ۳-N و شکل ۴-E) یافت می‌شود. کنومگنتیت به صورت لکه‌های خاکستری مایل به قهوه‌ای و دانه‌های تیغه‌ای شکل‌دار تشکیل می‌شود و نخستین کانی پس از اکسایش مگنتیت است و با پیشرفت اکسایش، به مگمیت، هماتیت، ماریت و در نهایت به گوتیت تبدیل می‌شود. هماتیت یکی از فراوان‌ترین کانی‌های اکسیدی در محدوده کانسار کوشک است و اغلب با اکسایش حاشیه‌ای Fe^{2+} در شکستگی‌های مگنتیت جایگزین می‌شود. برخی از دانه‌های هماتیت، اولیه هستند و در طی دیاژنز از ژل فری‌هیدریت تحت فوگاسیته بالای اکسیژن تشکیل شده‌اند. صفحه‌های سوزنی‌شکل و ریز هماتیت ورقه‌ای به صورت رگچه‌های پراکنده اپی‌ژنتیکی همراه با جاسپیلیت‌ها و دولومیت‌ها و به صورت لندک در واحدهای ریولیتی در کانسار



شکل ۱۰. A تا C: تصاویرهای میکروسکوپی از همراهی بلورهای کشیده اکتینولیت با کانسنگ هماتیت در ریولیت‌های میزبان کانسار روی و سرب کوشک. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Act: اکتینولیت، Afs: آلکالی فلدسپار، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Hem: هماتیت، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت).

Fig. 10. A to C: Microscopic images of association of elongated actinolite crystals with hematite ore in the rhyolites hosting the Koushk Zn-Pb deposit. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: Actinolite, Afs: alkali feldspar, Cal: calcite, Chl: Chlorite, Ep: Epidote, Hem: hematite, Qz: quartz, Ser: Sericite).

دماهای ۳۵۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد در کانسارهای برون‌دمی تشکیل می‌شوند (Galley, 2003). روابط بافتی نشان می‌دهد که

رنگ سبز اکتینولیت، بازتابی از محتوای بالای آهن در این کانی و احتمالاً از گروه فرواکتینولیت است. اکتینولیت‌های مشابه در

کلریت‌ها در ساختار پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومینزین جایگزین شده‌اند. بلورهای تورمالین به صورت سین‌زنتیکی در کانسنگ‌های آهن نواری تشکیل شده‌اند (شکل ۶-F).

شایع‌ترین گونه تورمالین در BIF‌ها، کانی شورل $(\text{NaFe}^{2+}3\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{OH})$ گزارش شده است (Beaty et al., 1988). این کانی با سریسیت همراه است و احتمالاً در اثر واکنش سیالات غنی از آهن، منیزیم و بور با پلاژیوکلازها، فلدسپارهای قلیایی و کلریت تشکیل می‌شود. تجمعات سریسیت-تورمالین در کانسنگ برون‌دمی در دمای ۲۰۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند (Beaty et al., 1988).

زمین‌شیمی عناصر اصلی در کانسنگ

جدول ۱ و شکل ۱۱، اکسیدهای عناصر اصلی و نمودارهای تغییرات آنها را در کانسنگ‌های هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت نشان می‌دهند. جدول ۱ نشان می‌دهد که مقادیر Fe_2O_3 در کانسنگ هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای بین ۳۴/۲۴ تا ۸۶/۵۷ درصد وزنی و مقادیر SiO_2 در کانسنگ هماتیت از ۱/۱۱ تا ۴۱/۵۲ درصد وزنی متغیر است. مقادیر Al_2O_3 ، MgO ، CaO و P_2O_5 در کانسنگ هماتیت به ترتیب از ۰/۶۶ تا ۷/۹۵، ۰/۱۴ تا ۲/۷۱، ۰/۴۱ تا ۱۷/۳۶ و ۰/۲۲ تا ۰/۸۲ درصد وزنی متغیر است. تنها یکی از نمونه کانسنگ هماتیت توده‌ای، غنی‌شدگی بالایی از فسفر (۱۳/۶۴ درصد وزنی) نشان می‌دهد. مقادیر اکسید TiO_2 و Al_2O_3 دارای همبستگی مثبت و قوی و اکسیدهای Na_2O ، K_2O ، MgO و LOI (شکل ۱۱-A تا G) همبستگی مثبت و ضعیف با مقادیر SiO_2 نشان می‌دهند؛ در حالی که مقادیر Fe_2O_3 و P_2O_5 دارای همبستگی منفی و قوی و CaO همبستگی منفی در مقابل SiO_2 را نشان می‌دهند (شکل ۱۱-H تا J).

نمودارهای تفکیک کانسنگ

جدول‌های ۱، ۲ و ۳ و شکل‌های ۱۱ و ۱۲، تغییرات عمده اکسیدها

در BIF‌های محدوده کوشک را در مقایسه با انواع مختلف BIF‌های جهانی نشان می‌دهد. به این ترتیب Al_2O_3 ، Fe_2O_3 ، MgO ، P_2O_5 و LOI شباهت زیادی به همه BIF‌ها نشان می‌دهند؛ اگرچه S و P_2O_5 ، LOI میل ترکیبی بهتری با BIF‌های یخچال‌زا نشان می‌دهند. در نمودار دووجهی $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ - Fe/Ti (شکل ۱۲-A)، کانسنگ‌ها در نزدیکی حوزه رسوب‌های فلزدار گرمابی برون‌دمی دریای سرخ و خیزش شرق اقیانوس آرام و همچنین BIF‌های نئوپروتروزوئیک قرار گرفته‌اند. نمودار Al_2O_3 - SiO_2 (شکل ۱۲-B) نشان می‌دهد که کانسنگ هماتیت $\pm$ مگنتیت و هماتیت‌های ورقه‌ای به حوزه‌های راپتان یخچالی و BIF‌های ادیاکاران تمایل نشان می‌دهند. در نمودارهای Al_2O_3 در مقابل TiO_2 (شکل ۱۲-C) Fe_2O_3 در مقابل TiO_2 (شکل ۱۲-D) و Zr - Th (شکل ۱۲-F)، داده‌ها شباهت نسبتاً زیادی به BIF‌های راپتان یخچالی و ادیاکاران نشان می‌دهند. غلظت عناصر As ، Ba ، Co ، Cu ، Ga ، Ni ، Se و Sn در تمامی کانسنگ هماتیتی مورد بررسی بیشتر از UCC و برخی از BIF‌ها (جدول ۳)، (شکل ۱۳-D) است. مقادیر میانگین Zr و Th در کانسنگ هماتیتی به ترتیب ۹/۴ ppm و ۲۶ ppm است (جدول ۳) و از BIF‌های نوع آلگوما و سوپریور بیشتر است. شکل ۱۲-E (نمودار $\text{Fe}-\text{P}$) و شکل ۱۲-G، H و I، J تا O نمودارهای $[\text{Fe}-\text{Co}/\text{Zn}]$ ، $\text{Co}-\text{Ni}$ ، $\text{V}-\text{Ti}$ ، $\text{V}/\text{Fe}-\text{Ti}/\text{Fe}$ ، $\text{V}-\text{Ni}$ ، $\text{V}/\text{Ti}-\text{Ni}/\text{Ti}$ و $[\text{Ni}/(\text{Cr}+\text{Mn})]-\text{Ti}+\text{V}$ نشان می‌دهد کانسنگ هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای به BIF‌های گرمابی برون‌دمی و برخی ورودی‌های رسوبی مکانیکی و آواری تمایل نشان می‌دهند. شکل ۱۲-M تا O نشان می‌دهند که دمای تبلور کانسنگ هماتیت توده‌ای و هماتیت ورقه‌ای احتمالاً بین ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد است. مقادیر $\sum \text{REE}+\text{Y}$ (جدول ۳) در کانسنگ هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای و از ۳۷/۹۱ ppm تا ۱۹۱۴/۹۹ (میانگین ۴۲۷/۱۹ ppm) متغیر است و تنها در یک نمونه کانسنگ هماتیت توده‌ای غنی از فسفر مقادیر عناصر نادر خاکی برابر با ۴۵۴۸/۹۳ ppm است.

جدول ۱. اکسیدهای اصلی (درصد وزنی) در کانسنگ هماتیت ورقه‌ای، در محدوده کانسار روی سرب کوشک**Table 1.** Major oxides (wt. %) in hematite flakes ores, in the Koushk Zn-Pb deposit area

NO	Hematite flakes								
	KH-1	KH-2	KH-3	KH-4	KH-5	KH-6	KH-7	KH-8	KH-9
Long.	55°45'43"	55°45'39"	55°45'41"	55°45'38"	55°45'35"	55°45'37"	55°45'28"	55°45'30"	55°45'36"
Lat.	31°45'21"	31°45'20"	31°45'23"	31°45'21"	31°45'37"	31°45'22"	31°45'30"	31°45'35"	31°45'32"
SiO₂	9.46	1.11	2.71	15.82	10.36	8.36	41.52	22.94	18.27
Al₂O₃	4.06	0.66	0.82	1.73	1.13	3.22	7.95	5.27	1.82
TiO₂	0.15	0.05	0.05	0.13	0.1	0.15	0.19	0.14	0.01
Fe₂O₃	78.28	81.94	86.57	71.54	86.56	77.41	43.35	67.74	70.24
MnO	0.12	0.15	0.05	0.13	0.14	0.26	0.05	0.03	0.05
MgO	0.85	0.14	0.58	2.71	0.31	0.79	1.11	0.75	1.24
CaO	2.48	0.49	0.92	3.24	0.41	4.15	1.42	0.78	3.1
Na₂O	0.28	0.27	0.11	0.23	0.17	0.27	0.11	0.25	0.2
K₂O	0.4	0.05	0.12	0.29	0.12	0.4	1.82	0.94	0.05
P₂O₅	0.82	0.59	0.37	0.42	0.3	0.53	0.69	0.22	0.41
SO₃	0.62	5.66	2.57	0.16	0.21	0.69	0.11	0.04	0.54
Ba	0.72	8.95	4.21	0.11	0.23	0.92	0.05	0.25	1.63
L.O.I	1.76	0.85	0.75	3.39	0.95	2.77	1.45	0.88	1.86
total	100	100.92	99.84	99.89	100.99	99.91	99.82	100.21	99.42
Cl	0.021	0.035	0.02	0.072	0.019	0.024	0.032	0.023	0.032
V	0.006	0.008	0.009	0.007	0.005	0.013	0.007	0.004	0.006
Cu	0.022	nd	nd	0.015	nd	nd	nd	nd	nd
Zn	0.016	0.013	0.012	0.014	0.015	0.024	0.04	0.054	0.07
Sr	0.013	0.241	0.105	0.004	0.007	0.017	0.004	0.08	0.06
Mo	0.008	0.01	0.007	0.003	0.003	0.008	0.001	nd	nd
Sn	0.012	0.005	nd	nd	nd	0.007	0.004	nd	nd
Pb	0.005	nd	0.009	nd	nd	nd	0.008	0.012	0.02
Zr	0.004	0.007	0.006	0.003	0.005	0.005	0.009	0.004	0.005
La	0.031	0.089	0.015	0.02	0.042	0.062	0.03	0.45	0.013
Rb	nd	nd	0.045	nd	nd	0.002	0.004	nd	nd
Ce	0.027	0.012	0.023	0.077	0.01	0.325	0.052	0.019	0.035
Ni	0.003	0.005	0.006	0.002	0.005	0.002	0.006	0.001	0.017
Co	0.006	0.009	0.005	0.005	0.012	0.008	0.006	0.001	0.006
Y	0.008	0.009	0.012	0.007	0.011	0.01	0.009	0.013	0.006
Cr	0.002	0.002	0.004	0.002	0.002	0.002	0.001	0.004	0.003

ادامه جدول ۱. اکسیدهای اصلی (درصد وزنی) در کانسنگ هماتیت ورقه‌ای، در محدوده کانسار روی سرب کوشک

Table 1 (Continued). Major oxides (wt. %) in hematite flakes ores, in the Koushk Zn-Pb deposit area

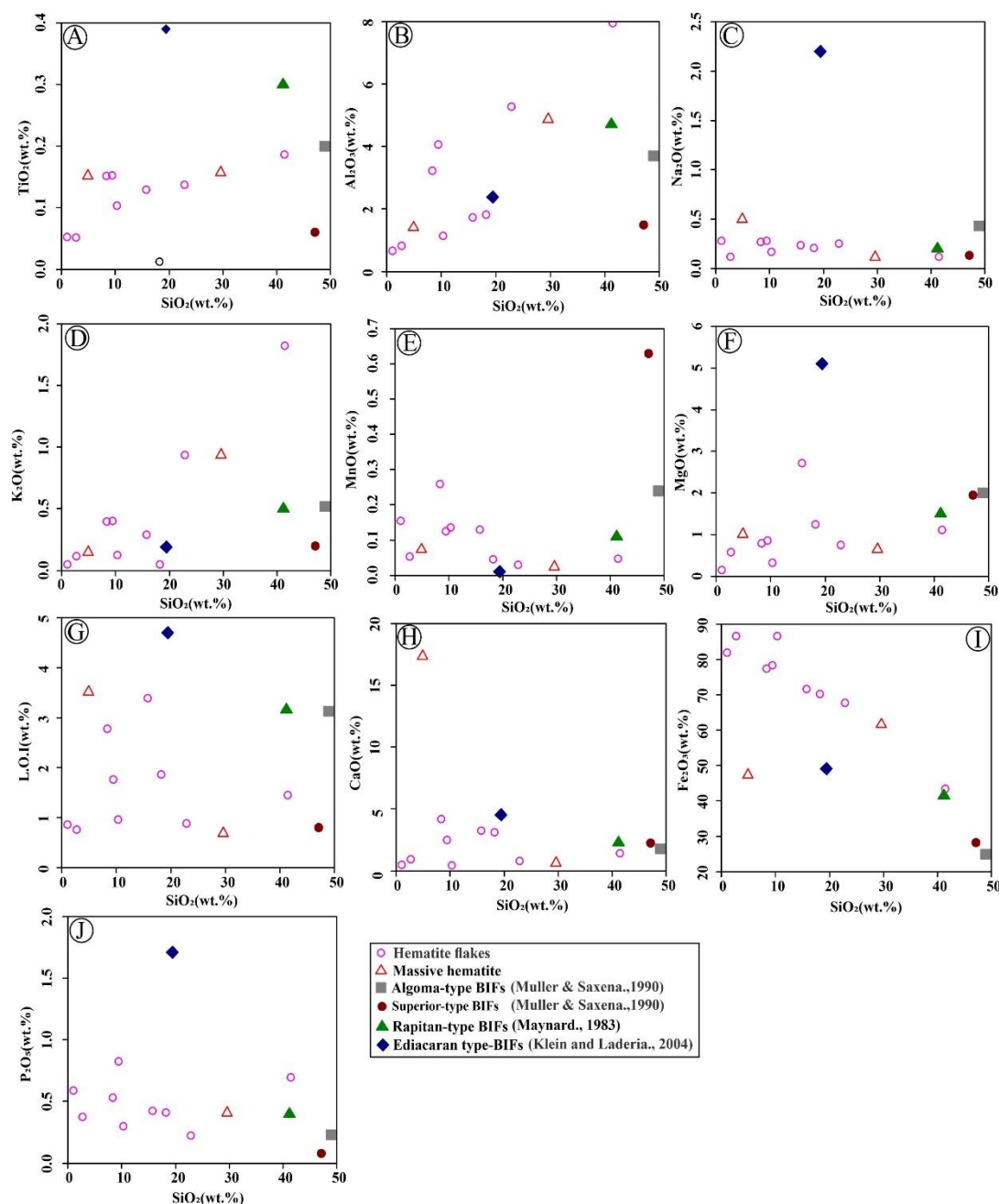
NO	Massive hematite		Global BIF			
	KH-10	KH-11	1	2	3	4
Long.	55°45'29"	55°45'49"				
Lat.	31°45'31"	31°45'36"				
SiO₂	4.9	29.6	48.9	47.1	41.2	19.4
Al₂O₃	1.41	4.87	3.7	1.5	4.72	2.38
TiO₂	0.15	0.16	0.2	0.06	0.3	0.39
Fe₂O₃	47.39	61.66	24.9	28.2	41.5	49.12
FeO	-	-	13.3	10.9	4.2	11.96
MnO	0.07	0.02	0.24	0.63	0.11	0.01
MgO	1.01	0.65	2	1.95	1.5	5.11
CaO	17.36	0.63	1.78	2.24	2.3	4.55
Na₂O	0.5	0.11	0.43	0.13	0.2	2.2
K₂O	0.15	0.94	0.52	0.2	0.5	0.19
P₂O₅	13.64	0.41	0.23	0.08	0.4	1.71
SO₃	9.06	0.19	1.57	0.2	0.45	0.19
Ba	0.52	0.74	0	0	0	0
L.O.I	3.52	0.68	3.13	0.8	3.16	4.7
total	99.68	100.65	100.9	93.99	100.54	101.91
Cl	0.146	0.018	-	-	-	-
V	0.008	0.007	0.0109	0.0042	0.003401	0.0059
Cu	nd	nd	0.001	0.004	0.005	0.01
Zn	0.335	0.015	0.002506	0.002653	0.003494	0.002213
Sr	0.064	0.003	0.00378	0.02863	0.04741	0.29994
Mo	nd	0.002	0.0001	0.0001	0.0001	0.0017
Pb	0.028	0.01	0.000116	0.001441	0.000214	0.000882
Zr	0.005	0.004	0.0003	0.0002	0.0054	0.0088
La	0.067	0.022	-	-	-	0.04
Rb	nd	0.003	-	-	-	-
Ce	0.162	0.033	0.000352	0.000181	0.000907	0.080194
Ni	0.013	0.009	0.01	-	-	0.01
Co	0.008	0.006	0.0041	0.0028	0.00125	0.004425
Y	0.021	0.009	0.000669	0.000918	0.001333	0.043364
Cr	0.001	0.002	0.012	0.011	0.006	0.003

1= Algoma type BIFs: (Maynard, 1983)

2= Superior-type BIFs: (Maynard, 1983)

3= Rapitan-type BIFs: (Breitkopf, 1988); (Klein and Beukes, 1993); (Klein and Ladeira, 2004)

4= Ediacaran type-BIFs: (Babaki, 2004)



شکل ۱۱. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در کانسنگ آهن، در محدوده کانسار روی سرب کوشک

Fig. 11. Major element variation diagrams in iron ore, in the Koushk Zn-Pb deposit area

شده‌اند. نمودار $Ce/Ce^*(PAAS)$ در مقابل $Pr/Pr^*(PAAS)$ (شکل ۱۳- C) ناهنجاری‌های مثبت La و منفی ضعیف Ce را نشان می‌دهد. نمودار $REEs+Y$ بهنجار شده نسبت به کندریت

شکل ۱۳- A و B همبستگی مثبت P_2O_5 را در برابر $\sum REE+Y$ و کوواریانس ناهنجاری Eu/Eu^* را در برابر Al_2O_3 نشان می‌دهند که در آن ناهنجاری‌های منفی Eu به خوبی تعریف

(شکل ۱۳- D و E) غنی‌شدگی ناچیز عناصر نادر خاکی سبک با آنومالی منفی ضعیف Ce، ناهنجاری مثبت Y، Eu و Yb در بیشتر نمونه‌ها نشان می‌دهد. همچنین، الگوهای REE+Y اغلب روند دمای پایین سیالات گرمایی و BIFها را پوشش می‌دهند.

