

Original Research Paper

Using petrological and geochemical data for the protolith reconstruction of the metamorphic host rocks in Goharzamin iron ore

Fereshteh Hassanzadeh^{1*}, Habibeh Atapour¹, and Hojjatollah Ranjbar¹

¹ Faculty of Mining Engineering, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2024 July 17

Accepted: 2025 February 09

Available online: 2025 July 22

Keywords:

Schistose rocks

Pelitic and basaltic protolith

Banded iron ore formation

Ediacaran

Gohar Zamin mine

Sirjan

ABSTRACT

The metamorphosed Gohar Zamin iron deposit (643 Mt @ 54.3 % Fe, 2.04 % S, 0.12 % P) is hosted by mica schist, quartz schist, calc-schist and meta-basite. of greenschist facies that formed during Cimmerian orogeny. The presence of coarse-grained quartz dropstones and garnet-bearing schist clasts in the schistose rocks and CIA values (41.83 to 95.42) suggests a syn-glaciomarine pelitic with basaltic eruptions. Σ REE+Y patterns display slight LREE enrichment, low-moderate Y/Ho ratios, flat HREE patterns and negative Eu anomaly during pelitic rocks deposition. As a result of metamorphism, the magnetite-hematite ores display coarse grained texture (> 0.2 mm) that is an advantage for mineral separation, mineral processing and milling of the ore.

1. Introduction

The Gol-e-Gohar iron mining district is located at 53 km southwest of Sirjan city at 55° 15' - 55° 24' E and 29° 3' - 29° 7' N and includes about 13 iron anomalies (1.2 Gt @ 57.2 % Fe, 1.85 % S, 0.16 % P), of which anomaly #3 or Gohar Zamin mine (643 Mt @ 54.3 % Fe, 2.04 % S, 0.12 % P) is the largest anomaly. The main objectives of this paper are to reconstruct the protolith of the schistose-meta-basite rocks and to study the effects of metamorphism on the magnetite-hematite ores for mineral separation and mineral processing of the ore.

2. Research methodology


A total of 250 samples were collected from the exposed outcrops in open pit and 30 drillholes that include schistose rocks and meta-basite. For chemical analysis, 50 samples of host rocks were powdered to minus-200 mesh size and about 50 g were submitted to the Chemical Laboratory of Kerman Geological Survey, Iran, where major oxides were analyzed by XRF. For determination of trace elements, samples were sent to ALS Laboratory of Izmir, a presentative of global ALS Lab in Turkey. Decomposition of powdered samples was adjusted

* Corresponding author: Fereshteh Hassanzadeh; E-mail: f.hassanzadeh@eng.uk.ac.ir

Citation:

Hassanzadeh, F., Atapour, H. and Ranjbar, H., 2025. Using petrological and geochemical data for the protolith reconstruction of the metamorphic host rocks in Goharzamin iron ore. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 35(2), 136, 1-20. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.465775.2146>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/gsj.2024.465775.2146

 doi: 20.1001.1.10237429.1404.35.2.1.4



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

by aqua regia digestion and 60 elements were analyzed by ICP-MS method.

3. Results and discussions

The most significant host rocks at the Gohar Zamin are mapped in open pit and drill core as quartz schist, mica schist (muscovite schist, biotite schist and chlorite schist), actinolite schist (meta-basite), talc- serpentine schist (meta-ultrabasite) and calc-schist of greenschist facies. Mineral assemblages are composed of quartz, muscovite, biotite, chlorite, actinolite, sericite, tourmaline, serpentine and talc. EMPA data show low values of aluminum in the amphiboles, thus the chemical composition suggests actinolite type amphibole.

Petrogeochemically, the highest SiO_2 values (75.74 wt. %), Al_2O_3 values (20.82 wt. %), and Al_2O_3 - K_2O - FeO + MgO - CaO and $\text{Log SiO}_2/\text{Log Al}_2\text{O}_3$, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ diagrams in quartz schist and mica schist indicate that the most significant of protolith of schistose rocks were sandstone and shale, derived from pelitic sediments. Also, the maximum Fe_2O_3 and FeO values (16.89 wt. % to 20.93 wt. %) belong to the meta-basite and high MgO values (29.96 wt. %) are related to serpentine talc schists as well as meta-ultrabasites (22.55 wt. %) (Table 3). The remaining major oxides do not show significant variations in the host rocks. The boron content in schistose rocks ranges from 7.5 -15.8 ppm, Co values, 11.16-71.39 ppm, Cu, 17.09 -105.26 ppm, Sn, 4.30-11.77 ppm. ΣREE concentrations in mica schist, quartz schist, meta-basite and serpentine talc schist follow 150.92 ppm, 143.24 ppm, 134.17 ppm, 129.50 ppm and 120.71 ppm, respectively. Among the REE, Ce is depleted and Ho, Pr and Tb show enrichment in schistose host rocks. REE+Y concentrations in mica schist, quartz schist, meta-basite and serpentine talc schist follow 150.92 ppm, 143.24 ppm, 134.17 ppm, 129.50 ppm and 120.71 ppm, respectively (table 4).

The mid oceanic ridge basalt and UCC normalized REE data illustrate that meta-basites display LREE enrichment similar to

enriched MORB, but the schistose rocks indicate prominent Pr, Eu, Tb, Ho and Tm anomalies and HRRE enrichment, such as upper continental crust. To investigate the pre-metamorphic protolith reconstruction of the schistose host rocks and metabasites, SiO_2 - FeO - MgO data show an affinity to MORB-type tholeiitic basalt for the meta-basites. Chemical composition of actinolite schists (metabasites) suggest a MORB-type affinity for the meta-basites. The enriched MORB basaltic rocks are generated by low degrees of partial melting at shallow depth (<50-100 km) in mantle, occur as sill-type-subseafloor basaltic eruptions in extensional tectonic setting in shallow-rifted sediment filled basins.

Average CIA values (69.04 %) display that the main precursors of schistose rocks in the Gohar Zamin iron deposit were possibly of interlayered ice-rafted glaciogenic pelitic sediments; sandstones and shales, although the high CIA data have also been interpreted as a result of sediments reworking into the glaciogenic sediments. The lower CIA values indicate that the pelitic precursors of the Gohar Zamin meta-sediments underwent low-moderate degree of chemical weathering, indicating cool climate condition, while higher CIA values (90-100 %) suggest high degree of weathering. The WIP values show a glaciogenic affinity and possibly formed by hydrolysis of feldspar and volcanic rocks to clay minerals.

4. Conclusion

Petrography, geochemistry and reconstruction of schistose rocks at Gohar Zamin iron deposit demonstrate that the pre-metamorphic rocks were possibly of sandstone, shale for quartz schist, mica schist and basaltic rocks for actinolite schist (meta-basite and meta-ultrabasite) rocks. The protoliths and the precursors of the banded schistose rocks, meta-basites, were possibly deposited as chemical-terrigenous sedimentary rocks, synchronously linked to the MORB-type submarine basaltic eruptions and during Ediacaran time were metamorphosed to meta-basite during Cimmerian orogeny.

کاربرد داده‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی در بازسازی پروتولیت سنگ‌های دگرگونی کانسار گهرزمین سیرجان

فرشته حسن زاده*، حبیبه عطاپور و حجت‌اله رنجبر

۱ بخش مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

چکیده

کانسار گهرزمین (۶۴۳ میلیون تن کانسنگ، ۵۴/۳ درصد آهن، ۲/۰۴ درصد گوگرد و ۰/۱۲ درصد فسفر) به شکل نوارهای اکسید آهن درون سنگ‌های رسوبی شیلی- ماسه سنگی و بازالتی در ادياکاران تشکیل و در طی کوهزایی کیمبرین به شیست و کانسنگ مگنتیتی-هماتیته دگرگون شده است. بررسی ۲۵۰ نمونه از سنگ‌های همبر نشان می‌دهد که ساخت نوارهای سنگ‌های میزبان (کوارتزشیست، میکاشیست، اکتینولیت شیست و سرپانتین-تالک شیست) پیش از دگرگونی در محیط رسوبی-آتشفشانی تشکیل شده‌اند. حضور قطعات آواری کوارتزی و شیست‌های گارنت‌دار درون شیست‌ها و مقادیر شاخص هوازدگی (CIA) (۴۱/۸۳-۹۵/۴۲) نشان می‌دهد که پروتولیت این سنگ‌ها بیشتر ماسه سنگ، شیل و بازالت‌های زیردریایی بوده است. همچنین، بی‌هنجاری منفی Eu و Ce و مقدار پایین تا متوسط (۳۶/۰۵-۲۴/۷۱)Y/Ho بیانگر واکنش آب دریا-سنگ و سیالات گرمایی دمای کم (کمتر از ۲۰۰-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد)، غلظت بالای اکسیژن و حضور کانی‌های تخریبی فقیر از Eu گویای تشکیل کانسار آهن نوار در محیط یخچالی نئوپروتروزوییک است. نمودارهای $Al_2O_3-K_2O-FeO+MgO-CaO$ و $Log SiO_2/Al_2O_3 - Log Fe_2O_3/K_2O$ و نمودارهای Rb-K₂O - CIA-ICV وجود قطعات آواری با ترکیب پوسته قاره‌ای در سنگ میزبان منطقه را تایید می‌کنند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۴/۲۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۱/۲۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

سنگ‌های شیستی

پروتولیت پلیتی و بازالتی

کانسار آهن نوار

ادیاکاران

معدن گهر زمین

سیرجان

۱- پیش‌نوشتار

بیشتر کانسارهای آهن نوار در درجات مختلفی از دگرگونی ناحیه‌ای را طی نموده‌اند که تشخیص نوع سنگ‌های پیش از دگرگون را دشوار می‌نماید. از این رو، بازسازی سنگ‌های همبر کانسارها پیش از دگرگونی (پروتولیت‌ها)، می‌تواند جهت شناسایی نوع سنگ‌ها، کلیدهای اکتشافی و استخراجی کانسنگ معدنی آهن مورد استفاده قرار گیرد. کانسارهای آهن نوار از مهم‌ترین منابع استخراج آهن آرکن، پالئوپروتروزوییک و نئوپروتروزوییک (Hagemann et al., 2016) هستند که بیشتر در باختر استرالیا، جنوب برزیل، باختر آفریقا، هند و چین تشکیل شده‌اند (Rosière and Rios, 2004; Thorne et al., 2009; Zhang and Zuo, 2014; Hagemann et al., 2021; Aftabi et al., 2021). این کانسارها به‌طور عموم در محیط‌های رسوب‌گذاری همراه با لایه‌های نازک تا سبتر از شیل، سنگ‌های کربناتی و چرتی و سنگ‌های

آذرین بازیکی تا اولترابازیکی و یا معادل دگرگونی آن‌ها تشکیل شده‌اند. برای مثال، سنگ میزبان کانسارهای آهن نوار آشن- بنکسی (Anshan- Benxi)، زینکایی (Xincai) و زیانچنگ (Xuchang) چین، از نوع گنایس، آمفیولیت و مرمر هستند (Yin et al., 2018; Lan et al., 2019). همچنین، سنگ میزبان کانسارهای آهن نوار کراتون یلگرن (Yilgarn) در باختر استرالیا، متابازالت‌ها و شیست‌های سبز (کلریت شیست‌ها) و کوارتزیت و متاچرت‌ها می‌باشد (Angerer et al., 2012). کانسارهای آهن سازند نبابا (Nebaba) در جمهوری کنگو در آفریقای مرکزی (پرکمبرین)، درون آمفیولیت، کوارتزشیست، کلریت شیست و سنگ‌های نفوذی مافییک و اولترامافییک شکل گرفته است (Gatsé Ebotehoua et al., 2021). در ناحیه بافق، کانسارهای آهن به همراه بیرون‌زدگی سنگ‌های آذرین بیرونی زیردریایی،