اثر متاسوماتیسم بر عناصر اصلی و کمیاب در BIFها

نمودار Ti/V در برابر Al (شکل ۱۳- F) نشان می‌دهد که بیشتر کانسنگ‌های هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای به BIFهای دگرگون‌نشده تا دگرگونی در رخساره شایست سبز شباهت دارد. این تفسیر با مجموعه کانی‌های شایست سبز (اکتینولیت، کلریت، اپیدوت، تالک، پلاژیوکلاز، سیریسیت، کوارتز و مسکویت) همراه با کانسنگ مطابقت دارد. مجموعه این کانی‌ها با دمای تبلور مگنتیت (۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) در شکل ۱۲- M تا O و با دگرگونی درجه پایین سین‌دیاژنتیکی برخی از BIFها (Maynard, 1983; Aftabi et al., 2021)

سازگار هستند. در مقایسه با دمای تبلور (۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد) که برای کانسنگ آهن کوشک به دست آمده است، BIFهای ادیاکاران دگرگون‌نشده در سایر نقاط معدنی آهن باقی در ایران مرکزی در دمای ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و یا در محدوده ۲۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند (Jami et al., 2007; Aftabi et al., 2021; Hosseini and Rajabzadeh, 2021; Hosseini et al., 2022). این تغییرات دمایی نشان می‌دهد که در BIFهای ادیاکاران دگرگون‌نشده، مگنتیت و هماتیت می‌توانند در دمایی تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد نیز متبلور شوند.

شکل ۱۳- G $[(\text{MgO}+\text{CaO}+\text{MnO})/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}-\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}]$ نشان می‌دهد که کانسنگ هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت و هماتیت‌های ورقه‌ای در محدوده رخساره‌های کربناتی با عیار متوسط قرار دارند؛ اما با دور شدن از حوزه‌های BIF آرکن و پروتروژئیک، عیار کانسنگ آهن در حد متوسط تا بالاست.

جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه‌ای کانسنگ هماتیت توده‌ای در محدوده کانسار روی و سرب کوشک با ریزپردازنده الکترونی بر حسب درصد وزنی

Table 2. EPMA point analyses results massive hematite ore at the Koushk Zn-Pb deposit area in wt. %

NO. KH-11	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Long.	55°45'43"									
Lat.	31°45'36"									
SiO ₂	0.065	0.0423	0.02	0.0551	0.0529	0.0577	0.0671	0.0458	0.0404	0.052
Al ₂ O ₃	0.0912	0.1205	0.174	0.1721	0.1298	0.191	0.0931	0.1009	0.1157	0.1233
Fe ₂ O ₃	89.7821	89.9891	89.7292	89.1301	89.7405	89.6942	89.5354	89.8533	89.4746	89.9193
TiO ₂	0.0113	0.0114	0.0015	0.0022	0.0155	0.0121	0.0115	0.0156	0.0133	0.0105
MgO	0.0302	0.0412	0.0439	0.0426	0.0414	0.0456	0.0409	0.0533	0.0468	0.0311
MnO	0.0854	0.0155	0.0842	0.1069	0.1073	0.088	0.089	0.0931	0.051	0.0911
CaO	0.0125	0.0049	0.0415	0.0218	0.0042	0.0051	0.0598	0.0312	0.0456	0.0567
V	0.0098	0.0108	0.0183	0.0105	0.0231	0.0285	0.0151	0.0095	0.0154	0.0167
Zn	0.2369	0.126	0.1325	0.2501	0.2324	0.223	0.1354	0.3265	0.4324	0.3321
Ni	0.002	0.0113	0.0041	0.031	0.0521	0.0457	0.0201	0.0151	0.0431	0.0534
Cr	0.0054	0.0097	0.0131	0.0032	0.0213	0.0117	0.008	0.0054	0.0037	0.0041

جدول ۳. نتایج ICP-MS برای تعیین محتوای عناصر اصلی و کمیاب کانسنگ هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای در محدوده کانسار روی سرب کوشک

Table 3. ICP-MS results of major and trace element contents of hematite flakes and massive hematite ore at the Koushk Zn-Pb deposit area

No	Hematite flakes			Massive hematite		
	KH-12	KH-13	KH-14	KH-15	KH-16	KH-17
Long.	55°45'34"	55°45'28"	55°45'25"	55°45'30"	55°45'38"	55°45'30"
Lat.	31°45'27"	31°45'25"	31°45'26"	31°45'30"	31°45'33"	31°45'34"
Al	1519	10297	16397	2179	4478	1900
Ba	4105	79	78	108	2559	191
Ca	3023	5357	2977	>10%	21764	47048
Co	6.6	9.6	9.3	45.9	22.3	56.6
Cr	18	23	36	13	19	14
Fe₂O₃	35%	42%	37%	32%	43%	46%
Hf	1.1	1.3	1.8	1	0.9	0.9
K	<100	3655	8422	<100	<100	<100
Mg	481	1566	2602	4990	1954	1148
Mn	75	158	176	2050	303	2968
Na	<100	117	194	783	1067	213
Nb	19.8	5.7	12.2	10	8.4	6.2
Ni	7	13	12	102	123	132
P	674	391	588	>3%	3787	18631
Pb	46	44	46	70	214	193
Rb	3	27	48	3	5	1
S	911	<50	50	1472	5235	1700
Sb	1.7	3.4	3	1	1.1	1.1
Sn	10.8	8.4	8	1.7	1.7	3.3
Sr	55.8	20	23.3	241.2	338.4	108.1

ادامه جدول ۳. نتایج ICP-MS برای تعیین محتوای عناصر اصلی و کمیاب کانسنگ هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای در محدوده کانسار روی سرب کوشک

Table 3 (Continued). ICP-MS results of major and trace element contents of hematite flakes and massive hematite ore at the Koushk Zn-Pb deposit area

No	Hematite flakes			Massive hematite		
	KH-12	KH-13	KH-14	KH-15	KH-16	KH-17
Long.	55°45'34"	55°45'28"	55°45'25"	55°45'30"	55°45'38"	55°45'30"
Lat.	31°45'27"	31°45'25"	31°45'26"	31°45'30"	31°45'33"	31°45'34"
Ta	0.8	0.2	0.5	0.5	0.5	0.5
Te	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Th	1.6	2	3.2	27.1	6.9	15.6
Ti	472	692	1008	321	294	627
U	3.7	6.7	8.4	1.6	1.3	1.5
V	37	44	41	625	990	819
Zn	32	41	53	6879	1808	>3%
Zr	23	32	52	13	20	16
La	268	114	220	864	92	375
Ce	302	133	241	2018	202	849
Pr	22.31	11.75	18.34	222.56	22.12	93.94
Nd	57.2	33.7	49.3	771.8	78.7	330.4
Sm	6.1	4.8	6.6	111.4	11.6	46.4
Eu	3.75	1.71	2.62	12.38	1.66	4.85
Gd	5.47	4.3	5.64	100.72	9.5	40.5
Tb	0.5	0.6	0.6	12.2	1.2	5
Dy	1.9	2.3	3	59.4	6.4	24.2
Ho	0.23	0.27	0.33	3.85	1.07	2.97
Er	0.7	0.8	1.3	30.4	3.2	11.8
Tm	0.2	0.2	0.3	3	0.5	1.3
Yb	0.29	0.53	1.05	21.72	2.48	8.33
Lu	0.1	0.2	0.2	2.8	0.4	1.1
Y	4.9	6.8	10.3	314.7	30	120.2
REE+Y	673.65	314.96	560.58	4548.93	462.83	1914.99
Y/Ho	21.3	25.19	31.21	81.74	28.04	40.47
Ce/Ce*	0.71	0.71	0.69	1.08	1.05	1.06
Eu/Eu*	1.98	1.15	1.31	0.36	0.48	0.34
Pr/Pr*	0.9	1.02	0.91	1.19	1.17	1.2

ادامه جدول ۳. نتایج ICP-MS برای تعیین محتوای عناصر اصلی و کمیاب کانسنگ هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای در محدوده کانسار روی سرب کوشک

Table 3 (Continued). ICP-MS results of major and trace element contents of hematite flakes and massive hematite ore at the Koushk Zn-Pb deposit area

No	Hematite flakes-bearing jaspilit					Global BIF			
	KH-18	KH-19	KH-20	KH-21	KH-22	1	2	3	4
Long.	55°45'35"	55°45'13"	55°45'43"	55°46'01"	55°42'52"				
Lat.	31°45'46"	31°45'40"	31°45'13"	31°45'14"	31°45'19"				
Al	0.24	0.19	0.49	0.21	0.14	3700	15000	47200	23800
Ba	210	451	371	149	254	-	-	-	-
Ca	13.54	17.61	3.52	8.36	9.76	-	-	-	-
Co	8	4.5	7	9	8	41	28	12.5	44.25
Cr	23.2	20.15	31.5	36.2	21.8	118	112	60.8	33.4
Fe₂O₃	11.37%	10.52%	18.36%	21.40%	20.80%	-	-	-	-
Hf	0.21	0.14	0.26	0.13	0.1	-	-	-	-
K	0.17	0.1	0.15	0.09	0.08	-	-	-	-
Mg	5.36	0.75	0.74	0.56	3.25	-	-	-	-
Mn	3624	1836	2136	2554	4482	-	-	-	-
Na	0.08	0.1	0.08	0.14	0.09	-	-	-	-
Nb	0.71	1.35	0.97	1.05	0.54	1.9	3.05	4.35	3.56
Ni	31	27	34	33	18	103	37	16.59	52.41
P	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	2300	800	400	17100
Pb	35	105	125	88	55	1.16	14.41	2.14	8.82
Rb	2.21	1.54	2.17	1.19	0.98	1.75	9.77	7.13	5.48
S	0.12	0.18	0.19	0.12	0.26	-	-	-	-
Sb	3.1	2.84	3.86	3.4	3.9	1.36	nd	0.13	1
Sn	15.2	8.56	14.21	9.35	13.87	-	-	-	-
Th	0.67	0.36	0.44	0.37	0.23	0.04	0.06	1.65	19.25
Ti	0.001	0.01	0.001	0.01	0.01	-	-	-	-

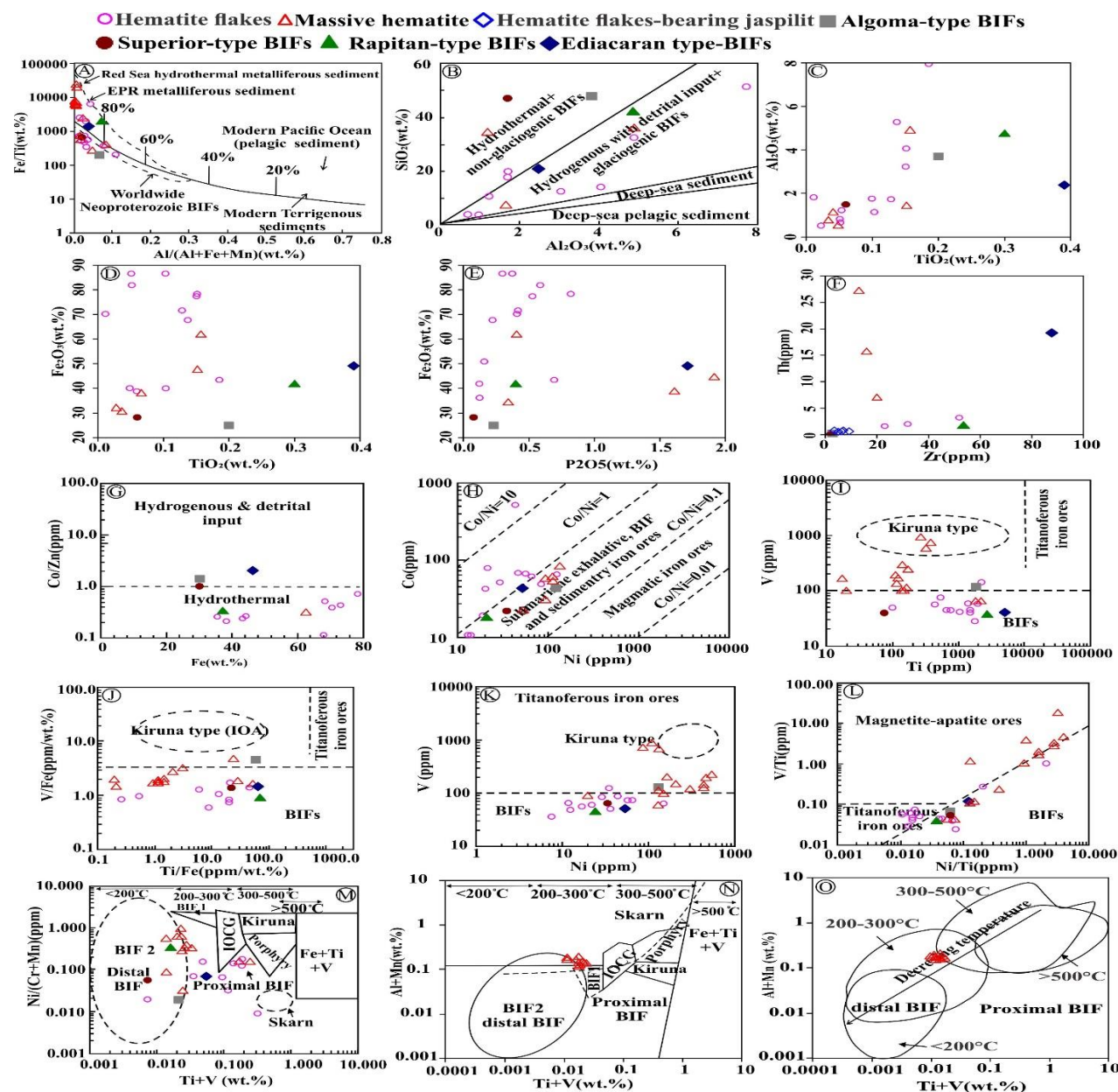
1= Algoma type BIFs: (McClung, 2006); (Gutzmer et al., 2008); (Pecoits et al., 2009); (Wang et al., 2016), 2= Superior-type BIFs: (Breitkopf, 1988); (Klein and Beukes, 1993); (Klein and Ladeira, 2004); (Baldwin, 2014), 3= Rapitan-type BIFs: (Babaki, 2004); (Klein and Ladeira, 2004); (Jami et al., 2007); (Mohseni and Afatbi, 2015); (Atapour and Aftabi, 2017), 4= Ediacaran type-BIFs: (Mücke and Farshad, 2005)

ادامه جدول ۳. نتایج ICP-MS برای تعیین محتوای عناصر اصلی و کمیاب کانسنگ هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای در محدوده کانسار روی سرب کوشک

Table 3 (Continued). ICP-MS results of major and trace element contents of hematite flakes and massive hematite ore at the Koushk Zn-Pb deposit area

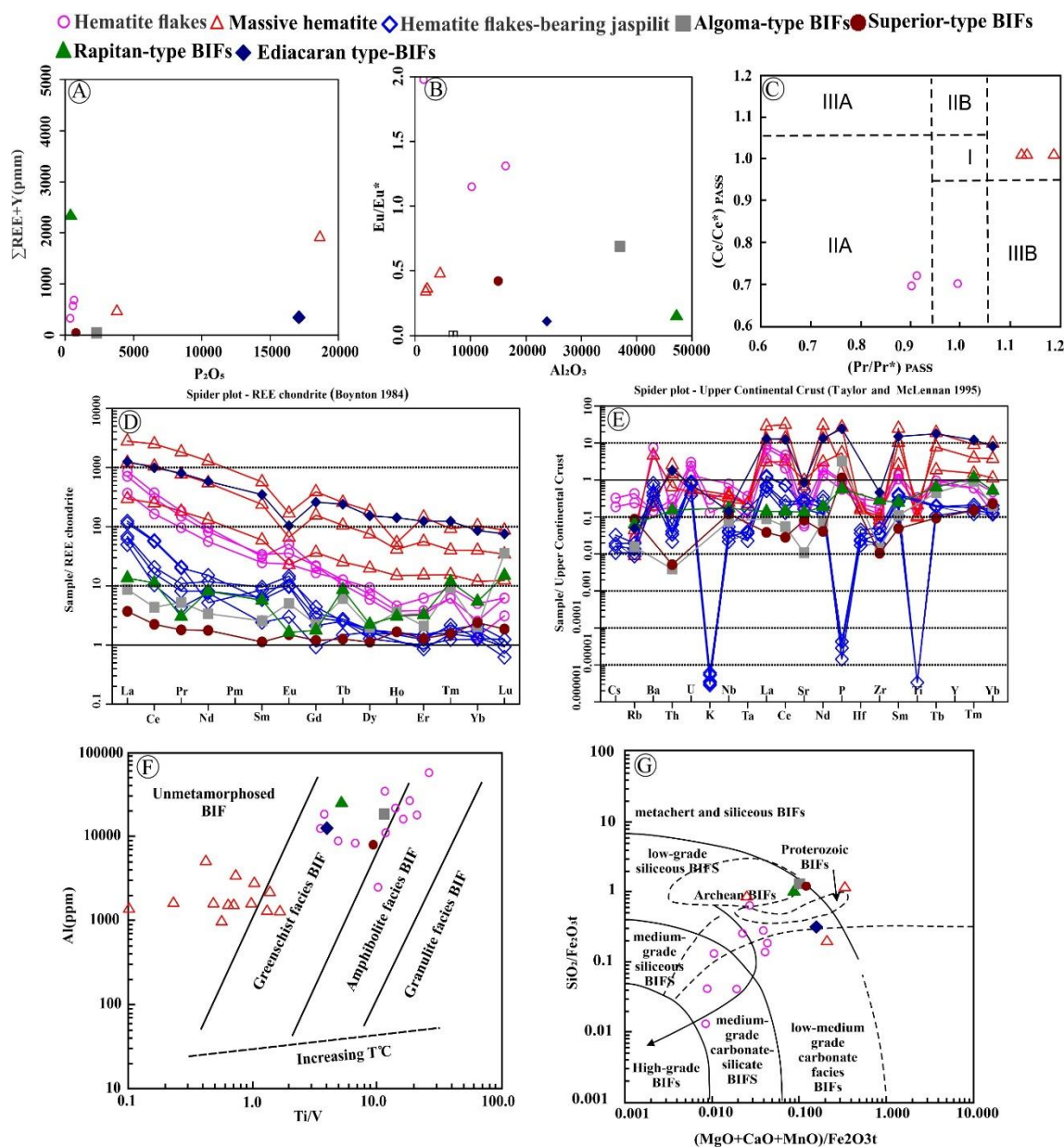
No	Hematite flakes-bearing jaspilit					Global BIF			
	KH-18	KH-19	KH-20	KH-21	KH-22	1	2	3	4
Long.	55°45'35"	55°45'13"	55°45'43"	55°46'01"	55°42'52"				
Lat.	31°45'46"	31°45'40"	31°45'13"	31°45'14"	31°45'19"				
U	2.15	1.09	2.53	2.17	2.36	-	-	-	-
V	11	13	27	18	21	109	42	34.01	59
Zn	120.2	278.5	475.3	136	554	25.06	26.53	34.94	22.13
Zr	6.3	3.5	9.6	6.8	3.5	2.69	1.98	53.5	87.75
La	38.5	15.4	21.2	19.33	35.25	2.7	1.15	4.19	390.08
Ce	47.26	8.36	16.7	13.05	45.27	3.52	1.81	9.07	801.94
Pr	2.55	0.53	1.33	0.99	2.44	0.64	0.22	0.37	97.83
Nd	3.11	4.55	7.09	4.88	9.05	2.03	1.06	4.88	349.95
Sm	1.67	0.47	1.86	1.23	1.14	0.5	0.22	1.11	67.94
Eu	0.74	0.22	1.07	0.96	0.71	0.37	0.11	0.12	7.64
Gd	0.75	0.24	0.88	1.14	0.55	0.58	0.31	0.46	67.22
Tb	0.12	0.07	0.13	0.12	0.12	0.29	0.06	0.41	11.38
Dy	0.51	0.53	0.58	0.58	0.41	0.64	0.36	0.72	49.23
Ho	0	0	0	0	0	0.26	0.12	0.22	10.18
Er	0.31	0.18	0.31	0.26	0.21	0.44	0.27	0.68	26.01
Tm	0.06	0.05	0	0.07	0.04	0.3	0.05	0.38	4
Yb	0.45	0.28	0.36	0.27	0.26	0.43	0.5	1.14	17.97
Lu	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	1.14	0.06	0.48	2.44
Y	5	7	3	7	6	6.69	9.18	13.33	433.64
REE+Y	101.07	37.91	54.54	49.92	101.47	15.46	37.56	2337.46	345.3
Y/Ho	-	-	-	-	-	25.32	76.15	60.32	42.58
Ce/Ce*	1.14	0.7	0.75	0.71	1.17	2.11	2.64	3.98	3.29
Eu/Eu*	2.02	2	2.56	2.48	2.74	0.69	0.42	0.15	0.11
Pr/Pr*	0.62	0.68	0.72	0.72	0.64	1.52	1.07	0.36	1.2

1= Algoma type BIFs: (McClung, 2006); (Gutzmer et al., 2008); (Pecoits et al., 2009); (Wang et al., 2016), 2= Superior-type BIFs: (Breitkopf, 1988); (Klein and Beukes, 1993); (Klein and Ladeira, 2004); (Baldwin, 2014), 3= Rapitan-type BIFs: (Babaki, 2004); (Klein and Ladeira, 2004); (Jami et al., 2007); (Mohseni and Afatbi, 2015); (Atapour and Aftabi, 2017), 4= Ediacaran type-BIFs: (Mücke and Farshad, 2005)



شکل ۱۲. نمودارهای تفکیک کانسنگ آهن در محدوده کانسار روی سرب کوشک. A: نمودار Fe/Ti در مقابل Al/(Al+Fe+Mn). خط‌های عمودی نشان‌دهنده درصد رسوب‌های فلزدار هستند (Bostrom, 1973; Peter, 2003). B: نمودار Al_2O_3 - SiO_2 (Wonder et al., 1988) برای انواع مختلف BIF. C: نمودار Al_2O_3 - TiO_2 (El-Shazly et al., 2019). D: نمودار Fe_2O_3 - TiO_2 . E: نمودار P-Fe. F: نمودار Zr-Th. G: نمودار Fe-Co/Zn (Toth, 1980). H: نمودار Ni-Co (Bajwah et al., 1987). I: نمودار Ti-V. J: نمودار Ti/Fe-V/Fe. K: نمودار Ni/V. L: نمودار Ni/Ti-V/Ti. M: نمودار Ni/(Cr+Mn)-Ti+V (wt.%) (Loberg and Horndahl, 1983; Dupuis and Beaudoin, 2011; Huang and Beaudoin, 2019). N: نمودار دووجهی Al+Mn (wt.%) - Ti+V (wt.%) (Dupuis and Beaudoin, 2011)، و O: نمودارهای تمایز (Al+Mn) در مقابل (Ti+V) برگرفته از نادول و همکاران (Nadoll et al., 2014).

Fig. 12. Discrimination diagrams iron ore at Koushk Zn-Pb deposit area. A: Fe/Ti versus Al/(Al+Fe+Mn) diagram. Vertical lines stand for the percentage of metalliferous sediments (Bostrom, 1973; Peter, 2003). B: Al_2O_3 - SiO_2 diagram (Wonder et al., 1988), for different BIFs. C: Al_2O_3 - TiO_2 (El-Shazly et al., 2019). D: Fe_2O_3 - TiO_2 . E: P-Fe. F: Zr-Th. G: Fe-Co/Zn (Toth, 1980). H: Ni-Co (Bajwah et al., 1987). I: Ti-V. J: Ti/Fe-V/Fe. K: Ni/V. L: Ni/Ti-V/Ti. M: Ni/(Cr+Mn)-Ti+V (wt.%) (Loberg and Horndahl, 1983; Dupuis and Beaudoin, 2011; Huang and Beaudoin, 2019). N: Al+Mn (wt.%) - Ti+V (wt.%) biplot (Dupuis and Beaudoin, 2011), and O: (Al+Mn) vs. (Ti+V) Discrimination diagrams (Nadoll et al., 2014).



شکل ۱۳. نمودارهای تغییرات در کانسنگ آهن در محدوده کانسار روی و سرب کوشک. A: P_2O_5 -REE+Y (Al-bassam and Magna, 2018; Marchig et al., 1982), B: Al_2O_3 -Eu/Eu*chondrite (Lawrence et al., 2006), C: $\text{Pr}/\text{Pr}^*\text{PAAS}$ -Ce/Ce*PAAS (Bau and Dulski, 1996), D: الگوهای REE+Y نرمال شده با کندریت (Boynton, 1985), E: الگوهای عناصر کمیاب نرمال شده با کندریت، پوسته قاره‌ای بالایی (1996), F: Ti/V -Al (Lan et al., 2019), و G: نمودار دوقطبی $[(\text{MgO}+\text{CaO}+\text{MnO})/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}]$ - $[\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}]$ در کانسنگ آهن (Hagemann et al., 2016)

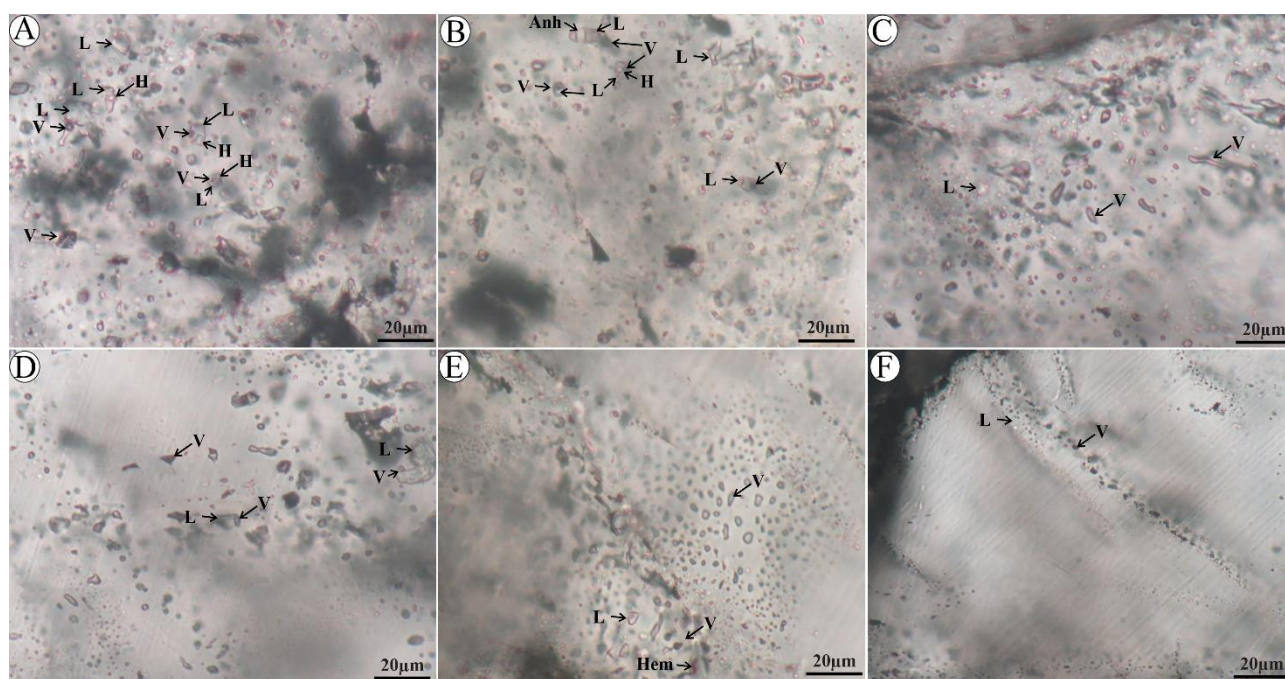
Fig. 13. Variation diagrams in iron ores at Koushk Zn-Pb deposit area. A: P_2O_5 -REE+Y (Al-bassam and Magna, 2018; Marchig et al., 1982), B: Al_2O_3 -Eu/Eu*chondrite (Lawrence et al., 2006), C: $\text{Pr}/\text{Pr}^*\text{PAAS}$ -Ce/Ce*PAAS (Bau and Dulski, 1996), D: chondrite normalized REE+Y patterns (Boynton, 1985), E: chondrite normalized Trace elements patterns upper continental crust (Taylor and McLennan, 1985), F: Ti/V -Al (Lan et al., 2019), and G: biplot diagram of $[(\text{MgO}+\text{CaO}+\text{MnO})/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}]$ - $[\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}]$ in iron ores (Hagemann et al., 2016)

میان‌بارهای سیال

بررسی‌های سنگ‌نگاری

بررسی‌های سنگ‌نگاری و میکروترمومتری سیالات درگیر بر روی یک کانی کوارتز انجام‌شد (شکل ۱۴ و جدول ۴). بیشتر سیالات درگیر اولیه در کوارتز مرتبط با کانسنگ هماتی، گرد تا بی‌شکل و گاهی اوقات میله‌ای شکل هستند و در برخی از آنها آثار نازک‌شدگی دیده می‌شود. اندازه اغلب سیالات درگیر از ۵ تا ۱۵ میکرون متغیر است. مجموعه‌های سیالات درگیر شامل میان‌بارهای سیال که از چند فاز تشکیل شده‌اند، از این پس به عنوان میان‌بارهای چندبلوری نامیده می‌شوند (شکل ۱۴-A تا F). میان‌بارهای سیال حاوی مایع، بخار و یک کانی دختر هالیت

(بلورهای مات یا شفاف) هستند که به دیواره‌های میان‌بار سیال چسبیده و از آنجا به سمت داخل امتداد می‌یابند (شکل ۱۴-A و B). میان‌بارهای چندبلوری در کوارتز همیشه در کنار میان‌بارهای مایع در مجموعه‌های هم‌سن رخ می‌دهند و اغلب از جامدات بلوری دانه‌ای و میله‌ای شکل تشکیل شده‌اند (شکل ۱۴-A تا F). وجود سه میان‌بار مجزا، مایع، بخار و فازهای چندبلوری در همان مجموعه‌ها، گواه روشنی بر به دام‌افتادن هم‌زمان آنهاست. نمک‌های کلریدی شامل هالیت و سیلویت به عنوان نمک‌های غالب هستند (شکل ۱۴-A و B)؛ در حالی که اندریت به عنوان فاز سولفات نیز دیده می‌شود (شکل ۱۴-B).



شکل ۱۴. میان‌بارهای سیال در کانی کوارتز مرتبط با افق‌های کانی‌زایی آهن نواری در کانسار روی و سرب کوشک. A و B: میان‌بارهای سه‌فازی (LVS)، دو‌فازی غنی از مایع (LV)، دو‌فازی غنی از گاز (VL) و دو‌فازی مایع و جامد غنی از مایع (LS)، C تا D: میان‌بارهای تک‌فازی مایع (L) و میان‌بارهای تک‌فازی گازی (V) به صورت منفرد، E و F: یک دنباله جوشش متشکل از میان‌بارهای تک‌فازی مایع و تک‌فازی گازی

Fig. 14. Fluid inclusions of the Quartz mineral associated with BIF mineralization horizons in the Koushk Zn-Pb deposit. A and B: three-phase inclusions (LVS), Liquid-rich two-phase inclusions (LV), vapor-rich two-phase liquid inclusions (VL) and Liquid-rich liquid-solid two-phase inclusions (LS); C to D: One-phase liquid inclusions (L) and One-phase vapor inclusions (V) individually, and E to F: A boiling sequence consisting of one-phase liquid inclusions and one-phase vapor inclusions shortcuts

جدول ۴. داده‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال کانی کوارتز مرتبط با افق‌های کانی‌زایی آهن نواری در محدوده کانسار روی و سرب کوشک

Table 4. Microthermometric data of fluid inclusions of Quartz mineral associated with BIF mineralization horizons in the Koushk Zn-Pb deposit area

Sample	Fluid inclusion type	Phase	Tutec	Tice	salinity	Th V-L	THH	Density
Long. 55°45'35"				Lat. 31°45'24"				
H 01	P	L-V		-12	15.96	183		0.97
H 01	P	L-V-H			42.30	188	349	1.02
H 01	P	L-V		-17	20.22	185		1.02
H 01	P	L-V		-12.6	16.53	170		0.99
H 01	P	L-V-H			37.00	119	285	1.1
H 01	P	L-V	-38	-17	20.22	165		1.05
H 01	P	L-V-H			39.10	195	312	1.05
H 01	P	L-V		-12.6	16.53	175		1.01
H 01	P	L-V-H			35.60	123	265	1.1
H 01	P	L-V-H			39.30	169	314	1.03
H 01	P	L-V	-31.4	-12.5	16.43	120		1.04
H 01	P	L-V		-13.6	17.43	132		1
H 01	P	L-V-H			34.10	149	241	1.09
H 01	P	L-V		-17	20.22	181		1.02
H 01	P	L-V	-30.5	-10.3	14.25	105		1.03
H 01	P	L-V-H			33.80	136	235	1.1
H 01	P	L-V-H			41.50	180	340	1.03
H 01	P	L-V-H			38.00	152	298	1.06
H 01	P	L-V		-14.3	18.04	174.00		1.01
H 01	P	L-V		-10	13.94	282		0.9
H 01	P	L-V	-32.5	-9.3	13.18	225		0.95
H 01	P	L-V		-8.5	12.28	180		0.98
H 01	P	L-V		-8.9	12.73	215		0.93
H 01	P	L-V		-10.6	14.57	265		0.91
H 01	P	L-V		-6	9.21	210		0.9
H 01	P	L-V		-8.4	12.16	245		0.91
H 01	P	L-V	-34.1	-9.5	13.40	186		0.98
H 01	P	L-V		-5	7.86	150		0.98
H 01	P	L-V		-11.2	15.17	193		1
H 01	P	L-V		-9.7	13.62	213		0.93
H 01	p	L-V		-8.3	12.05	236.00		0.9

مرحله، کلاتریت در میان‌بارهای (L+V) تشکیل نشد و بنابراین میزان CO_2 کمتر از ۲/۷ درصد وزنی تخمین زده می‌شود (Fan et al., 2000). بر اساس آخرین دمای ثبت شده طی ذوب یخ (T_m)، می‌توان میزان شوری و نوع نمک حل شده در یک سیال را تعیین کرد (Shepherd et al., 1985) دماهای اندازه‌گیری شده در میان‌بارهای مورد بررسی به ترتیب با بیشترین شوری (معادل ۴۲/۳ درصد وزنی نمک طعام) و کمترین میزان شوری (معادل ۷/۸۶ درصد وزنی نمک طعام) همخوانی دارند (شکل ۱۵-C). اغلب میان‌بارهای سیال نوع B و C دارای شوری بین ۷/۸۶ تا ۲۰/۲۲ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند و تنها تعداد بسیار محدودی از میان‌بارهای نوع A دارای شوری ۳۳/۸ تا بیش از ۴۲/۳ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند (شکل ۱۵-D).