* نویسنده مسئول: فرشته حسن زاده؛ E-mail: f.hassanzadeh@eng.uk.ac.ir

ماخذنگاری:

حسن زاده، ف.، عطاپور، ح. و رنجبر، ح.، ۱۴۰۴، کاربرد داده‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی در بازسازی پروتولیت سنگ‌های دگرگونی کانسار گهرزمین سیرجان. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۵(۲)، ۱۳۶-۲۰۱. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.465775.2146>

doi: 10.22071/gsj.2024.465775.2146

doi: 20.1001.1.10237429.1404.35.2.1.4

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

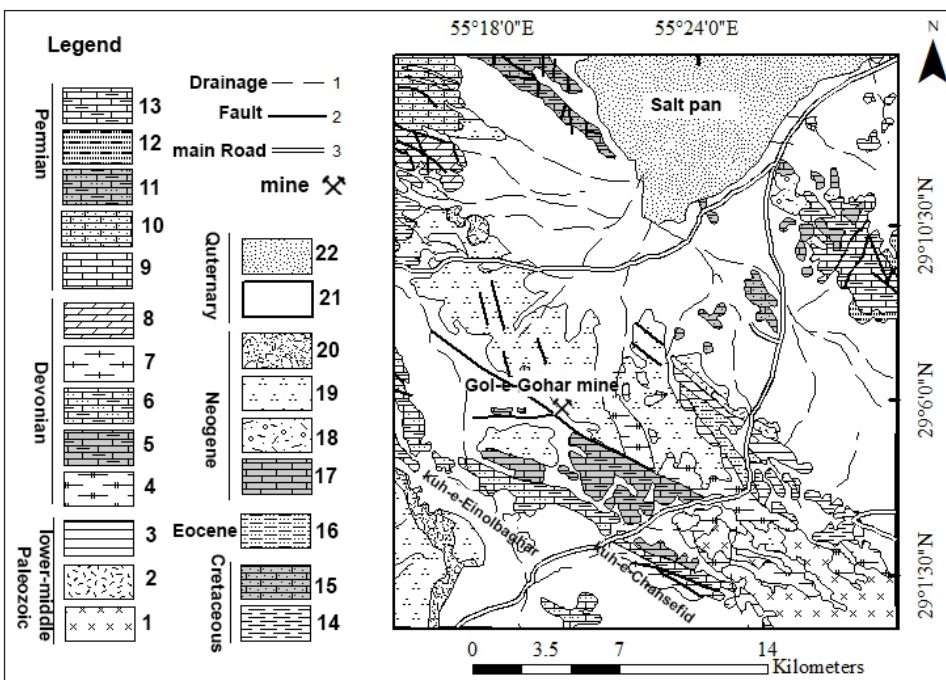
This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

این مقاله، بررسی ساخت، بافت و ژئوشیمی سنگ‌های میزبان کانسار گهر زمین، با استفاده از داده‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی و تعیین سنگ مادر شیت‌های منطقه است. یکی از اهداف دیگر این مقاله، معرفی کانسار آهن گهر زمین (با سنگ میزبان شستی و مگنتیت درشت‌دانه در ردیف معادنی که استحصال ماده معدنی به دلیل ویژگی زمین‌شناسی آن‌ها ساده‌تر است) می‌باشد.

محدوده معدن سنگ آهن گل گهر در محدوده نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ نبریز (Valeh et al., 1985)، ۱/۱۰۰۰۰۰ گل گهر (Sabzehei et al., 1994) و ۱/۲۵۰۰۰ گل گهر (قلمقاش و کوثری، ۱۳۸۹) و در پهنه سندج-سیرجان قرار گرفته است. زمین شناسی عمومی منطقه (شکل ۱)، شامل واحدهای نوپروتروزویک-پالئوزویک زیرین، شامل گنیس، گرانیت آناتکسی، آمفیولیت، مرمر و شیت معادل تشکیلات سری مراد و یا شیت‌های کهر می‌باشد و توده‌های معدنی در این سنگ‌ها رخنمون دارند (Valeh et al., 1985; Sabzehei et al., 1994; Dimitrijevic, 1973). برنزدهای پالئوزویک میانی- پایینی به‌طور چیره از کیانیت استارولیت آلمان‌دین شیت، مسکوویت گارنت کلریت شیت، گارنت شیت، آمفیولیت، مرمر و شیت سبز تشکیل شده و لایه‌های دونین شامل مرمر دولومیتی، میکا شیت، گنیس و آمفیولیت و کوارتزیت می‌باشد (Sabzehei et al., 1994). واحدهای سنگی پرمین شامل سنگ آهک توریدیتی دگرگون شده، شیل و ماسه سنگ است که توسط اسلیت، مرمر، دولومیت، کوارتزیت، ریولیت دگرگون شده و آهک فوزولین‌دار پوشیده شده است (Sabzehei et al., 1994).

ریولیتی- ریوداستیتی، نوارهای ژاسپیلیتی، در رسوبات دولومیتی و در سنگ‌های غیردگرگونی ادیاکاران جای گرفته‌اند (Mehdipour-Ghazi et al., 2019; Aftabi and Mohseni, 2019; Majidi et al., 2020). در منطقه معدنی گل گهر، کانسنگ معدنی به صورت نازک‌لایه تا سترلایه در بین سنگ‌های دگرگون شده مانند شیت‌ها، مرمرها و متابزیت‌ها تشکیل شده‌اند (Mirzaei et al., 2018; Jafari et al., 2019; Aftabi et al., 2021). در مطالعات پیشین، یعقوبی (۱۳۷۸) منشا متابزیت‌های منطقه را بازالت معرفی کرده است. اصغری و همکاران (۱۳۸۹) منشا آمفیولیت‌های منطقه گل گهر را رسوبات مارنی و منشا متابزیت‌ها را از نوع شیل‌های آهن‌دار بیان نموده است و به آمفیول‌های نوع هورنبلند اشاره کرده است. جعفری و همکاران (Jafari et al., 2019) سنگ مادر آمفیولیت‌ها را بازالت‌ها و آندزیت‌های کالک آلکالن تا آندزیتی معرفی کرده است. فاتحی و احمدی پور (Fatehi and Ahmadipour, 2018) منشا متابزیت‌های منطقه را ماگمای بازالتی تولیتی دانسته و بابکی و آفتابی (۱۳۸۵) پروتولیت شیت‌های منطقه را شیل، ماسه سنگ و کربنات‌های چرتی می‌دانند که فوران‌های بازالتی (تولیتی) ایجاد شده از کافت‌های ناقص اقیانوسی در آن‌ها بروز داشته است.

منطقه معدنی گل گهر در پهنه سندج-سیرجان قرار دارد و دارای ۱۳ بی‌هنجاری معدنی است و معدن گهر زمین (بی‌هنجاری شماره ۳)، بزرگ‌ترین ذخیره این منطقه است که در مختصات طول جغرافیایی ۲۰' ۱۷' ۵۵° و عرض جغرافیایی ۱۱' ۰۶' ۲۹° با ۶۴۳ میلیون تن ذخیره قطعی کانسنگ و عیار متوسط ۵۴/۳ آهن، ۲/۰۴ گوگرد و ۰/۱۲ فسفر تشکیل شده است (Hassanzadeh et al., 2023). هدف اصلی



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ محدوده کانسار گل گهر (Sabzehei et al., 1994). (۱): گنیس، گرانیت آناتکسی، آمفیولیت-مرمر، (۲): گنیس-گرانیت آناتکسی- آمفیول شیت‌های کیانیت‌دار و استارولیت‌دار، (۳): مرمر دولومیتی و آهکی، میکا شیت- گنیس - آمفیولیت، (۴): میکا شیت- گرافیت شیت- مرمر- کوارتزیت، (۵): تناوب مرمر- میکا شیت- آمفیولیت - کوارتزیت، (۶): توریدیت (شیل و ماسه سنگ) دگرگون شده- آهک متبلور، (۷): آهک توریدیتی- شیل - ماسه سنگ، (۸): اسلیت-مرمر- دولومیت-کوارتزیت- ریولیت دگرگون شده- آهک فوزولین‌دار، (۹): آهک‌های انولیتی- کنگلومرا- شیل - ماسه سنگ‌های آهکی، (۱۰): سنگ آهک اربیتولین‌دار، (۱۱): توریدیت (شیل و ماسه سنگ) - گدازه‌های بازالتی بالشی، (۱۲): آهک ریفی، (۱۳): کنگلومرا- عدسی‌هایی از آهک ریفی، (۱۴): کنگلومرا با جورشدگی ضعیف، (۱۵): رسوبات بادی-سیلت-مارن- لس- گچ نازک لایه، (۱۶): رسوبات بستر رودخانه، (۱۷): پهنه تبخیری، (۱۸): رسوبات بستر رودخانه، (۱۹): رسوبات بستر رودخانه، (۲۰): ماسه و رس‌های نمک دار.

Figure 1. A simplified geological map (1/250000) around Gol-e-Gohar mine (modified after Sabzehei et al., 1994). (1) meta-basite (amphibole greenschist), BIFs, quartzite, meta-jaspilite, sericite schist, chlorite-talc serpentine-biotite schist, overlain by Cambrian brachiopod bearing marbles, (2) syn-tectonic meta-granitoids (sericitic - chloritic schist), (3) alternation of meta-carbonates, amphibole greenschist, graphitic schist, quartzite, (4) alternation of graphitic schist, phyllite, meta-carbonates, meta-basalt, (5) alternation of chlorite schist, phyllite, recrystallized grey fusulinid carbonates, (6) dolomite, shale, sandstone, basaltic lava, reefal limestone, (7) sandstone, shale, belemnite-bearing calcareous sandstone, (8) orbitolina limestone, (9) nummulitic calcareous sandstone, (10) conglomerate, marl, reefal limestone, (11) minor weakly cemented conglomerate, marl, gypsiferous marl, (12) older terraces, gravel fans, (13) younger terraces, gravel fans, (14) salt pans, (15) salty clay-sand, (16) alluvial channel river deposits.

– **ساخت نواری:** متداول‌ترین و اصلی‌ترین ساخت موجود در مغزه‌های حفاری، ساخت نواری یا لایه‌ای است که سنگ‌های همبر و ماده معدنی به صورت متوالی و با مرز تدریجی یکدیگر را پوشانیده‌اند. ستبرای لایه‌ها متغیر و از چند ده متر تا چند سانتی‌متر تشکیل شده‌اند. بر اساس بررسی نمونه‌های مغزه، سنگ‌های همبر شامل تناوبی نواری از مسکوویت کوارتز شیت با اکتینولیت شیت، کلریت بیوتیت شیت و کوارتزیت با مگنتیت و هماتیت می‌باشند که توسط کنگلومرا و برش‌های پلئو-پلیوستوسن پوشیده می‌شوند. لایه‌بندی نواری انواع شیت با مگنتیت و هماتیت از مهم‌ترین ساخت‌های این سنگ‌ها به شمار می‌روند. لایه‌بندی‌ها در ۳ مقیاس نواری متری (ماکروبان‌دینگ)، سانتی متری (مزوبان‌دینگ) و میلی متری (میکروبان‌دینگ) در نمونه‌های مختلف دیده می‌شود. بر اساس مطالعات آفتابی و همکاران (Aftabi et al., 2021)، لایه‌های مگنتیتی بزرگ مقیاس تا ستبرای ۱۰۰ متری در برخی از کانسارهای آهن نواری دیده شده است. تناوب لایه‌های شیت، کوارتزیت، پیریت و گاه مگنتیت بزرگ مقیاس در همه چاه‌ها آشکارا دیده می‌شود. ساختارهای ماکروبان‌دینگ بین کانسنگ مگنتیتی و شیت‌ها (شکل ۲-ا)، مزوبان‌دینگ بین تالک شیت و مگنتیت (شکل ۲-ب) و میکروبان‌دینگ بین مگنتیت و کلریت شیت (شکل ۲-ج) به خوبی دیده می‌شود.