بررسی‌های گرمایشی

همگن شدن میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع با تبدیل بخار به مایع و در نمونه‌های غنی از فاز بخار با تبدیل مایع به بخار صورت گرفته است (بیشینه دمای اندازه‌گیری توسط دستگاه 600°C درجه سانتی‌گراد است). وجود میان‌بارهای تک‌فازی گازی و همگن شدن فاز بخار به فاز مایع و نیز حضور میان‌بارهای غنی از بخار، شواهدی از پدیده جوشش در سامانه کانی‌زایی آهن در محدوده کانسار کوشک در هنگام به دام افتادن میان‌بارها را به نمایش می‌گذارند. در هیستوگرام دمای همگن‌شدگی (T_h)، گروه‌های دمایی مختلفی از ۱۰۵ تا ۳۴۹ درجه سانتی‌گراد مشاهده می‌شوند. بیشترین فراوانی Th در محدوده دمایی ۱۰۵ تا ۲۸۲ درجه سانتی‌گراد برای میان‌بارهای نوع B و C یافت شد و تعداد محدودی از آنها محدوده دمایی ۲۳۵ تا ۳۴۹ درجه سانتی‌گراد را برای میان‌بارهای نوع A نشان می‌دهند (شکل ۱۶-A). چنان‌که در نمودار شوری سیال در مقابل دمای همگن‌سازی نشان داده شده است، چگالی سیال برای میان‌بارهای با شوری کم (۷/۸۶ تا ۲۰/۲۲ درصد وزنی معادل NaCl) بین 0.9 gr/cm^3 تا ۱/۰۵ و برای میان‌بارهای با شوری بالا (۴۲/۳ تا ۳۳/۸ درصد وزنی معادل

این میان‌بارها تک‌فاز، دوفاز و سه‌فاز هستند و می‌توان آنها را به ۶ گروه تقسیم کرد که عبارتند از:

نوع A: سه‌فاز مایع-بخار-جامد (L+V+S) (فاز جامد: هالیت $\pm$ کانی مات) (شکل ۱۴-A و B).

نوع B: دوفاز مایع-بخار غنی از مایع L+V (شکل ۱۴-A و B).

نوع C: دوفاز بخار-مایع غنی از بخار V+L (شکل ۱۴-A و B).

نوع D: دوفاز مایع-جامد غنی از مایع L+S (غنی از مایع) (شکل ۱۴-A).

نوع E: تک‌فاز مایع (L) (شکل ۱۴-C تا F)

نوع F: تک‌فاز بخار (V) (شکل ۱۴-C تا F)

ادخال‌های سیال انواع B و C، بیشترین فراوانی را در کوارتز مورد بررسی دارند. در این بررسی، سیالات درگیر نوع A، B و C تحت بررسی‌های میکروترمومتری قرار گرفتند.

ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال

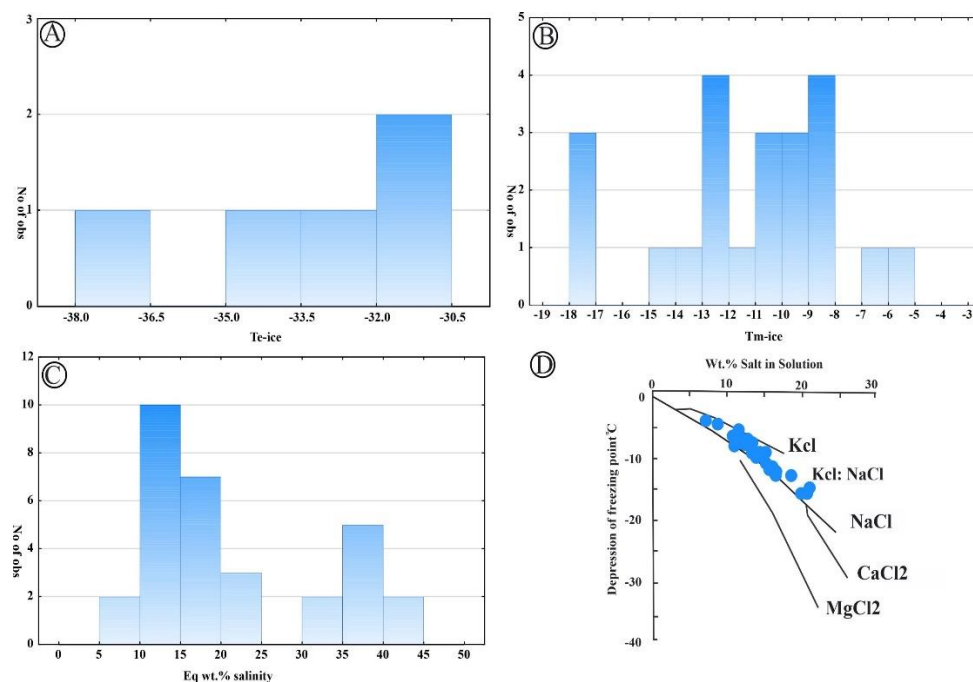
بررسی‌های سرمایشی

در این مرحله دمای میان‌بارها تا انجماد کامل فازها به حالت جامد کاهش داده شد (کمینه دمای اندازه‌گیری 190°C - درجه سانتی‌گراد است) و سپس با گرم کردن مجدد، تغییرات در مرحله ذوب ثبت شد. دمای یوتکتیک (T_e) دمای مربوط به زمانی است که نخستین قطره مایع پدید می‌آید و مقدار آن به میزان کاتیون‌های حل شده در سیال وابسته است.

نقطه یوتکتیک برای سامانه خالص متشکل از $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$ معادل 20.8°C - $Te < 20.8^\circ\text{C}$ است (Williams-Jones et al., 1992). با توجه به اینکه T_e میان‌بارهای نوع B و C پایین‌تر از 20.8°C - درجه سانتی‌گراد (۳۸- تا 30.5°C - درجه سلسیوس) است (شکل ۱۵-A)؛ بنابراین NaCl و سایر نمک‌ها مانند KCl و NaSO_4 ممکن است در سیال کانه‌زا حضور داشته باشند (Williams-Jones et al., 1992). با افزایش دما، آخرین بلورهای یخ ناپدید می‌شوند. در میان‌بارهای نوع B و C، دامنه تغییرات ذوب آخرین قطعه یخ (T_m) از ۱۷- تا ۵- درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۵-B). در این

سیالات ماگمایی-جوی با دما و شوری کم تا متوسط در کانی‌زایی آهن محدوده کانسار کوشک است.

(NaCl) بین $1/01$ تا $1/1$ gr/cm³ به دست می‌آید (شکل ۱۶-B و C). این امر نشان‌دهنده نقش شورابه‌های حوضه‌ای و اختلاط



شکل ۱۵. A: نمودار اولین دمای ذوب یخ در میان‌بارهای سیال همراه کانی کوآرتز در محدوده کانسار کوشک، B: نمودار دمای ذوب آخرین قطعه یخ، C: نمودار میزان شوری سیال کانه‌ساز و D: رابطه بین نقطه ذوب یخ با مقدار و نوع نمک حل‌شده در سیال کانه‌زا (Shepherd et al., 1985)

Fig. 15. A: Melting temperature for the first ice melting of fluid inclusions associated with quartz mineral in the Koushk ore deposit area, B: Melting temperature for the last ice melting, C: Salinity values of the mineralizing fluid, and D: The relationship between the ice melting point and the salt type and content in the mineralizing fluid (standard diagrams after Shepherd et al., 1985)

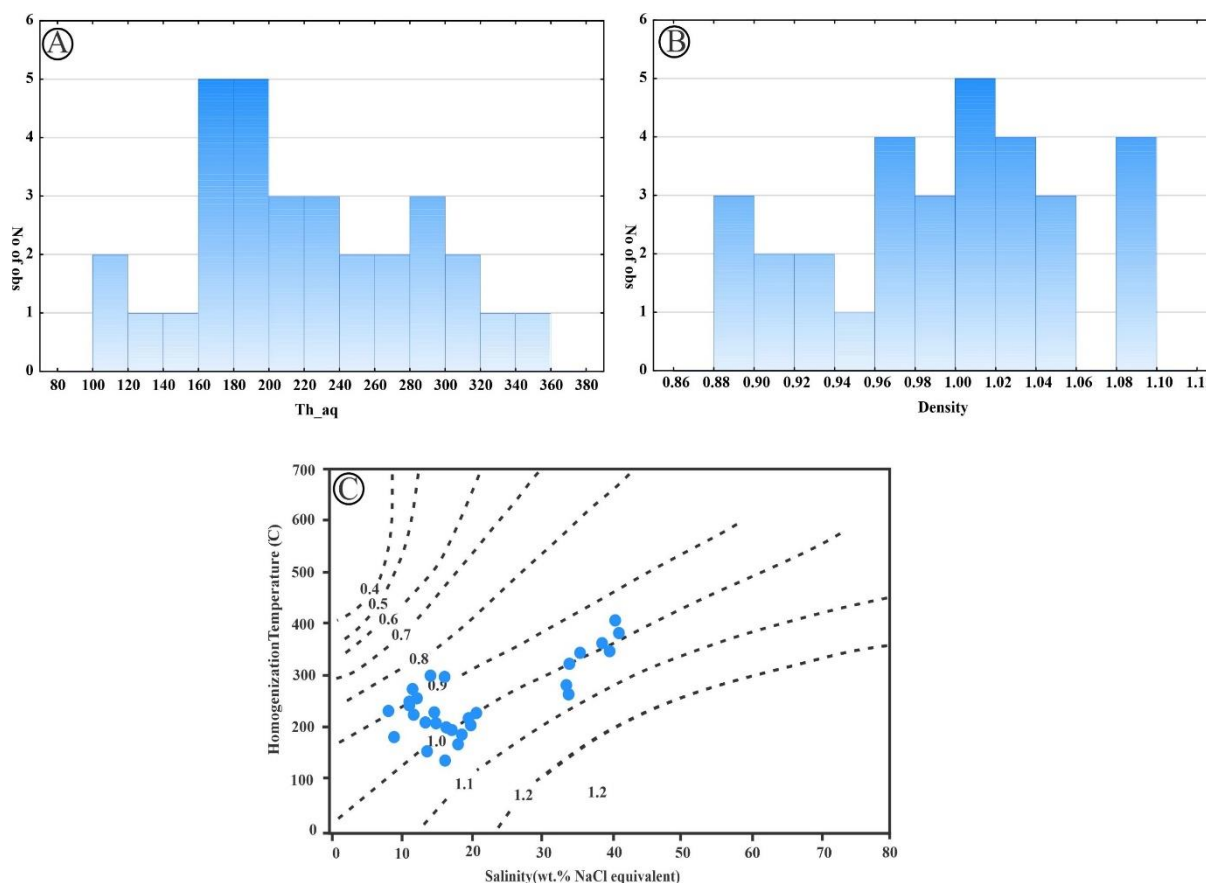
همکاران (Kesler et al., 2007) اشاره کرده‌اند، می‌توان منشأ سیال کانه‌زا را ردیابی کرد. با توجه به اینکه اغلب سیالات در گیر در طیف رسوب‌های سیدکس و MVT قرار می‌گیرند و تعداد کمی در محدوده مبهم بین سیالات ماگمایی و گرمابی قرار دارند، در نظر گرفتن نقش‌های دوگانه سیالات ماگمایی و گرمابی در کانی‌سازی هماتیت $\pm$ مگنتیت در محدوده کانسار کوشک ضروری است (شکل ۱۷-B). تغییرات در شوری سیالات در گیر، پتانسیل اختلاط سیالات را نشان می‌دهد. گستره تغییرات میزان شوری میان‌بارهای سیال نیز احتمال اختلاط این سیالات با یکدیگر را نشان می‌دهد. در فرایند اختلاط سیالات، درجه شوری و دمای

تعیین عمق و نوع محیط تشکیل کانسنگ آهن در کانسار کوشک

برای تعیین عمق و فشار ایستایی تحمیل‌شده بر میان‌بارهای سیال، از نرم‌افزار مدلینگ استفاده شد. با توجه به منحنی خط‌چین فشار-عمق، بیشترین دمای همگن‌شدگی با بیشترین عمق (700 متر و معادل 180 بار فشار) و کمترین دمای همگن‌شدگی با کمترین عمق (100 متر و معادل 20 بار فشار) تعیین شد. بنابراین، کانی‌زایی آهن در محدوده کوشک در اعماق بین 100 تا 1700 متری از سطح زمین صورت گرفته است (شکل ۱۷-A). با استفاده از نمودار دوتایی شوری در مقابل دمای همگن‌شدن، همان‌طور که کسler و

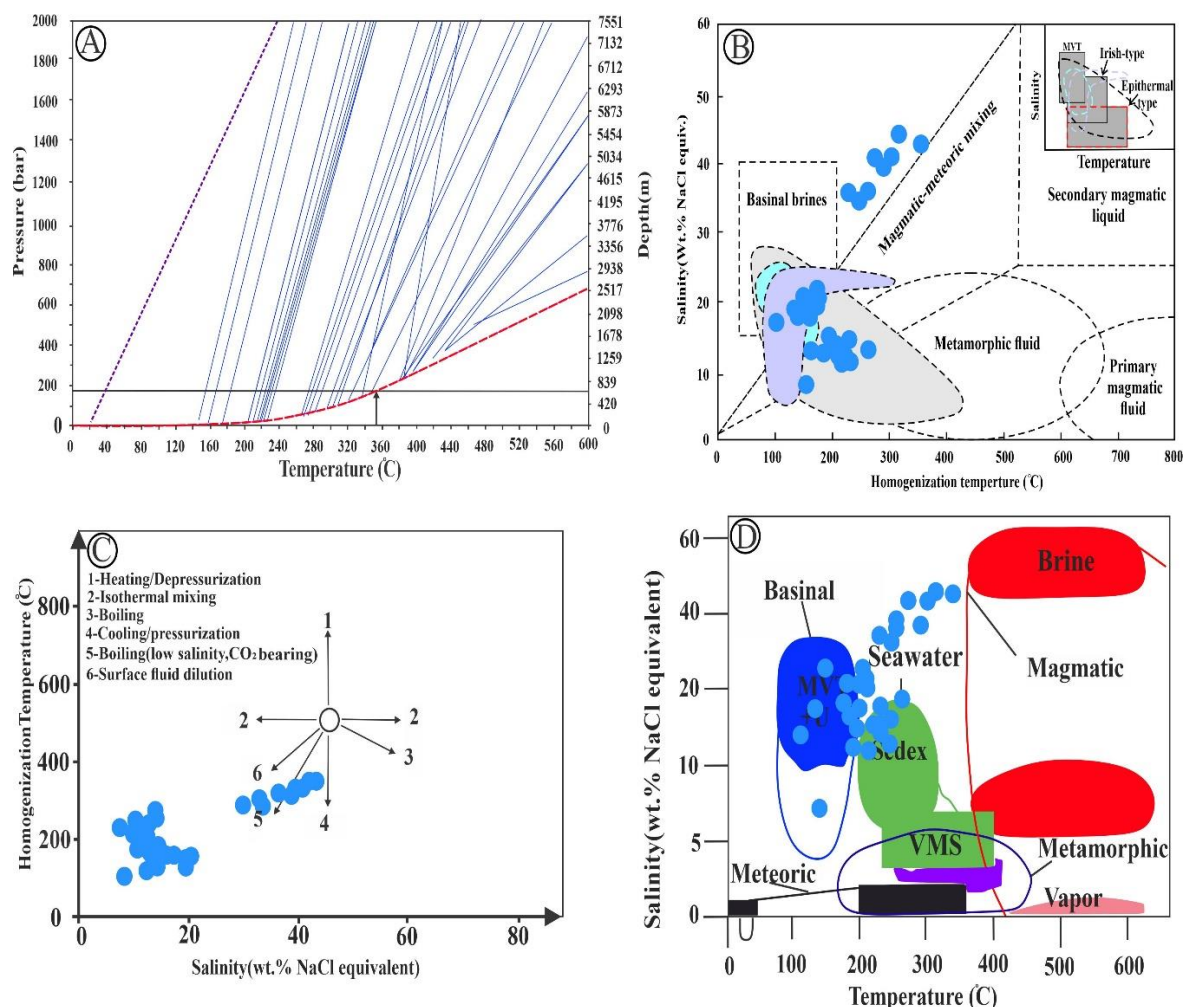
داده‌های رودر (Roedder, 1984) و ویلکینسون (Wilkinson, 2001) ارائه شده است. با توجه به ویژگی‌هایی نظیر عمق کانه‌زایی بین ۱۰۰ تا ۷۰۰ متر و روندهای معمول میان‌بارهای سیال در میدان شوری-دما که ناشی از فرایندهای مختلف تحول سیال هستند (شکل ۱۷-۱۷C)، نشان می‌دهد که کانی‌زایی آهن در محدوده کوشک در دمای بین ۱۰۵ تا ۳۴۹ درجه سانتی‌گراد، تحت تأثیر جوشش سیال و اختلاط آب‌های ماگمایی، گرمابی و جوی تشکیل شده است.