– **شیست‌زینه:** شیست‌زینه قوی یکی از مهم‌ترین ساختارهای سنگ میزبان (مسکوویت کوارتز شیت، بیوتیت شیت، کلریت شیت، اکتینولیت شیت) است که تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای در رخساره شیت سبز رخ داده است.

– **ساخت شبه گنیسی:** این ساخت بیشتر در سنگ‌های مسکوویت کوارتز شیت و به صورت نواری تیره و روشن از مسکوویت و کلریت و بیوتیت تشکیل شده (شکل ۲-د) و درون آن‌ها کوارتزیت به صورت لایه‌ای و عدسی شکل وجود دارد که مشابه ساختار چشم‌های گنیسی می‌باشد و در نام گذاری سنگی معدن به اشتباه گنیس نامیده شده است. به نظر می‌رسد فرایندهای زمین‌ساختی از جمله گسل خوردگی و میولیتی شدن نقش مهمی در تشکیل این ساختار داشته باشد، زیرا بیشتر فرایندهای خردشدگی و کاتاکلاستیک، بافتی مشابه با چشم‌های گنیسی به وجود می‌آوردند.

– **ساخت قطعات بیگانه:** قطعات آبرای گرد شده یا زاویه‌دار کوارتزیت یا متاچرت‌های گرد شده به قطر ۲-۳ سانتی‌متر درون اکتینولیت شیت‌ها، گارنت‌های درشت‌بلور درون بیوتیت شیت‌ها (شکل ۲-ع) و قطعات مگنتیت گرد شده درون کانسنگ مگنتیتی (شکل ۲-ف) نشان دهنده فروافتادن قطعات در حال حرکت یخچال، به درون رسوبات در حال تشکیل می‌باشد که پس از دگرگونی نیز حفظ شده‌اند.

– **ساخت رگه‌ای:** رگه‌های موجود در این منطقه ناشی از فعالیت گرمایی پس از تشکیل کانسار و در مواردی پس از دگرگونی است و شامل رگه‌های پیریتی و کوارتزی است که لایه‌بندی و شیست‌زینه را قطع می‌کند (شکل ۲-ج) و در مقیاس‌های متفاوت مشاهده می‌شود. جالب توجه است که درون رگه‌های کوارتزی کانی‌زایی پیریت نیز وجود دارد.

۳-۲- کانی‌شناسی کانسنگ و سنگ‌های همبر

فراوان‌ترین کانی‌های کانسنگ معدن گهر زمین، مگنتیت، هماتیت و پیریت هستند و در سنگ میزبان شستی نیز کوارتز، مسکوویت، بیوتیت، کلریت، سریسیت، اکتینولیت، تورمالین، تالک، سرپانتین و ... می‌باشند.

۳-۳- کانه‌های سنگ آهن گهر زمین

– **مگنتیت:** مگنتیت بیشتر ریزدانه (کمتر از ۱ میلی‌متر) بوده و به صورت توده‌ای، دانه‌ای و موزاییکی (با زاویه ۱۲۰ درجه)، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و در مواردی به صورت بافت خرد شده (کاتاکلاستیک) دیده می‌شود (۱۰ درصد). حاشیه دانه‌های مگنتیت در اثر دگرسانی و اکسیداسیون به هماتیت و مارتیت تبدیل شده است. کانی‌های همزاد با مگنتیت، هماتیت، پیریت و کالکوپیریت می‌باشند (حسن زاده، ۱۴۰۲).

واحدهای ژوراسیک-کرتاسه نیز شامل آهک انولیتی، کنگلومرا، شیل و ماسه سنگ آهکی است که در زیر سنگ آهک اریبولین‌دار کرتاسه قرار گرفته و از شمال باختری تا جنوب خاوری منطقه گسترش دارند. واحدهای توریدایت (turbidites) (ماسه سنگ و شیل) همراه با گدازه‌های بازالتی بالشی متعلق به ائوسن بوده و توسط سنگ آهک‌های ریفی و کنگلومرای نئوزن پوشیده شده‌اند (Sabzehei et al., 1994). بررسی زمین‌شناسی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گل گهر (Sabzehei et al., 1994) نشان می‌دهد که واحدهای نئوپروتروزوییک-پالئوزوییک زیرین شامل گدازه‌های مافیک دگرگون شده (اکتینولیت شیت)، مگنتیت لایه‌ای، کوارتزیت، سریسیت شیت، کلریت-تالک-سرپانتین-بیوتیت شیت است که گرانیتویدهای آناتکسی دگرگون شده (سریسیت-کلریت شیت) همزمان با زمین‌ساخت، درون آن‌ها نفوذ کرده‌اند. در این منطقه، مرمرهای لایه‌ای براکیوئودار (کامبرین زیرین)، گدازه‌های مافیک و اولترامافیک مجموعه گل گهر را می‌پوشانند و بر این اساس، سن این مجموعه پرکامبرین بالایی یا پروتروزوییک بالایی - پالئوزوییک پایینی در نظر گرفته می‌شود. همچنین بر اساس مطالعات حسن‌زاده و همکاران (Hassanzadeh et al., 2008) و صفرزاده و همکاران (Safarzadeh et al., 2016)، سن گرانیتویدهای همزمان با کوهزایی (Syntectonic) در جنوب خاوری منطقه بر اساس روش اورانیم-سرب (زیرکن)، ۵۴۴ تا ۶۰۵ میلیون سال پیش است که منطبق بر زمان ادیاکاران می‌باشد. مطالعات میرزایی و همکاران (Mirzaei et al., 2018) بر اساس سن سنجی $Ar^{39}-Ar^{40}$ ، هورنبلند و بیوتیت، سنی حدود ۱۷۴/۱ تا ۱۶۳/۵ میلیون سال را نشان می‌دهند. اما به دلیل این که هورنبلند و بیوتیت با مگنتیت هم پاراژن نیستند این سن گویای زمان دگرگونی توالی‌های آتشفشانی رسوبی زیردریایی نئوپروتروزوییک-اوایل کامبرین در طی کوهزایی سیمرنی می‌باشد و با زمان تشکیل کانسار (پیش از دگرگونی) متفاوت است. بنابراین، داده‌های سن سنجی میرزایی و همکاران (Mirzaei et al., 2018) گویای سن دگرگون شدن کانسار است و سن اولیه کانی‌سازی مگنتیت را نشان نمی‌دهد (Atapour and Aftabi, 2020). مطالعات دلفاردی (دلفاردی، ۱۳۹۰) نشان می‌دهد که میانگین مقدار $\delta^{34}S$ در پیریت‌های موجود در کانسنگ مگنتیتی و پیریت‌دار برابر با ۲۴+ در هزار و مطابق با ترکیب شیمیایی سولفات آب دریا در زمان ادیاکاران است. به این ترتیب، کانی‌سازی آهن در مجموعه گل گهر احتمالاً متعلق به زمان ادیاکاران می‌باشد.