میان‌بارهای سیال کاهش می‌یابد (کمتر از ۲۰ درصد وزنی NaCl%) که خود عاملی در ته‌نشست آهن است. باید در نظر داشت که حضور ترکیب اغلب میان‌بارها در محدوده سیالات سازنده کانسارهای نوع سدکس و نوع دره می‌سی‌سی‌پی فرضیه بالابودن نقش سیال گرمابی را در تشکیل کانی‌زایی محتمل‌تر می‌کند. برای مشخص کردن این موضوع که کانی‌زایی آهن در محدوده کوشک در کدام گروه از کانسارهای دنیا رده‌بندی می‌شود، نمودار شوری میان‌بارهای سیال در مقابل دمای همگن شدن آنها رسم شد (شکل ۱۷-۱۷D). این نمودار با استفاده از



شکل ۱۶. A: نمودار دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال مورد بررسی مرتبط به کانی‌زایی آهن در محدوده کانسار کوشک، B: نمودار فراوانی چگالی در میان‌بارهای سیال و C: نمودار شماتیک دمای همگن شدن-شوری برای تعیین چگالی (Wilkinson, 2001)

Fig. 16. A: Histogram of homogenization temperatures of the studied fluid inclusions associated with iron mineralization in the Kushk Ore Deposit Area, B: Histogram of density frequency of the fluid inclusions, and C: Schematic diagram of homogenization temperature- salinity for density determination (Wilkinson, 2001)



شکل ۱۷. A: نمودار فشار و عمق در مقابل دمای همگن شدن در تعیین محیط کانی‌سازی آهن در محدوده کوشک، B: موقعیت داده‌های سیال کانه‌زا در نمودار میزان شوری در مقابل دمای همگن شدن (Yermacov, 1965)، C: نمودار دمای همگن شدن-شوری ضمن فرایندهای مختلف تکامل سیالات در گیر (Wilkinson, 2001) و D: موقعیت داده‌های میان‌بار سیال بر روی نمودار شوری در مقابل دمای همگن شدن. نمودار اقتباس شده از ویلکینسون (Wilkinson, 2001)

Fig. 17. A: Pressure and depth versus homogenization temperature in determining the environment of iron mineralization in the Koushk area, B: Location of the ore-forming fluid data on the diagram of salinity versus homogenization temperature (after Yermacov, 1965), C: Location of the plotted data on the homogeneity temperature-salinity diagram during the evolution of the involved fluid inclusions (after Wilkinson, 2001), and D: Location of fluid inclusions data on the diagram of salinity versus homogenization temperature. the diagram adopted from Wilkinson (2001)

در هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت از $۴/۹ \pm ۰/۲\%$ تا $۱/۸ \pm ۰/۲\%$ و در هماتیت ورقه‌ای از $۰/۲ \pm ۰/۳\%$ تا $۵/۵ \pm ۰/۱\%$ متغیر است. تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در کانسنگ هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای کوشک، با محدوده‌های بالاتر $\delta^{18}\text{O}$ ، در

زمین‌شیمی ایزوتوپی هماتیت
نشانه‌های ایزوتوپی O در هماتیت $\pm$ مگنتیت
ترکیب‌های ایزوتوپی O در هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای در جدول ۵ و شکل ۱۸ نشان داده شده است. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$

BIFهای آلگوما و سوپریور مرتبط است (شکل ۱۸) و مشابه تغییرات ایزوتوپی BIFهای ادیاکاران در سایر معادن آهن منطقه بافق و گل‌گهر (شکل ۱۸) است (Hyslop et al., 2008). با این وجود، مقادیر داده‌های ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ در کانسنگ‌های هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت نسبت به کانسنگ‌های هماتیت ورقه‌ای

متغیر است (جدول ۵). مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در کانسنگ هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای کوشک (شکل ۱۸) در محدوده BIFهای جهانی و مگنتیت در تعادل با آب دریا قرار دارند؛ اما در مقایسه با BIFهای آلگوما و سوپریور، تفکیک ایزوتوپی بالاتری را نشان می‌دهند (Hyslop et al., 2008).

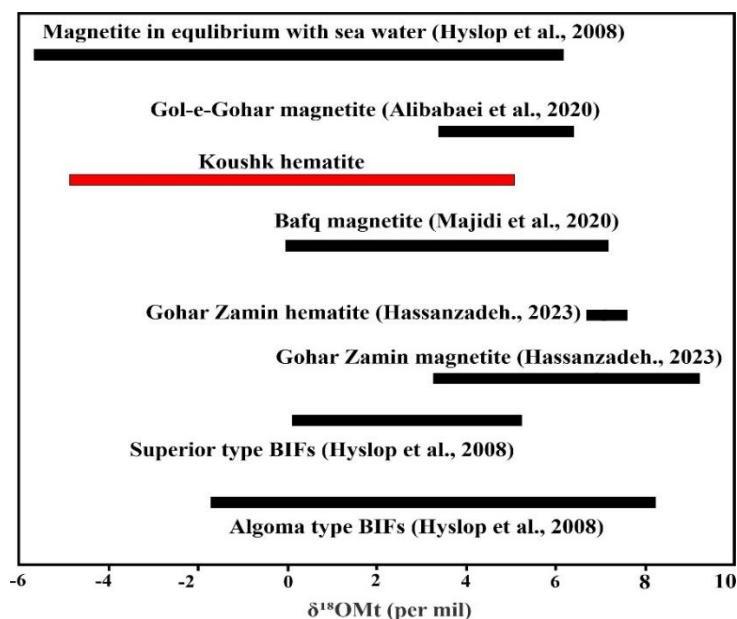
جدول ۵. ترکیب‌های ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای در محدوده کانسار روی - سرب کوشک

Table 5. $\delta^{18}\text{O}$ isotopic compositions of hematite flakes and massive hematite in the Koushk Zn-Pb deposit area

Code	Long.	Lat.	Rock type	$\delta^{18}\text{O}(\%)$ vs VSMOW $\pm 1\sigma$
KH-12	55°45'34"	31°45'27"	hematite flakes	-0.2 $\pm$ 0.3
KH-13	55°45'28"	31°45'25"	hematite flakes	+3.0 $\pm$ 0.3
KH-14	55°45'25"	31°45'26"	hematite flakes	+5.5 $\pm$ 0.1
KH-15	55°45'30"	31°45'30"	Massive hematite $\pm$ magnetite	-1.8 $\pm$ 0.2
KH-16	55°45'38"	31°45'33"	Massive hematite $\pm$ magnetite	-4.9 $\pm$ 0.3
KH-17	55°45'30"	31°45'34"	Massive hematite $\pm$ magnetite	-3.1 $\pm$ 0.00

در مقایسه با سایر کانسنگ آهن ادیاکاران، مجیدی و همکاران (Majidi et al., 2020) مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ مشابهی را برای مگنتیت جاسپیتی و مگنتیت توده‌ای ($+1.7\%$) گزارش کردند؛ اگرچه آنها کانسنگ‌های مگنتیت جاسپیتی را به عنوان IOA طبقه‌بندی کردند. نکته مهم این است که برخی از مقادیر مثبت $\delta^{18}\text{O}$ ($> 8\%$) در کانسنگ‌های IOA ممکن است با BIFها هم‌پوشانی داشته باشند که ممکن است مربوط به بازیافت از آب دریا در طول فرورانش باشد (Knipping et al., 2015). در این حالت، ویژگی‌های متمایزکننده BIFها، وجود ساختارهای نواری کانسنگ و رخساره‌های جاسپیت خواهد بود. علی‌بابایی و همکاران (Alibabaie et al., 2020) و مجیدی و همکاران (Majidi et al., 2020) مدل ژنتیکی مشابهی از IOCG-IOA

را با مدل هیتزمن (Hitzman, 2000) فرض کردند و اظهار داشتند که کانسنگ‌های مگنتیت منطقه بافق و گل‌گهر در دمای بیش از ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. برای بررسی این پیچیدگی، داده‌های ایزوتوپی علی‌بابایی و همکاران (Alibabaie et al., 2020) و مجیدی و همکاران (Majidi et al., 2020) بر روی نمودار $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل $\delta^{56}\text{Fe}$ مگنتیت (Hyslop et al., 2008) ساخته شدند. نتایج نشان داد که کانسنگ‌های مگنتیت در محدوده معدنی آهن بافق و گل‌گهر احتمالاً در محدوده دمایی ۲۸۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و یا تا ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند که به ترتیب تقریباً پنج درجه کمتر از تغییرات دمایی ارائه‌شده توسط ترول و همکاران (Troll et al., 2019) و مجیدی و همکاران (Majidi et al., 2020) است.



شکل ۱۸. ترکیب‌های ایزوتوپی O در هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای در محدوده کانسار کوشک. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ ‰ کانسنگ‌های هماتیت ورقه‌ای و هماتیت توده‌ای قابل مقایسه با کانسنگ‌های BIF مختلف جهانی است.

Fig. 18. O isotopic compositions in hematite flakes and massive hematite in the Kushk ore deposit area. The $\delta^{18}\text{O}$ ‰ values of oligiste and massive hematite ores are comparable to those of various global BIF ores.

هماتیت نئوپروتروزوئیک احتمالاً مربوط به سطح بالای O_2 آب دریا در طول تجزیه یا فروپاشی رودینیا و به دنبال آن آتشفشانی زیردریایی و دگرسانی گرمایی است. همچنین گائو و همکاران (Gao et al., 2019) اظهار داشتند که شواهد ایزوتوپی اکسیژن کانسنگ آهن نئوپروتروزوئیک اغلب مربوط به اکسایش سیالات غنی از آهن فرو زیریخچالی است. به این ترتیب، مقادیر مثبت $\delta^{18}\text{O}$ هماتیت ورقه‌ای در کانسنگ آهن کوشک احتمالاً توسط سطوح بالای اکسیژن ناشی از هجوم آب‌های حاصل از ذوب یخچال‌ها در طول اثر گلخانه‌ای پس از یخبندان و اکسیژن‌رسانی مجدد به آب دریا کنترل شده است.

بحث

اثر سیالات گرمایی برون‌دمی در مقابل ورودی‌های آواری در طول رسوب‌گذاری BIF
غلظت منیزیم، آلومینیم، تیتانیوم، وانادیم، کبالت، نیکل، کروم،

نکته قابل توجه این است که داده‌های $\delta^{18}\text{O}$ کانسنگ هماتیت در BIFهای کوشک بسیار بالاتر از BIFهای سوپریور و راپتان (Li et al., 2013) و BIFهایی است که در دمای ۱۵۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند (Rosiere and Rios, 2004). این محدوده دما با تغییرات دمایی مشابه نشان داده شده در شکل ۱۲- M تا O سازگار است. بررسی‌های ریز دماسنجی میان‌بارهای سیال در این پژوهش نیز تأیید‌کننده این مطلب است. وایت و همکاران (White et al., 2021) نیز دمای تبلور حدود ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد را برای $\delta^{18}\text{O}$ هماتیت (۵/۴‰) پیشنهاد کردند. مقادیر منفی $\delta^{18}\text{O}$ هماتیت $\pm$ مگنتیت (۴/۹±۰/۳ تا ۱/۸±۰/۲) در کانسنگ آهن کوشک، شباهت زیادی به $\delta^{18}\text{O}$ (۲/۹ تا -۹) کانسنگ هماتیت سوپرژن که توسط مخلوطی از شورابه‌های حوضه‌ای و آب‌های جوی تشکیل شده‌اند، نشان می‌دهد (Thorne et al., 2009). گالیلی و همکاران (Galili et al., 2019) تفسیر کردند که افزایش $\delta^{18}\text{O}$ هماتیت در کانسنگ‌های

مگننز، گالیم و قلع در کانسنگ مگنتیت با منشأهای مختلف از ۱۰ تا بیش از ۱۰۰۰ ppm متغیر است (Dupuis and Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2014; Huang and Beaudoin, 2019). کانسنگ‌های هماتیت در محدوده کوشک مشابه BIFهای یخچالی نوپروتروئیک هستند (شکل ۱۲). علاوه بر این، نمودار $Fe/Ti-(Al/Al+Fe+Mn)$ (شکل ۱۲-A) نشان می‌دهد که داده‌ها به رسوب‌های فلزدار گرمابی برون‌دمی مرتبط با کافت دریای سرخ و خیزش شرق اقیانوس آرام نزدیک هستند و بین ۶۰ تا تقریباً ۹۰ درصد رسوب‌های فلزدار را نشان می‌دهند. کاملاً مشخص است که برخی از BIFهای یخچالی از نوع دریای سرخ (Young, 2002) در جایی رخ داده‌اند که شورابه‌های گرمابی غنی از آهن در نتیجه واژگونی حرارتی ناشی از یخچال‌ها با آب دریا مخلوط شده‌اند. غلظت SiO_2 و Fe_2O_3 در کانسنگ هماتیت در محدوده کانسار روی و سرب کوشک به ترتیب ۵۷/۳۵-۸۶/۴۳ و ۴۱/۵۲-۱/۱ درصد وزنی است. عیار آهن در محدوده کانسار روی و سرب کوشک احتمالاً با برخی از BIFهای جهانی قابل مقایسه است. در این راستا، گانو و همکاران (Ganno et al., 2018) میزان بالای آهن در BIFها از ۴۸/۷۱ تا ۶۵/۳۲ درصد آهن با میانگین عیار ۵۳/۲۹ درصد آهن گزارش کردند که بسیار نزدیک به عیار کانسنگ آهن در محدوده کانسار روی و سرب کوشک است. سایر BIFها با عیار بالا شامل بیش از ۵۰ درصد آهن (Li et al., 2014a)، ۵۵ درصد آهن (Angerer et al., 2016) و تا ۶۱ درصد آهن (Khalil et al., 2015) هستند. به این ترتیب، از نظر عیار آهن، کانسنگ رگه‌ای و لکه‌مانند هماتیت توده‌ای و ورقه‌ای کوشک به BIFهای جهانی، به ویژه به کانسار BIF ادیاکاران یخچالی جاکادیگو شباهت دارد (Angerer et al., 2016). دلیل محتوای بالای آهن در محدوده کوشک ممکن است مربوط به نسبت بالای Fe^{+2}/H_4SiO_4 در سیالات گرمابی خروجی باشد و یا به این دلیل باشد که طبق گزارش‌ها، BIFهای نوپروتروئیک چرتی کمتری دارند (Simonson, 2003). غلظت‌های متغیر SiO_2 ممکن است با حضور کوارتز، تالک و سایر کانی‌های سیلیکاتی مرتبط باشد. مقادیر بالای Al_2O_3 (تا ۶/۲۱ درصد وزنی)، TiO_2 (تا ۰/۱۲ درصد وزنی)، Zr (تا ۸۰ ppm)، Th (تا ۱۰ ppm) و نسبت‌های بالای Co/Zn-Fe (<1) برای BIFهای کوشک احتمالاً نشان‌دهنده منشأ گرمابی-برون‌دمی و سنگ‌های ریزشی یخچالی (اُفتان‌سنگ‌ها) مشتق‌شده از پوسته قاره‌ای بالایی است. این تفاسیر با وقوع اُفتان‌سنگ-دیامیکتیت‌های دگرگونی گزارش‌شده در بخش عربی-نوییان از ابرقاره گندوانا (Ali et al., 2010) سازگار است. اگرچه نسبت‌های پایین‌تر Y/Ho در برخی از BIFها می‌تواند به هجوم بیشتر اجزای آواری مربوط باشد (Xiong et al., 2012; Wang et al., 2016; Wang et al., 2018)، آب دریا نیز در نسبت‌های فوق-کندریتی Y/Ho نقش دارد. در برخی از نمونه‌های آهن در محدوده کوشک، نسبت‌های پایین Y/Ho می‌توانند به جذب ترجیحی Ho نسبت به Y توسط هیدروکسیدهای Fe-Mn مربوط باشند (Bau and Dulski, 1996)، اگرچه ورود مواد آواری یخچال‌زا یا غیر یخچال‌زا می‌تواند نسبت‌های Y/Ho را به سمت مقادیر پوسته‌ای تا حدود ۲۸ کاهش دهد (Angerer et al., 2016; Frei et al., 2017; Tamehe et al., 2022). دلیل دیگر برای نسبت‌های Y/Ho شبه-فوق-کندریتی (حدود ۳۵ تا ۳۶) در کانسنگ ممکن است مربوط به سیالات گرمابی برون‌دمی باشد که نمی‌توانند Y را به طور قابل توجهی از REE جدا کنند (Ebotehouana et al., 2021). مقادیر فسفر (میانگین ۰/۴۸) در BIFهای کوشک احتمالاً مربوط به دوره فسفوژنیک در طول دوره ادیاکاران است (Cook and Shergold, 1984). در شکل ۱۲-M تا O، بیشتر داده‌های هماتیت روی میدان BIF1 (Dupuis and Beaudoin, 2011) و BIF2 (Nadoll et al., 2014; Aftabi et al., 2021) رسم شده‌اند و ظاهراً تغییرات دمای تبلور ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. این محدوده دمایی با داده‌های EPMA در هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت توده‌ای سازگار است (شکل ۱۲-N). ای‌سیلوا و همکاران (E Silva et al., 2013) گزارش دادند که

مگننز، گالیم و قلع در کانسنگ مگنتیت با منشأهای مختلف از ۱۰ تا بیش از ۱۰۰۰ ppm متغیر است (Dupuis and Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2014; Huang and Beaudoin, 2019). کانسنگ‌های هماتیت در محدوده کوشک مشابه BIFهای یخچالی نوپروتروئیک هستند (شکل ۱۲). علاوه بر این، نمودار $Fe/Ti-(Al/Al+Fe+Mn)$ (شکل ۱۲-A) نشان می‌دهد که داده‌ها به رسوب‌های فلزدار گرمابی برون‌دمی مرتبط با کافت دریای سرخ و خیزش شرق اقیانوس آرام نزدیک هستند و بین ۶۰ تا تقریباً ۹۰ درصد رسوب‌های فلزدار را نشان می‌دهند. کاملاً مشخص است که برخی از BIFهای یخچالی از نوع دریای سرخ (Young, 2002) در جایی رخ داده‌اند که شورابه‌های گرمابی غنی از آهن در نتیجه واژگونی حرارتی ناشی از یخچال‌ها با آب دریا مخلوط شده‌اند. غلظت SiO_2 و Fe_2O_3 در کانسنگ هماتیت در محدوده کانسار روی و سرب کوشک به ترتیب ۵۷/۳۵-۸۶/۴۳ و ۴۱/۵۲-۱/۱ درصد وزنی است. عیار آهن در محدوده کانسار روی و سرب کوشک احتمالاً با برخی از BIFهای جهانی قابل مقایسه است. در این راستا، گانو و همکاران (Ganno et al., 2018) میزان بالای آهن در BIFها از ۴۸/۷۱ تا ۶۵/۳۲ درصد آهن با میانگین عیار ۵۳/۲۹ درصد آهن گزارش کردند که بسیار نزدیک به عیار کانسنگ آهن در محدوده کانسار روی و سرب کوشک است. سایر BIFها با عیار بالا شامل بیش از ۵۰ درصد آهن (Li et al., 2014a)، ۵۵ درصد آهن (Angerer et al., 2016) و تا ۶۱ درصد آهن (Khalil et al., 2015) هستند. به این ترتیب، از نظر عیار آهن، کانسنگ رگه‌ای و لکه‌مانند هماتیت توده‌ای و ورقه‌ای کوشک به BIFهای جهانی، به ویژه به کانسار BIF ادیاکاران یخچالی جاکادیگو شباهت دارد (Angerer et al., 2016). دلیل محتوای بالای آهن در محدوده کوشک ممکن است مربوط به نسبت بالای Fe^{+2}/H_4SiO_4 در سیالات گرمابی خروجی باشد و یا به این دلیل باشد که طبق گزارش‌ها، BIFهای نوپروتروئیک چرتی کمتری دارند (Simonson, 2003). غلظت‌های متغیر SiO_2 ممکن است با

BIFهای جاسپلیتی بازه دمایی ۳۱۰ تا ۲۴۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند، اگرچه، آفتابی و همکاران (Aftabi et al., 2021) تغییرات دمایی ۳۷۵ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد را برای BIFهای غنی از مگنتیت و دمای پایین‌تر (۲۵۰ درجه سانتی‌گراد) را برای هماتیت جاسپلیتی گزارش کردند.