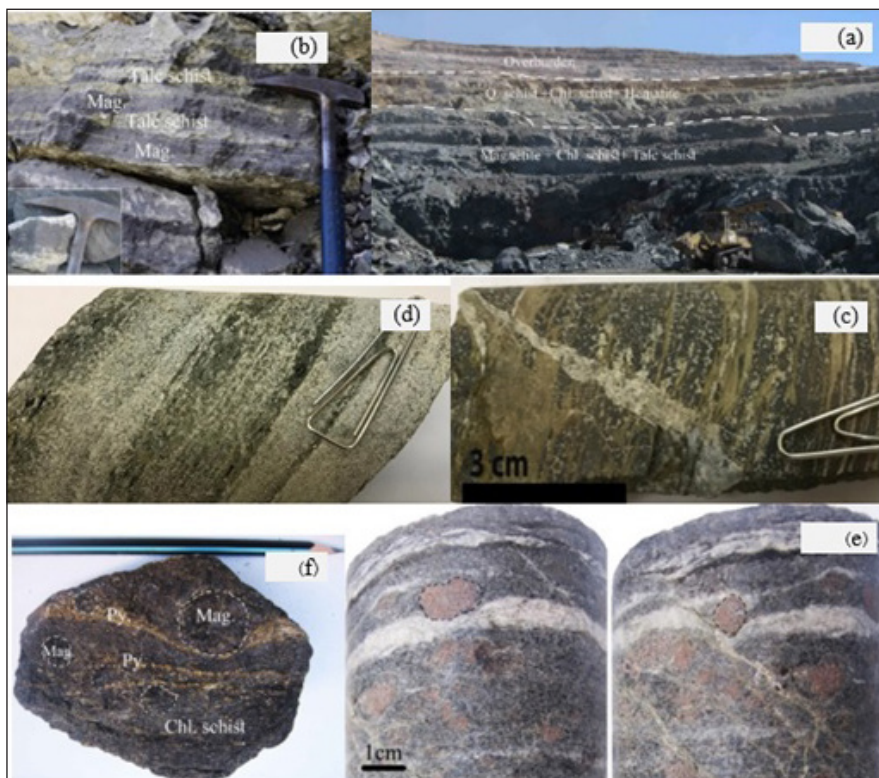
۲- روش مطالعه

به منظور بررسی ساخت، بافت و ژئوشیمی سنگ میزبان کانسار سنگ آهن گهر زمین، تعداد ۲۵۰ نمونه از واحدهای سنگی محدوده پیت معدن و مغزه‌های ۳۰ چاه حفاری شده، با روش تصادفی طبقه بندی شده (Stratified random sampling) برداشت شد و ۱۵۵ مقطع نازک و نازک-صیقلی در آزمایشگاه شرکت تحقیقاتی معدنی کان‌پژوه (تهران) تهیه گردید. همچنین، ۵۰ نمونه از سنگ‌های همبر منطقه جهت تجزیه به روش XRF به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کرمان و تجزیه به روش ICP-MS به آزمایشگاه ALS-Chemex شعبه ازمیر ترکیه و سپس به ونکوور کانادا ارسال شد. در روش ICP-MS انحلال نمونه‌ها با استفاده از تیزاب سلطانی برای تجزیه به ۶۰ عنصر صورت گرفت. لازم به یادآوری است مقدار دقت و صحت (%RSD) برای نمونه‌های تجزیه شده با روش XRF و ICP-MS برابر با ۱۰ درصد است. همچنین، یک نمونه از تالک و یک نمونه خالص از اکتینولیت با روش EDXS-SEM موجود در مرکز تحقیقات متالورژی زنده‌یاد زند رحیمی دانشگاه شهید باهنر کرمان مورد تجزیه و بررسی قرار گرفت.

۳- داده‌ها و اطلاعات

۳-۱- بررسی ساخت و بافت‌های سنگ میزبان کانسار

مهم‌ترین ساخت‌ها و بافت‌های موجود در سنگ‌های میزبان عبارتند از:



شکل ۲- ساخت لایه‌ای در سنگ‌های همبر کانسار گهر زمین، (a) لایه بندی بزرگ مقیاس کانسنگ- سنگ همبر در پیت معدن، (b) لایه‌بندی متوسط مقیاس مگنتیت و تالک شیسست، (c) لایه‌بندی کوچک مقیاس مگنتیت و کلریت شیسست، (d) ساخت شبه گنیسی در کلریت کوارتز شیسست‌ها، (e) قطعات گرد شده گارنت در شیسست‌ها، (f) مگنتیت در ماده معدنی.