روند نظام‌مند عناصر نادر خاکی در BIFها

مقادیر $\Sigma\text{REE}+\text{Y}$ (جدول ۳) در کانسنگ هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت، هماتیت ورقه‌ای و جاسپلیت‌های دارای هماتیت ورقه‌ای از ۳۸ ppm تا ۱۹۱۴ (متوسط عیار ۴۲۷/۱۹ ppm) متغیر است که بالاتر از BIFهای نوع سوپریور و نزدیک به BIFهای یخچالی راپیتان و ادیاکاران است. غلظت‌های بالای $\Sigma\text{REE}+\text{Y}$ ممکن است مربوط به اجزای آواری خاک‌زاد غنی از $\text{REE}+\text{Y}$ باشد (Tamehe et al., 2021)، بنابراین وجود آفتان‌سنگ‌ها در BIF کوشک ممکن است نشان‌دهنده منشأ یخچالی برای مقادیر بالای $\text{REE}+\text{Y}$ باشد. مقادیر $\text{REE}+\text{Y}$ در برابر P_2O_5 (شکل ۱۳-A) در کانسنگ آهن در محدوده کانسار روی و سرب کوشک روند غنی‌شدگی فزاینده‌ای را مشابه BIFهای راپیتان یخچالی و ادیاکاران نشان می‌دهد و در عین حال ممکن است با فرایندهای فسفوژنیک ادیاکاران یخچالی مرتبط باشد (Cook and Shergold, 1984; Aftabi et al., 2021). الگوهای مختلف نرمال‌شده REE و عناصر کمیاب معمولی (شکل ۱۳-D و E) غنی‌شدگی LREE به HREE را نشان می‌دهند و همچنین ناهنجاری مثبت Eu را در بیشتر نمونه‌ها نشان می‌دهند. الگوهای HREE تقریباً مسطح هستند و احتمالاً شبیه به BIFهای نئوپروتروزوئیک (Cox et al., 2013)، BIFهای ادیاکاران (Usma et al., 2021) و تا حدودی نزدیک به BIFهای ادیاکاران یخچالی جاکادیگو (Angerer et al., 2016) هستند. الگوهای مسطح به عنوان نتیجه ورود آوارهای یخچالی یا غیر یخچالی تفسیر می‌شوند (Teutsong et al., 2017; Usma et al., 2021; Tamehe et al., 2022). گزارش شده است که

اجزای آواری در طول رسوب‌گذاری BIF می‌توانند ماهیت بکر عناصر خاکی کمیاب را به طور قابل توجهی تغییر دهند و یک پروفیل مسطح ایجاد کنند و در نتیجه ناهنجاری‌های آب دریا را کاهش دهند (Gourcerol et al., 2022). از این نظر، الگوهای شبه‌سطح HREE در کانسنگ آهن محدوده کوشک احتمالاً مربوط به آفتان‌سنگ‌های یخچالی است (شکل ۱۳-D). در ضمن، وجود ناهنجاری‌های منفی ضعیف Ce و منفی Eu در کانسنگ هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت، ممکن است منعکس‌کننده شرایط اقیانوسی اکسیدکننده مرتبط با برهم‌کنش هم‌زمان سیالات گرمایی با دمای پایین (۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) و بازالت در اثر فعالیت‌های برون‌دمی آب دریا باشد و به دنبال آن تولید سیالات غنی از Fe^{+2} و اختلاط با آب شیرین تخلیه‌شده که این آب‌ها احتمالاً از ذوب یخچال‌های طبیعی ناشی شده است (Angerer et al., 2016; Frei et al., 2017; Hassanlouei and Rajabzadeh, 2019; Aftabi et al., 2022). یک تفسیر احتمالی برای ناهنجاری منفی Eu می‌تواند به نسبت‌های آپاتیت، مونازیت، زینوتایم و آلپیت تشکیل‌شده در طول رسوب‌گذاری اکسی‌هیدرواکسید آهن مربوط باشد (شکل ۳-L و شکل ۸-A و Mohseni and Aftabi, 2015; Gourcerol et al., 2016; Atapour and Aftabi, 2017; Anani and Olomukoro, 2017; Teutsong et al., 2017; Yu et al., 2017; Aftabi et al., 2021). یکی دیگر از دلایل احتمالی ناهنجاری منفی Eu در برخی از BIFها می‌تواند مربوط به شرایط اکسایش در طول رسوب‌گذاری BIFها باشد (Bonda et al., 2017). این نوع از BIFهای یخچالی احتمالاً در طول اثر گلخانه‌ای در یک اقیانوس اکسیژن‌دار رسوب کرده‌اند (Cox et al., 2013; Aftabi et al., 2021; Aftabi et al., 2022)؛ در حالی که ناهنجاری مثبت Eu در هماتیت‌های ورقه‌ای و جاسپلیت‌های دارای هماتیت ورقه‌ای ناشی از جانشینی این عنصر به جای کلسیم در سنگ‌های کربناته است که شاخصی از محیط رسوبی است (Mohseni and Aftabi, 2015; Aftabi et al., 2021).

ناهنجاری منفی Ce نزدیک به صفر تا شبیه به آب دریا در کانسنگ آهن کوشک نیز ممکن است از وجود اُفتان‌سنگ‌های کوارتز یخچالی پشتیبانی کند؛ در عوض، ناهنجاری مثبت Eu (شکل ۱۳-D)، احتمالاً منعکس‌کننده سهم سیالات گرمابی با دمای بالا در آب‌های عمیق دریاست که توسط فوران‌های زیردریایی در مناطق کافی فعال عمیق‌تر تولید می‌شوند. این تفسیر ممکن است با آلیتی شدن پلاژیوکلازهای کلسیک آذرین یا احتمالاً فوران‌های بازالتی زیردریایی که با آزادسازی مقادیر قابل توجهی از Eu^{+2} به درون سیالات گرمابی باعث ناهنجاری مثبت Eu شده‌اند، پشتیبانی شود (Cox et al., 2013; Hou et al., 2019).

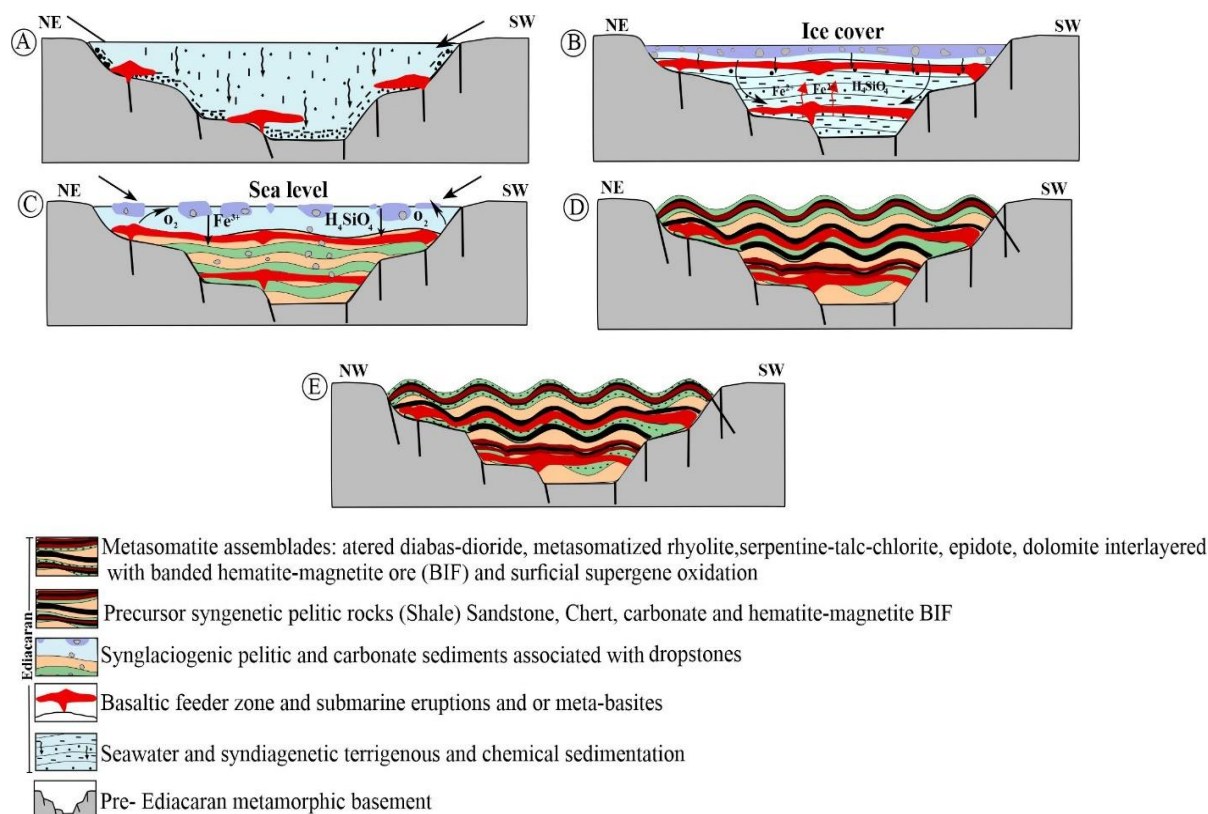
مدل ژنتیکی و تکامل کانی‌سازی آهن در محدوده کانسار روی-سرب کوشک

مدل آتشفشانی-رسوبی سین‌ژنتیک کانی‌سازی هماتیت توسط توالی‌های تناوبی هماتیت، دولومیت، جاسپیلیت، توف ریولیتی، واحدهای دگرنهادی، سیل دیوریتی و دایک دیابازی میزبان است. بر اساس داده‌های زمین‌شیمی، کانسنگ هماتیت در محدوده کوشک از بدون دگرگونی تا دگرگونی رخساره شایست سبز تشکیل شده‌اند. مدل BIF ادیاکاران یخچال‌زا بر اساس وجود متاجاسپیلیت، متا-جاسپیلیت کلریت شایست، مگنتیت-شایست نواری و شایست حاوی اُفتان‌سنگ که با کانی‌های مگنتیت به صورت میان‌لایه قرار گرفته‌اند، بنا شده است (Babaki, 2004; Babaki and Aftabi, 2006; Badavi et al., 2019; Atapour and Aftabi, 2020). بر اساس چینه‌شناسی منطقه‌ای، ساختارهای کانسنگ، زمین‌شیمی کانسنگ، شواهد ایزوتوپی O، یک مدل ژنتیکی ساده‌شده احتمالی برای کانی‌زایی آهن در منطقه کوشک در شکل ۱۹ نشان داده شده است. مرحله اول (شکل ۱۹-A و B) آغاز حوضه‌های کم‌عمق کششی مرتبط با کافت درون‌قاره‌ای، فوران‌های هم‌زمان اولترامافیک-مافیک زیردریایی و رسوب‌گذاری رسوبات شیمیایی-آواری در حوضه‌های کافی

حاشیه‌ای زیپی در پهنه ایران مرکزی را توصیف می‌کند. برهم‌کنش آب دریا با ماگمای بازالتی داغ، سیالات گرمابی برون‌دمی غنی از H_4SiO_4 و Fe^{2+} را در شرایط بی‌هوازی زیر پوشش یخی گلوله برفی ایجاد کرد (Shields, 2005; Lechte et al., 2019). سیالات گرمابی همچنین کانی‌های دگرسانی (اکتینولیت، آلپیت، کلریت، تالک، اپیدوت و تورمالین) را در ناحیه پروکسیمال سنگ‌های بازالتی زیردریایی در دمای ۳۵۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد تولید کرده‌اند (Hajash and Chandler, 1982; Galley, 2003). با دور شدن سیالات گرمابی از منطقه پروکسیمال، محلول‌های گرمابی غنی از Fe^{2+} و H_4SiO_4 با دمای پایین (۱۰۰ تا ۲۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد) همراه با کلریت، کربنات‌ها و کانی‌های رسی نیز در منطقه دیستال تشکیل شدند (Galley, 2003; Maynard, 1983). سیالات گرمابی برون‌دمی با دمای پایین (کمتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد) در مقادیر Fe^{2+} ($\text{FeCl}_2 + \text{FeCl} + \text{Fe}^{2+}$) ($> 1 \text{ mM}$) غنی‌تر از Cu ، H_2S ، Pb و Zn ($< 1 \text{ mM}$) هستند؛ بنابراین از سیالات BIF معمولی محسوب می‌شوند (Ohmoto et al., 2006). این محدوده دمایی همچنین برای تبدیل هیدروکسیدهای آهن به مگنتیت-هماتیت تشکیل شده پس از فرایندهای دیاژنتیکی تا رخساره شایست سبز پیشنهاد شده است (Spry et al., 2000; Aftabi et al., 2021). مرحله دوم (شکل ۱۹-C) با اثر گلخانه‌ای دنبال می‌شود؛ زمانی که ذوب یخ در طول دوره بین یخبندان آغاز شد و به اکسیژن‌رسانی مجدد به آب دریا، رسوب Fe^{3+} به صورت فری‌هیدریت، هیدرومگنتیت، تشکیل ژل سیلیکا و احیای حرارتی سولفات‌های آب دریا به ژل‌های سولفید آهن با آوارهای حاوی اُفتان‌سنگ منجر شد (Young, 2002; Mohseni and Aftabi, 2015). در طول مرحله سوم (شکل ۱۹-D)، سنگ‌شدگی رسوبات نواری و اکسیدهای آهن، سولفیدها و ژل سیلیسی در برگیرنده آنها به تشکیل چرت نواری، مگنتیت، هماتیت و در میان لایه‌های سنگ‌های دیابازی، ماسه‌سنگ، شیل و کربنات‌ها منجر شد. دگرسانی تأخیری به تشکیل رگه‌های گرمابی تأخیری هماتیت-

نواری تحت اکسایش سوپرژن و هیدراتاسیون سولفیدها قرار گرفتند تا پوشش‌های گوسانیزه و آرژیلیزه کوشک تشکیل شوند.

کلسیت-کوارتز-کلریت-اپیدوت و مقادیر ناچیز پیریت منجر شده است. در مرحله نهایی (شکل ۱۹-E)، کانسنگ آهن



شکل ۱۹. یک مدل بازسازی ساده شده احتمالی از BIF ادیاکاران. A: آب دریا، فوران‌های مافیک زیردریایی و رسوب‌گذاری شیمیایی-آواری همزاد در ایران مرکزی، B: برهم‌کنش آب دریا با ماگمای داغ و تولید سامانه گرمایی برون‌دمی زیر پوشش یخی گلوله برفی که باعث کاهش اکسیژن آزاد و افزایش غلظت Fe^{+2} و H_4SiO_4 در حوضه‌های کافی دریایی کم‌عمق می‌شود، C: ذوب یخ در طول دوره بین‌یخچالی، اکسیژن‌رسانی مجدد به آب دریا، اکسایش آهن دوظرفیتی به اکسی-هیدروکسید آهن و به دنبال آن رسوب‌گذاری سین‌دیاژنتیکی فری‌هیدریت $[\text{Fe}(\text{OH})_3]$ ، هیدرومگنتیت $[\text{Fe}_3(\text{OH})_8]$ ، چرت و سایر رسوب‌ها با آفتان‌سنگ‌ها در طول دوره ادیاکاران، D: سنگ‌شدگی پس از فرایندهای دیاژنتیکی سنگ‌های ریولیتی زیردریایی، واحدهای دیابازی و رسوب‌ها به سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی نواری (ریولیت‌های زیردریایی دگرسان‌شده، دیاباز، ماسه‌سنگ‌ها، کربنات‌ها، چرت‌های میان‌لایه‌ای با BIF) و به دنبال آن چین‌خوردگی و گسلش و E: تأثیر فرایندهای متاسوماتیسم بر روی BIFها و اکسایش سوپرژن و تشکیل گوسان در کلاهک‌های کربناته

Fig. 19. A possible simplified reconstruction model of the Ediacaran BIF. A: Seawater, submarine mafic eruptions and syngenetic terrigenous-chemical sedimentation in central Iran, B: Interaction between seawater and hot magma results in generation of exhalative hydrothermal system under Snowball ice cover, causing depletion of free oxygen and increasing the concentration of Fe^{+2} and H_4SiO_4 in the precursor shallow marine rift basin, C: Ice melting during interglacial period, reoxygenation of the seawater, oxidation of ferrous iron to Fe-oxy-hydroxides, followed by syn-diagenetic deposition of ferrihydrite $[\text{Fe}(\text{OH})_3]$, hydro-magnetite $[\text{Fe}_3(\text{OH})_8]$, chert and other sediments with drop stones during Ediacaran time, D: post-diagenetic lithification of the submarine rhyolite rocks, diabase units and sediments to banded volcano-sedimentary rocks (altered submarine rhyolite, diabase, sandstones, carbonates, cherts interlayered with BIF), followed by folding and faulting, and E: The influence of metasomatism processes on BIFs and supergene oxidation and gossan formation in carbonate caps

نتیجه‌گیری

بررسی جامع ساختارهای کانسنگ، زمین‌شیمی و ترکیب‌های ایزوتوپی O کانسنگ آهن در منطقه کوشک نکته‌های زیر را نشان می‌دهد: کانسار آهن در محدوده کانسار روی و سرب کوشک یک کانسار گرمابی- برون‌دمی از سازندهای آتشفشانی ادیاکاران است که توسط توالی‌های تناوبی دولومیت، جاسپیلیت، سنگ‌های دگرنهادی، دایک دبابازی، سیل‌های دیوریتی و توف ریولیتی- ریولیت میزبانی می‌شود. با وجود اثر تغییرات شیمیایی، ساختارهای اولیه نواری- لایه‌ای- میان‌لایه‌ای BIFها تقریباً حفظ شده‌اند و روند نظام‌مند REE+Y در کانسنگ، منعکس‌کننده محیط رسوبی اولیه BIFهای معمولی است. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در کانسنگ هماتیت کوشک در محدوده BIFهای جهانی و مگنتیت در تعادل با آب دریا قرار دارد؛ با این حال، در مقایسه با BIFهای آلگوما و سوپریور، تفریق ایزوتوپی کمی بالاتر را نشان می‌دهد. در نمودار $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})-\text{Fe}/\text{Ti}$ ، کانسنگ‌ها آهن کوشک در نزدیکی حوزه رسوب‌های فلزدار گرمابی برون‌دمی دریای سرخ و خیزش شرق اقیانوس آرام و همچنین BIFهای نوپروتروزوئیک قرار گرفته‌اند. از طرفی، بر اساس نمودار Ti/V در برابر Al، بیشتر کانسنگ‌های هماتیت توده‌ای $\pm$ مگنتیت و هماتیت ورقه‌ای به BIFهای دگرگون نشده تا دگرگونی در رخساره شایست سبز شباهت دارد. در منطقه کوشک، آمفیبول شایست‌ها، سنگ‌های دگرنهادی و BIFها احتمالاً به صورت سنگ‌های رسوبی شیمیایی-آواری نهشته شده‌اند که احتمالاً با فوران‌های ریولیتی زیردریایی مرتبط است. الگوهای REE+Y، غنی‌شدگی LREE، نسبت‌های Y/Ho کم تا متوسط، الگوهای

مسطح HREE، ناهنجاری منفی؛ اما بسیار ضعیف Ce تا شبیه آب دریا و ناهنجاری مثبت Eu نشان می‌دهند. چنین نشانه‌هایی ممکن است بیانگر سیالات گرمابی با دمای پایین (۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) و شرایط اقیانوسی اکسیدی برای منشأ اکسی- هیدروکسیدهای آهن در منطقه کوشک باشد که توسط برهم‌کنش آب دریا- بازالت و شارهای آب شیرین مشتق‌شده از ذوب یخچال‌ها تشکیل شده است. بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌یارهای سیال تأیید‌کننده بازه دمایی یادشده است. شوری کم تا متوسط اغلب میان‌بارهای سیال، بازه دمای ۱۰۵ تا ۳۴۹ درجه سانتی‌گراد و نیز حضور میان‌بارهای غنی از فاز مایع و عمق به دام‌افتادگی سیال در ۱۰۰ تا ۷۰۰ متری زمین بیانگر نقش فرایند اختلاط سیالات و کاهش درجه حرارت در کانی‌زایی است. همچنین، ناهنجاری منفی Eu می‌تواند به نسبت‌های آپاتیت، موناژیت، زینوآیم و آلپیت تشکیل‌شده در طول رسوب‌گذاری اکسی- هیدرواکسیدهای مربوط باشد. ناهنجاری مثبت Eu در هماتیت ورقه‌ای و جاسپیلیت‌های دارای هماتیت ورقه‌ای ناشی از جانمایی این عنصر به جای کلسیم در سنگ‌های کربناته است که شاخصی از محیط رسوبی است. این تفسیر ممکن است با آلپیتی‌شدن پلاژیوکلازهای کلسیک آذرین یا احتمالاً فوران‌های بازالتی زیردریایی که با آزادسازی مقادیر قابل توجهی از Eu^{+2} به درون سیالات گرمابی باعث ناهنجاری مثبت Eu شده‌اند، پشتیبانی شود.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. Hematite flakes (Oligist)
2. Metasomatite
3. Patch like
4. Banded Iron Formation (BIFs)
5. Cryogenian
6. Snowball Earth Events
7. Dropstones
8. Bafq Mining District (BMD)
9. Proximal
10. Distal
11. Zipper basinal rift zones
12. Scanning Electron Microscopy (SEM)
13. Electron probe micro-analyzer (EPMA)
14. Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS)
15. Pyrolysis
16. Lower Cambrian volcano sedimentary sequence (LCVSS)
17. Mechanical reworking
18. Pebbles
19. Sigmoidal striation
20. Stoss
21. Dome-shaped vent complex carbonates
22. hexagonal bipyramid and/or hexagonal prisms
23. Cuspate
24. Syn Glacio-marine
25. kenomagnetite
26. LREEs
27. Low grade metamorphism
28. Neking down
29. Fluid inclusion assemblages (FIA)
30. Polycrystalline inclusions
31. SEDEX type
32. MVT type
33. Break up of Rodinia
34. Red Sea-type and East Pacific Rise rift
35. Super-chondritic
36. Quasi-super-chondriti
37. Terrigenous clastic
38. Jcadigo
39. REEs
40. Fe-oxyhydroxide

References

- Aftabi, A., Atapour, H. and Mohseni, S., 2022. The Ediacaran record of glaciogenic dropstones, diamictites and cap carbonates associated with non-metamorphosed banded iron formations (BIFs) in Iran. *Precambrian Research*, 378: 106740.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106740>
- Aftabi, A., Atapour, H., Mohseni, S. and Babaki, A., 2021. Geochemical discrimination among different types of banded iron formations (BIFs): A comparative review. *Ore Geology Review*, 136: 104244.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104244>
- Aftabi, A. and Mohseni, S., 2020. Combined igneous and hydrothermal source for the Kiruna-type Bafq magnetite-apatite deposits in Central Iran; trace element and oxygen isotope studies of magnetite by Mehdipour Ghazi et al (2019), (*Ore Geology Reviews* 105, 590-604). *Ore Geology Reviews*, 125: 103113.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103113>
- Al-bassam, K. and Magna, T., 2018. Distribution and significance of rare earth elements in Cenomanian-Turonian phosphate components and mudstone from the Bohemian Cretaceous basin, Czech Republic. *Bulletin of Geosciences*, 93(3): 347–368.
<https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1687>
- Ali, K.A., Stern, R.J., Manton, W.I., Johnson, P.R. and Mukherjee, S.K., 2010. Neoproterozoic diamictites in the Eastern Desert of Egypt and Northern Saudi Arabia: Evidence of 750 Ma glaciations in the Arabian-Nubian Shield. *International Journal of Earth Sciences*, 99: 705–726. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0427-3>
- Alibabaie, N., Esmaeily, D., Peters, S.T.M., Horn, I., Gerdes, A., Nirooamand, S., Jian, W., Mansouri, T., Tudeschi, H. and Lehmann, B., 2020. Evolution of the Gol-e-Gohar iron ore district, Sanandaj-Sirjan zone Iran. *Ore Geology Review*, 127: 103787.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103787>
- Anani, O.A. and Olomukoro, J.O., 2017. The evaluation of heavy metal load in benthic sediment using some pollution indices in Ossiomu River, Benin City, Nigeria. *FUNAI Journal of Science and Technology*, 3(2): 103–119.
<https://doi.org/10.13140/RG.2.2.22200.85764>
- Angerer, T., Hagemann, S.G., Walde, D., Halverson, G.P. and Boyce, A.J., 2016. Multiple metal sources in the glaciomarine facies of the Neoproterozoic Jacadigo iron formation in the Santa Cruz deposit, Brazil. *Precambrian Research*, 275: 369–393.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.002>
- Atapour, H. and Aftabi, A., 2017. The possible synglaciogenic Ediacaran banded iron salt or mation at Hormuz Island, Southern Iran. Implications for a new style of exhalative hydrothermal iron-salt system. *Ore geology Reviews*, 89: 70–95.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.033>
- Atapour, H. and Aftabi, A., 2020. Comment on “Two-tiered magmatic-hydrothermal and skarn origin of magnetite from Gol-e-Gohar iron ore deposit of SE Iran: In situ LA-ICP-MS analyses” by Mirzaei et al. (2018): (*Ore geology Reviews*, 102, 639–653). *Ore geology Reviews* 127, 102942.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.102942>
- Babaki, A., 2004. Investigation on the model of iron mineralization at Gol-e-Gohar iron mine, Sirjan, Kerman. Unpublished M.Sc Thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran, 382 pp.
- Babaki, A. and Aftabi, A., 2006. Investigation on the model of iron mineralization at Gol-e- Gohar deposit, Sirjan, Kerman. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 16(61): 40–59. (in Persian with English abstract) Retrieved September 26, 2025 from
https://www.gsjournal.ir/article_207694_en.html
- Badavi, M., Atapour, H. and Mohammadi, M., 2019. Mineralogy, petrography and geochemistry of magnetite ore and sulfide minerals and the possible model of iron mineralization at Anomaly#3, Gol-e-Gohar iron mine, Sirjan, Kerman Iran. *Petrological Journal*, 10(2): 49–78. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22108/ijp.2019.115960.1124>
- Bajwah, Z.U., Seccombe, P.K. and Offler, R., 1987. Trace element distribution Co: Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron-copper deposit, New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita*, 22(4): 292–300.
<https://doi.org/10.1007/BF00204522>
- Baldwin, G.J., 2014. The stratigraphy and geochemistry of the Rapitan iron formation,

- Northwest Territories and Yukon, Canada. Unpublished Ph.D. Thesis, Laurentian University, Canada, 248 pp.
- Bau, M. and Dulski., 1996. Distribution of yttrium and rare earth-elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79(1–2): 37–55. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00087-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9)
- Beatty, D.W., Hahn, G.A. and Threlkeld, W.E., 1988. Field, isotopic and chemical studies of tourmaline-bearing rocks in the Belt-Purcell Supergroups: Genetic constraints and exploration significance for Sullivan type ore deposits. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25(3): 392–402. <https://doi.org/10.1139/e88-041>
- Bennett, M.R., Doyle, P. and Mather, A.E., 1996. Dropstones: Their origin and significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121(3–4): 331–339. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00071-2](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00071-2)
- Bonda, B.M.M., Etame, J., Kouske, A.P., Bayiga, E.C., Ngon, G.F., Mbaï, S.J. and Gérard, M., 2017. Ore texture, mineralogy and whole rock geochemistry of the iron mineralization from Edea North Area, Nyong Complex, Southern Cameroon: Implication for Origin and Enrichment Process. *International Journal of Geosciences*, 8(5): 659–677. <https://doi.org/10.4236/ijg.2017.85036>
- Bostrom, K., 1973. Origin and Fate of Ferromanganoan Active Ridge Sediments. In: K.J. Hsü and H.C. Jenkyns (Editors), *Pelagic Sediments: On Land and under the Sea*, pp. 147–243. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 147–243. <https://doi.org/10.1002/9781444304855.ch18>
- Boynton, W.V., 1985. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam. pp. 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Breitkopf, J.H., 1988. Iron formations related to mafic volcanism and ensialic rifting in the southern margin zone of the Damara Orogen, Namibia. *Precambrian Research*, 38(2): 111–130. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90087-3](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90087-3)
- Cook, P.J. and Shergold, J.H., 1984. Phosphorus, phosphorites and skeletal evolution at the Precambrian-Cambrian boundary. *Nature*, 308: 231–237. <https://doi.org/10.1038/308231a0>
- Cox, G.M., Halverson, G.M., Minarik, W.G., Heron, D.P., Macdonald, F.A., Bellefroid, E.J. and Strauss, J.V., 2013. Neoproterozoic iron formations: An evaluation of its temporal, environmental and tectonic significance. *Chemical Geology*, 362: 232–249. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.08.002>
- Dupuis, C. and Beaudoin, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*, 46: 319–335. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0334-y>
- E Silva, R.C.F., Hagemann, S., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Banks, D.A., Davidson, G.J., Vennemann, T.W. and Hergt, J.M., 2013. Hydrothermal fluid processes and evolution of the giant Serra Notre jaspilite-hosted iron ore deposits, Carajas mineral province, Brazil. *Economic Geology*, 108(4): 739–779. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.4.739>
- Ebotohoua, C.G., Xie, Y., Adomako-Ansah, K., Blandine G. and Yunwei, Qu., 2021. Depositional environment and genesis of the Nabeba banded iron formation (BIF) in the Ivindo basement complex, Republic of the Congo: Perspective from whole-rock and magnetite geochemistry. *Minerals*, 11(6): 579. <https://doi.org/10.3390/min11060579>
- El-Shazly, A.K., Khalil, K.I. and Helba, H.A., 2019. Geochemistry of banded iron formations and their host rocks from the Central Eastern Desert of Egypt: a working genetic model and tectonic implications. *Precambrian Research*, 325: 192–216. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.02.011>
- Fan, H.R., Groves, D.I., Mikucki, E.J. and McNaughton, N.J., 2000. Contrasting fluid types at the Nevoia gold deposit in the Southern Cross greenstone belt, western Australia: Implications of auriferous fluids depositing ores within and Archean banded iron formation. *Economic Geology*, 95(7): 1527–1536. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.7.1527>
- Frei, R., Dossing, L.N., Gaucher, C., Boggiani, P.C., Frei, K.M., Bech Ártng, T., Crowe, S.A. and Freitas, B.T., 2017. Extensive oxidative weathering in the aftermath of a Late Neoproterozoic glaciation- Evidence from trace

- element and chromium isotope records in the Urucum district (Jacadigo Group) and Puga iron formations (Mato Grosso do Sul, Brazil). *Gondwana Research*, 49: 1–20.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.05.003>
- Freitas, B.T., Rudnitzki, I.D., Morais, L., Campos, M.D.R., Almeida, R.P., Warren, L.V., Boggiani, P.C., Caetano-Filho, S., Bedoya-Rueda, C., Babinski, M., Fairchild, T.R. and Trindade, R.I.F., 2021. Cryogenian glaciostatic and eustatic fluctuations and massive Marinoan-related deposition of Fe and Mn in the Urucum District, Brazil. *Geology*, 49(12): 1478–1483.
<https://doi.org/10.1130/G49134.1>
- Galili, N., Shemesh, A., Yam, R., Galili, N., Shemesh, A., Yam, R., Brailovsky, I., Sela-Adler, M., Schuster, E. M., Collom, C., Bekker, A., Planavsky, N., Macdonald, F.A., Pr  at, A., Rudmin, M., Aurell, M. and Ramajo, J., 2019. The geologic history of seawater oxygen isotopes from marine iron oxides. *Science*, 365(6452): 469–473.
<https://doi.org/10.1126/science.aaw9247>
- Galley, A.G., 2003. Composite synvolcanic intrusion associated with Precambrian VMS hydrothermal systems. *Minerallium Deposita*, 38: 443–473.
<https://doi.org/10.1007/s00126-002-0300-9>
- Ganno, S., Toszue, D., Kouankap, G.D., Tchouatcha, M.S., Ngnotu  , T., Gamgne Takam, R. and Nzenti, J.P., 2018. Geochemical constraints on the origin of banded iron formation-hosted iron ores from the Archean Ntem Complex (Congo Craton) in the Meyomessi area, southern Cameroon. *Resource Geology*, 68(3): 287–302.
<https://doi.org/10.1111/rge.12172>
- Gao, B.F., Wu, C.Z., Yang, T., Santosh, M., Dong, L.H., Zhao, T.Y., Ye, H., Lei, R.X. and Li, W., 2019. The Neoproterozoic “blood falls” in Tarim Craton and their possible connection with snowball earth. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(1): 229–244.
<https://doi.org/10.1029/2018JF004862>
- Gaucher, C., Sial, A.N. and Frei, R., 2015. Chemostratigraphy of Neoproterozoic Banded Iron Formation (BIF): Types, Age and Origin. In: M. Ramkumar (Editor), *Chemostratigraphy: Concepts, Techniques, and Applications*, Elsevier, Amsterdam, pp. 433–449.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-419968-2.00017-0>
- Gibbs, A., 1976. *Geology and genesis of the Bafq lead-zinc deposit, Iran*. Institution of Mining and Metallurgy Transactions, section B, London, Report 85, 15 pp
- Goudie, A.S., 2004. *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge, London, 1202 pp.
- Gourcerol, B., Blein, O. and Chevillard, M., 2022. Depositional setting of Archean BIFs from Congo: New insight into under-investigated occurrences. *Minerals*, 12(2): 22–114.
<https://doi.org/10.3390/min12020114>
- Gourcerol, B., Kontak, D.J. and Thurston, P.C., 2016. Do magnetite layers in Algoma-type banded iron formations preserve their primary geochemical signatures? A case study of samples from three Archean BIF-hosted gold deposits. *The Canadian Mineralogist*, 54(3): 605–624.
<https://doi.org/10.3749/canmin.1500090>
- Gutzmer, J., Chisonga, B.C., Beukes, N.J. and Mukhopadhyay, J., 2008. The geochemistry of banded iron formation-hosted high-grade hematite-martite iron ores. In: S. Hagemann, C.A. Rosière, J. Gutzmer and N.J. Beukes (Editors), *Banded Iron Formation-Related High-Grade Iron Ore*, V. 15, Society of Economic Geologists. Littleton, USA, pp. 157–183.
<https://doi.org/10.5382/REV.15.06>
- Hagemann, S.G., Angerer, T., Duuring, P., Rosière, C.A., E Silva, R.C.F., Lobato, L., Hensler, A.S. and Walde, D.H.G., 2016. BIF-hosted iron mineral system: A review. *Ore Geology Reviews*, 76: 317–359.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.11.004>
- Hajash, A. and Chandler, G.W., 1982. An experimental investigation of high temperature interactions between seawater and rhyolite, andesite, basalt and peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78(3): 240–254.
<https://doi.org/10.1007/BF00398919>
- Hassanlouei, B.T. and Rajabzadeh, M.A. 2019. Iron ore deposits associated with Hormuz evaporitic series in Hormuz and Pohl salt diapirs, Hormuzgan province, southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 172: 30–55.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.08.024>
- Hitzman, M.W., 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, why. In: T.M. Porter (Editor), *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits*. PGC Publishing, Adelaide, pp. 99–25. Retrieved September 15, 2025 from