Figure 2. Banding structure in host rocks at Gohar-Zamin Ore deposit, a) macrobandings of ore-host in open pit, b) mesobanding of magnetite-talcschist c) microbanding of magnetite-chlorite schist d) pseudo-gneiss structure in chlorite quartz schist e) garnet dropstone in schistose rocks f) rounded magnetite dropstone in magnetite.

خوب دیده می‌شود، گرچه اندازه بلورها در برخی از نمونه‌ها به بیش از ۵ میلی‌متر هم می‌رسد. برخی از نمونه‌های درشت‌بلور دارای گردشگی و خاموشی موجی بوده و برخی از آن‌ها پلی کریستالین (بیش از ۳ میلی‌متر) می‌باشند. بررسی‌ها نشان می‌دهند که چهار نسل کوارتز وجود دارد: پورفیرو کلاست‌های درشت مدور تا نیمه مدور و خرد شده (نسل اول=Q1) (کمتر از ۵ درصد)، (شکل ۳- a). کوارتزهای درشت با خاموشی موجی و کوارتزهای پلی کریستالین (نسل دوم=Q2) (۱۵ درصد)، (شکل ۳- b)، کوارتز ریزبلور در زمینه (نسل سوم=Q3)، (۶۰ درصد)، کوارتزهای موجود در لایه‌های کوارتزی فراوان موجود در شیسست‌ها (نسل چهارم=Q4) (۱۰ درصد) و کوارتزهای رگه‌ای (۱۰ درصد) (نسل پنجم=Q5) می‌باشد. کانی‌های ورقه‌ای از جمله مسکوویت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر کلریت، بیشترین همزادی (پاراژنز) را با این کانی دارند.

فلدسپارها: فراوانی فلدسپارها در سنگ‌های همبر شیسستی بین ۱۰ تا ۴۰ درصد متغیر است. فلدسپارهای قلیایی با فراوانی کمتر عموماً به صورت ریز بلور و ماکل مشبک و پلاژیوکلازها در کوارتز شیسست، بیوتیت شیسست و کلریت شیسست به صورت ریزدانه و همراه با کوارتز و در اکتینولیت شیسست‌ها به صورت درشت‌دانه و با ماکل پری کلین مشاهده می‌شوند. بر این اساس، سه نسل فلدسپار در سنگ‌های همبر کانسار گهر زمین مشاهده می‌شود که نسل اول پلاژیوکلازهای متوسط دانه با حاشیه گرد شده و خاموشی موجی است و به نظر می‌رسد کانی‌های موجود در پروتولیت‌های پیشین باشند. نسل دوم شامل انواع ریز بلور در زمینه شیسست‌ها است (شکل ۳- c) که در حین دگرگونی

هماتیت: هماتیت از کانی‌های رخساره اکسیدی است که به صورت اولیه به شکل نوارهای نازک (میکروبان‌دینگ) قرمز- قهوه‌ای ژاسپیلیتی- هماتیته (نسل اول) در کوارتز شیسست، هماتیت بی‌شکل و ریزدانه در حاشیه مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت (نسل دوم) و هماتیت ورقه‌ای در برخی از رگه‌های گرمابی درون شکستگی‌ها مشاهده می‌شود (حسن زاده، ۱۴۰۲).

پیریت: این کانی که از کانی‌های رخساره سولفیدی است، در کانسنگ مگنتیتی به صورت همزاد و به شکل ریز لایه (نسل اول) (۴۰ درصد)، انتشاری شکل دار و ریزدانه (۱۰ درصد) درون انواع شیسست‌ها (نسل دوم) تا بی‌شکل در مگنتیت و سنگ‌های همبر (۴۰ درصد) (نسل سوم)، پیریت‌های خرد شده (کاتاکلاستیک) (۵ درصد) (نسل چهارم) و پیریت رگه‌ای نسل پنجم (۵ درصد) در رگه‌های کوارتزی درون برخی از شیسست‌ها تشکیل شده است (حسن زاده، ۱۴۰۲).

کالکوپیریت: این کانی نیز از دیگر کانی‌های رخساره سولفیدی است که به صورت بی‌شکل با بافت پراکنده انتشاری همراه با پیریت و به مقدار بسیار کم (۵ درصد) در برخی از نمونه‌ها درون مگنتیت مشاهده می‌شود (حسن زاده، ۱۴۰۲).

۴-۳- کانی‌های اصلی موجود در سنگ همبر کانسار گهر زمین

کوارتز: این کانی به فراوانی در انواع شیسست‌ها (۵% تا ۷۵%) و بیشتر در کوارتز شیسست و کلریت بیوتیت شیسست و به مقدار کمتر در اکتینولیت شیسست‌ها به صورت ریز دانه (کمتر از ۱ میلی‌متر) تا متوسط دانه (۵ میلی‌متر) با جهت‌یافتگی

به شکل دانه‌ای، تیغه‌ای و کشیده تشکیل شده است. بخش زیادی از عدسی‌های سفید رنگ درون کلریت بیوتیت شیت‌ها و اکتینولیت شیت‌ها از اپیدوت، کوارتز و کمی پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند که می‌توان آن‌ها را به دلیل قدیمی‌تر بودن نسبت به شیت‌زیت نسل اول در نظر گرفت (شکل ۳- h). همچنین، اپیدوت‌های نسل دوم هم همزاد با اکتینولیت، نسل سوم حاصل دگرگونی پس‌رونده و نسل چهارم اپیدوت‌های رگه‌ای درون شیت‌ها را می‌توان برشمرد.