- <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-03iocg-deposits-what-where-whan-and-whymvhitzman.pdf>
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P. and Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281(5381): 1342–1346. <https://doi.org/10.1126/science.281.5381.1342>
- Hosseini, K. and Rajabzadeh, M.A., 2021. Mineralogy, geochemistry, and fluid inclusion microthermometry of apatite and rare earth element minerals in the Esfordi deposit, NE of Bafq, Yazd Province. *Journal of Economic Geology*, 13(1): 57–84. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v13i1.84702>
- Hosseini, K., Shahpasandzadeh, M. and Moradian Bafghi, M.H. 2022. Origin of Mineralizing Fluids in the Choghart Magnetite-Apatite Deposit, NE of Bafq: Evidence from Mineralogy, Geochemistry, Microthermometry, Stable (OH and OC) and Unstable Isotopes (U-Pb and Nd-Sm). *Journal of Economic Geology*, 14(1): 109–155. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.2021.67972.1004>
- Hou, K., Ma, X., Li, Y., Liu, F. and Han, D., 2019. Genesis of banded iron formation (BIF), southeastern North China Craton, constraints from geochemical and H-O-S isotopic characteristics. *Journal of Geochemical Exploration*, 197: 60–69. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.11.005>
- Huang, X.W. and Beaudoin, G., 2019. Textures and chemical compositions of magnetite from iron oxide copper-gold (IOCG) and Kiruna-type iron oxide-apatite (IOA) deposits and their implications for ore genesis and magnetite classification schemes. *Economic Geology*, 114(5): 953–979. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4651>
- Huckreide, R., Kursten, M. and Venzlaff, I.T., 1962. Zur Geology des Gebietes Zwischen Kerman Un Sagand (Iran), Hannover Bundesanstalt für Bodenforschung, Germany, Report 51, 197 pp.
- Hyslop, E.V., Valley, J.W., Johnson, C.M. and Beard, B.L., 2008. The effects of metamorphism on O and Fe isotope compositions in the Biwabik iron formation, northern Minnesota. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(3): 313–328. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0244-2>
- Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R., 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Economic Geology*, 102(6): 1111–1128. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.6.1111>
- Kesler, S.E., Reich, M. and Jean, M., 2007. Geochemistry of fluid inclusion brines from earths oldest Mississippi Valley-type (MVT) deposits. *Chemical Geology*, 237(3–4): 234–248. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.11.001>
- Khalil, K.H., El-Shazly, A.E. and Lehmann, B., 2015. Late Neoproterozoic banded iron formation (BIF) in the central Eastern Desert of Egypt: Mineralogical and geochemical implications for the origin of the Gebel El Hadid iron ore deposit. *Ore Geology reviews*, 69: 380–399. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.02.017>
- Klein, C., 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, 90(10): 1473–1499. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1871>
- Klein, C. and Beukes, N.J., 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic Late Proterozoic Rapitan Iron-formation in Canada. *Economic Geology*, 88(3): 542–565. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.3.542>
- Klein, C. and Ladeira, E.A., 2004. Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formations from the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic Geology*, 99(6): 1233–1244. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.6.1233>
- Knipping, J.L., Bilenker, L.D., Simon, A.C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A.P. Lundstrom, C., Bindeman, I. and Munizaga, R., 2015. Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions. *Geology*, 43(7): 591–594. <https://doi.org/10.1130/G36650.1>
- Lan, C., Yang, A.Y. and Wang, C., 2019. Geochemistry, U-Pb zircon geochronology and Sm-Nd isotopes of the Xincai banded iron formation in the southern margin of the North China Craton: implications on Neoarchean seawater compositions and solute sources. *Precambrian Research*, 326: 240–257.

- <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.10.024>
- Lawrence, M.G., Greig, A., Collerson, K.D. and Kamber, B.S., 2006. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. *Aquatic Geochemistry*, 12: 39–72. <https://doi.org/10.1007/s10498-005-4471-8>
- Le Heron, D.P., Tofait, S., Vandyk, T. and Ali, D.O., 2017. A diamictite dichotomy: Glacial conveyor belts and olistostromes in the Neoproterozoic of Death Valley, California, USA. *Geology*, 45(1): 31–34. <https://doi.org/10.1130/G38460.1>
- Lechte, M.A., Wallace, M.W. and Hoffmann, K.H., 2019. Glacio-marine iron formation deposition in a c. 700 Ma glaciated margin: insights from the Chuos Formation, Namibia. *Geological Society London Special Publications*, 475(1): 9–34. <https://doi.org/10.1144/SP475.2>
- Li, H., Zhang, Z., Li, L., Zhang, Z., Chen, J. and Yao, T., 2014a. Types and general characteristics of the BIF related iron deposits in China. *Ore Geology Reviews*, 57: 264–267. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.09.014>
- Li, W., Huberty, J.M., Bear, B.L. and Kita, N.T., 2013. Contrasting behavior of oxygen and iron isotopes in banded iron formations revealed by insitu isotope analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 384: 132–143. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.014>
- Li, Y., Hou, K., Wan, D., Zhang, Z. and Yue, G., 2014b. Precambrian banded iron formations in the North China Craton: Silicon and oxygen isotopes and genetic implications, *Ore Geology Reviews*, 57: 299–307. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.09.011>
- Loberg, B.E.H. and Horndahl, A.K., 1983. Ferried geochemistry of Swedish Precambrian iron ores: *Mineralium Deposita*, 18: 487–504. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00204493>
- Majidi, S.A., Omrani, J., Troll, V.R., 2020. Employing geochemistry and geochronology to unravel genesis and tectonic setting of iron oxide-apatite deposits of the Bafq-Saghand metallogenic belt, Central Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 110(1): 127–164. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01942-5>
- Marchig, V., Gundlach, H., Moller, P. and Schley, F., 1982. Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Marine Geology*, 50(3): 241–256. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(82\)90141-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90141-4)
- Maynard, J.B., 1983. *Geochemistry of sedimentary ore deposits*. Springer-Verlag, New York, 306 pp.
- Mazumder, R. and Van Loon, A.J., 2012. Depositional history of diamictites from the Late Palaeoproterozoic Dalma Formation (E India). *Sedimentary Geology*, 251–252: 49–57. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.01.010>
- McClung, C.R., 2006. Basin analysis of the Mesoproterozoic Bushmanland Group of the Namaqua metamorphic province, South Africa. Unpublished Ph.D. Thesis. Auckland Park, University of Johannesburg, South Africa, 320 pp.
- Mehdipour Ghazi, J., Moazzen, M., Rahgoshay, M. and Wilde, S.A., 2020. Zircon U–Pb–Hf isotopes and whole rock geochemistry of magmatic rocks from the Posht-e-Badam Block: A key to tectonomagmatic evolution of Central Iran. *Gondwana Research*, 87: 162–187. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.06.010>
- Mohseni, S. and Aftabi, A., 2015. Structural, textural, geochemical and isotopic signatures of synglaciogenic Neoproterozoic banded iron formations (BIFs) at Bafq mining district (BMD), Central Iran: the possible Ediacaran missing link of BIFs in Tethyan metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 71: 215–236. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.05.018>
- Mücke, A. and Farshad, F., 2005. Whole-rock and mineralogical composition of Phanerozoic ooidal ironstones: Comparison and differentiation of types and subtypes. *Ore Geology Reviews*, 26(3–4): 227–262. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2004.08.001>
- Nadoll, P., Angerer, T. and French, D., 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: a review. *Ore Geology Reviews*, 61: 1–32. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.013>
- Nayebi, N., Esmaily, D., Chew, D.M., Lehmann, B. and Modabberi, S., 2021. Geochronological and geochemical evidence for multi-stage apatite in the Bafq iron metallogenic belt (central Iran), with implications for the Chadormalu iron-apatite deposit. *Ore Geology Reviews*, 132: 104054. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104054>
- NISCO (National Iranian Steel Company), 1980. Report on the results of research and evaluation of studies at magnetic anomalies in the Bafq iron ore district during 1976–1979, Unpublished

- Report, 260 pp.
- Ohmoto, H., Watanabe, Y., Yamaguchi, K.E., Naraoka, H., Haruna, M., Kakegawa, T., Hayashi, K. and Kato, Y., 2006. Chemical and biological evolution of early Earth: Constraints from banded iron formations. In: S.E. Kesler and H. Ohmoto (Editors), *Evolution of Early Earth's Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere - Constraints from Ore Deposits*, Geological Society of America, Colorado, pp. 291–331. Retrieved September 20, 2025 from <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/books/edited-volume/2667/chapter-abstract/145107349/Chemical-and-biological-evolution-of-early-Earth?redirectedFrom=fulltext>
- Pecoits, E., Gingras, M.K., Kappler, A., Posth, N.R. and Konhauser, K.O., 2009. Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: Paragenetic sequence, source and implications for pala-eocean chemistry. *Precambrian Research*, 172(1–2): 163–187. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2009.03.014>
- Peter, J.M., 2003. Ancient iron formations: their genesis and use in the exploration for stratiform base metal sulphide deposits with examples from the Bathurst Mining Camp. In: D.R. Lentz (Editor), *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*, V. 4, Geological Association of Canada, Canada, pp. 145–176. Retrieved September 20, 2025 from <https://pubs.geoscienceworld.org/books/edited-volume/2836/chapter-abstract/153853762/Ancient-iron-formations-their-genesis-and-use-in?redirectedFrom=fulltext>
- Pettijohn, F.J., 1975. *Sedimentary Rocks*. 3rd Edition, Harper and Row Publication, New York, 628 pp.
- Rajabi, A., Rastad, E., Alfonso, P. and Canet, C., 2012. Geology, ore facies and sulphur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam Block, Central Iran. *International Geology Review*, 54(14): 1635–1648. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.659106>
- Roedder, E., 1984. Inclusion sample selection, preparation, petrography and photography. In: P.H. Ribbe (Editor), *Fluid Inclusions*. Mineralogical Society America., Washington, D.C, pp. 149–180. Retrieved September 20, 2025 from https://api.pageplace.de/preview/DT0400.9781501508271_A35506584/preview-9781501508271_A35506584.pdf
- Rosiere, C.A. and Rios, F.J., 2004. The origin of hematite in high-grade iron ores based on infrared microscopy and fluid inclusion studies: the example of the Conceição mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology*, 9(3): 611–624. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.3.611>
- Samani, A.B., 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran, *Precambrian Research*, 39(1–2): 85–106. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90053-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90053-8)
- Sepidbar, F., Shafaii Moghadam, H., Li, C., Stern, R.J. Jiantang, P. and Vesali, Y., 2020. Cadomian Magmatic Rocks from Zarand (SE Iran) Formed in a Retro-Arc Basin. *Lithos*, 366–367: 105569. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105569>
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie Press, London, 239 pp.
- Shields, G.A., 2005. Neoproterozoic cap carbonates: A critical appraisal of existing models and the plume world hypothesis. *Terra Nova*, 17(4): 299–310. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2005.00638.x>
- Simonson, B.M., 2003. Origin and evolution of large Precambrian iron formations. In: M.A. Chan and A.W. Archer (Editors), *Extreme depositional environments: mega end members in geologic time*, Geological Society of America, Colorado, pp. 231–244. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.231>
- Spry, P.G., Marshall, B. and Vokes, F.M., 2000. Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits. *Reviews in Economic Geology*, 11: 163–201. Retrieved September 15, 2025 from https://www.researchgate.net/publication/257437135_Meta-exhalites_as_keys_in_the_search_for_metamorphosed_ores_in_Metamorphosed_and_Metamorphogenic_Ore_Deposits
- Tamehe, L.S., Wei, C. and Ganno, S, Rosière, C.A., Nzenti, J.P. Ebotehoua, C.G. and G. Lu., 2021. Depositional age and tectonic environment of the Gouap banded iron formations from the Nyong Group, SW Cameroon: insights from isotopic,

- geochemical and geochronological studies of drillcore samples. *Geoscience Frontiers*, 12(2): 549–572.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.07.009>
- Tamehe, L.S., Wei, C., Ganno, S., Rosière, C.A., Li, H., Soares, M.B., Nzenti, J.P., Santos, J.O.S. and Bekker, A., 2022. Provenance of meta-siliciclastic rocks at the northwestern margin of the East Gabonian Block: Implications for deposition of BIFs and crustal evolution in southwestern Cameroon. *Precambrian Research*, 376: 106677.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106677>
- Taner, M. and Chemam, M., 2015. Algoma-type banded iron formation (BIF), Abitibi Greenstone belt, Quebec, Canada. *Ore Geology Reviews*, 70: 31–46.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.016>
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Publishing, Oxford, London, 312 pp.
- Teutsong, T., Bontognali, T.R.R., Ndjigui, P.D., Vrijmoed, J.C., Teagle, D., Cooper, M. and Vance, D., 2017. Petrography and geochemistry of the Mesoarchean Bikoula banded iron formation in the Ntem complex (Congo craton), Southern Cameroon: Implications for its origin. *Ore Geology Reviews*, 80: 267–288.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.003>
- Thorne, W., Hagemann, S., Vennemann, T. and Oliver, N., 2009. Oxygen isotope compositions of iron oxides from high-grade BIF-hosted iron ore deposits of the central Hamersley Province, Western Australia: Constraints on the evolution of hydrothermal fluids. *Economic Geology*, 104 (7): 1019–1035.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.104.7.1019>
- Toth, R.J., 1980. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geological Society of America Bulletin*, 91(1): 44–54.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1980\)91<44:DOSCRI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1980)91<44:DOSCRI>2.0.CO;2)
- Trendall, A.F., 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record, In: W. Altermann and P.L. Corcoran (Editors), *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Depositional Systems*. International Association of Sedimentologist Special Publication, John Wiley & Sons, Inc, New York, pp. 33–66.
<https://doi.org/10.1002/9781444304312.ch3>
- Troll, V.R., Weis, F.A., Jonsson, E., Bertil, A.U., Madjidi, S.A., Karin, H., Chris, H. and Katarina, N., 2019. Global Fe-O isotope correlation reveals magmatic origin of Kiruna-type apatite-iron-oxide ores. *Nature Communications*, 10: 1712.
<https://doi.org/10.1038/s41467-019-09244-4>
- Usma, C.D., Sial, A.N., Ferreira, V.P., Gaucher, C. and Frei, R., 2021. Ediacaran banded iron formations and carbonates of the Cachoeirinha Group of NE Brazil: Paleoenvironment and paleoredox conditions. *Journal of South American Earth Sciences*, 109: 103282.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103282>
- Vesali, Y., Sepidbar, F., Palin, R.M. and Chiaradia, M., 2021. Crustal architecture studies in the Iranian Cadomian arc: Insights into source, timing and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 136: 104280.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104280>
- Waite, R.B., 2013. Lahar. In: P.T. Bobrowsky (Editor), *Encyclopedia of natural hazards*, Springer Nature, New York, pp. 579–580. Retrieved September 15, 2025 from https://link.springer.com/rwe/10.1007/978-1-4020-4399-4_206
- Wang, C., Shao, Y., Zhang, X., Dick, J. and Liu, Z., 2018. Trace element geochemistry of magnetite: Implications for ore genesis of the Huanggangliang Sn-Fe deposit, Inner Mongolia, northern China. *Minerals*, 8(5): 9–17.
<https://doi.org/10.3390/min8050195>
- Wang, X., Lv, X., Cao, X., Yuan, Q., Wang, Y., Liu, W. and Ruan, B., 2016. Petrology and geochemistry of the banded iron formation of the kuluketage Block, Xinjiang, NW China: Implication for BIF depositional setting. *Resource Geology*, 66(4): 313–334.
<https://doi.org/10.1111/rge.12107>
- White, L., Vasconcelos, P.M., Avila, J.N., Ubide, T. and Ireland, T.R., 2021. Crystallographic and crystallo-chemical controls on oxygen isotope analysis of hematite by SIMS. *Chemical Geology*, 583: 120461.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120461>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>

- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1–4): 229–272.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Williams-Jones, A.E., Schrijver, K., Doig, R. and Sangster, D.F., 1992. A model for epigenetic Ba-Pb-Zn mineralization in the Appalachian Thrust Belt Quebec: Evidence from fluid inclusions and isotopes. *Economic Geology*, 87(1): 154–174.
<https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.87.1.154>
- Wonder, J.D., Spry, P.G. and Windom, K.E., 1988. Geochemistry and origin of manganese-rich rocks related to iron-formation and sulfide deposits, western Georgia. *Economic Geology*, 83(5): 1070–1081.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.5.1070>
- Wu, C.Z., Zhao, F.F., Yang, T., Lei, R.X., Gao, B.F. and Li, W., 2022. Genesis of the Fulu Cryogenian iron formation in South China: Syn-glacial or interglacial? *Precambrian Research*, 376: 106689.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106689>
- Xiong, Z., Li, T., Algeo, T., Chang, F., Yin, X. and Xu, Z., 2012. Rare earth element geochemistry of laminated diatom mats from tropical West Pacific: Evidence for more reducing bottom waters and higher primary productivity during the Last Glacial Maximum. *Chemical Geology*, 296–397: 103–118.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.12.012>
- Yang, X., Mao, J. and Santosh, M., Li, R., Wu, C., Gao, J., Zhang, X. and Wang, Z., 2022. Ediacaran iron formations from the North Qilian Orogenic Belt, China: Age, geochemistry, Sm–Nd isotopes and link with submarine volcanism. *Precambrian Research*, 368: 106498.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106498>
- Yermacov, N.P. (translated by Sokoloff, V.P.), 1965. Research on the nature of mineral forming solutions with special reference to data from fluid inclusions. Pergamon Press, Oxford, 743 pp.
- Young, G.M., 2002. Stratigraphic and tectonic settings of Proterozoic glaciogenic rocks and banded ironformations relevance to Snowball Earth debate. *Journal of African Earth Sciences*, 35(4): 451–466. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00158-6](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00158-6)
- Yousefi, A., 2025. A summary on analytical techniques. Stable Isotopes Research Laboratory, Arak University, Iran, 5 pp.
- Yu, W., Algeo, T.J., Du, Y., Zhou, Q., Wang, P., Xu, Y., Yuan, L. and Pan, W., 2017. Newly discovered Sturtian cap carbonate in the Nanhua Basin, South China. *Precambrian Research*, 293: 112–130.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.03.011>
- Zhu, X.K., Sun, J. and Li, Z.H., 2019. Iron isotopic variations of the Cryogenian banded iron formations: A new model. *Precambrian Research*, 331: 105359.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105359>