- تورمالین: در سنگ‌های دگرگونی کمیاب است، اما در شیت‌های میزبان کانسار گهر زمین بین ۵ تا ۲۰ درصد نیز یافت می‌شود. نسل اول تورمالین قطعات درشت‌دانه و قدیمی‌تر (۳۰ درصد) با ابعاد چند سانتی‌متری و اجتماعی از بلورهای ریز است که در حد فاصل ریز بلورهای ترمولیت- اکتینولیت مشاهده می‌شود. نسل دوم بلورهای تورمالین ریز تا متوسط دانه، شکل دار و نیمه شکل دار و موازی با شیت‌زیت (۷۰ درصد) می‌باشد (شکل ۳- i). بر اساس مطالعات بی‌تی و همکاران (Beaty et al., 1988)، تشکیل تورمالین در کانسارهای آهن نواری حاصل واکنش آهن، منیزیم و بور موجود در آب دریا با پلاژیوکلازها، فلدسپار قلیایی و کلریت موجود در سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی و رسوبات در کانسنگ‌های متصاعدی و در دمایی حدود ۲۰۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

- گارنت: این کانی به صورت پورفیروکلست در برخی از اکتینولیت شیت‌ها (فراوانی ۲۵ درصد) مشاهده می‌شود. بر اساس مطالعات اسپری (Spry, 1976) و پسچیر و تروو (Passchier and Trouw, 2005)، پورفیروکلست‌ها، درشت بلورهای باقیمانده از دگرگونی مرحله پیشین هستند که در زمینه ریزدانه در سنگ‌های غیردگرگون (پروتولیت) تشکیل شده، به حوضه رسوبی حمل شده و پس از دگرگونی تحت تاثیر خردشدگی و میلونیتی شدن قرار گرفته‌اند و از کانی‌های پیش از زمین‌ساخت (pre-ectonic) به‌شمار می‌روند (شکل ۳- j).

- تالک: این کانی بیشتر در سنگ‌های تالک شیت، کلریت شیت و کالک شیت‌ها به صورت بین لایه‌ای با مگنتیت دیده می‌شود و بیشترین فراوانی آن در برخی از نمونه‌ها به ۳۰ درصد نیز می‌رسد. در مواردی، سرپانتین نیز به همراه تالک در حد فاصل بین لایه‌های مگنتیتی مشاهده می‌شود (شکل ۳- k). تشکیل لایه‌های متناوب تالک، کلسیت، کلریت و مگنتیت گویای کانی‌زایی همزاد از سنگ‌های غیردگرگونی پیشین (پروتولیت‌های) دولومیت سیلیسی و اکسیدهای آهن می‌باشد (Boulvais et al., 2006, Faure, 1991).

- سرپانتین: در تعداد کمی از نمونه‌ها سرپانتین به همراه تالک در حدفاصل لایه‌های مگنتیتی وجود دارد. رازموسن و همکاران (Rasmussen et al., 2021) نیز این کانی را از کانی‌های شاخص رخساره‌های آهن نواری دانسته‌اند. با توجه به این که سازند آهن نواری از دگرسانی گرمایی بازالت‌های کف اقیانوس حاصل می‌شود، گرینالیت و سرپانتین در محیط‌های غیردگرگونی نیز می‌تواند حاصل این فرایند به‌شمار رود (Jacobsen and Pimentel-Klose, 1988; Isley, 1995; Isley and Abbott, 1999). در محیط دگرگونی سرپانتین می‌تواند از واکنش دولومیت‌های سیلیسی و یا کربنات‌ها به وجود آید (شکل ۳- l) (Deer et al., 2013). نبود توده گرانتیویدی، هاله اسکارن، کانی‌های شاخص اسکارن (ولاستونیت و گارنت) و حضور تورق ناحیه‌ای سرپانتین و تالک با مگنتیت نشان می‌دهد که این کانی‌ها در اثر دگرگونی ناحیه‌ای در شرایط دمایی و فشاری رخساره شیت سبز به وجود آمده‌اند.

- کلسیت: فراوان‌ترین کانی کربناتی است که در تمام سنگ‌های همبر به صورت ریز دانه (<1mm) تا درشت‌دانه (<3mm) همراه با رخ (کلیواژ) و ماکل مشخص مشاهده می‌شود. فراوانی این کانی در برخی از نمونه‌های مورد مطالعه از ۵ درصد تا ۳۵ درصد متغیر است. کلسیت به صورت دو نسل ریز تا درشت‌بلور و همزمان با شیت‌زیت (نسل اول) و به صورت رگه‌ای و رگچه‌ای (نسل دوم) شکستگی‌ها و فضای بین مگنتیت‌ها را پر کرده است. کلسیت در بیوتیت شیت‌ها با کوارتز، سریسیت، بیوتیت و تورمالین همزاد است.

تشکیل شده یا تبلور مجدد یافته‌اند. همچنین، نسل سوم، بلورهای درشت پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتیک و همزاد با اکتینولیت‌ها است. درصد فراوانی پلاژیوکلازها در نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر از فلدسپارهای قلیایی و کمتر از کوارتز می‌باشد. **- کلریت:** این کانی با فراوانی ۱۰ تا ۵۰ درصد بیشتر در کلریت شیت‌ها، اکتینولیت شیت‌ها و بیوتیت شیت‌ها و به مقدار کمتر در کوارتز شیت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳- d). کلریت‌های ریز دانه و کشیده معمولاً همزاد با کوارتز و سریسیت بوده (نسل اول) و از دگرگونی کلریت‌های آهن- منیزیم‌دار موجود در سنگ‌های رسوبی پیشین مانند شیل به وجود می‌آیند (Deer et al., 2013). بلورهای خیلی درشت‌دانه (بیشتر از ۳ میلی‌متر) این کانی‌ها نیز در کلریت تالک شیت‌ها مشاهده می‌شوند (نسل دوم) (شکل ۳- d) و برخی از کلریت‌ها از دگرگونی پس‌رونده بیوتیت و اکتینولیت حاصل شده‌اند (نسل سوم).

- سریسیت: سریسیت در برخی از شیت‌ها محصول دگرسانی پورفیروکلست‌های پلاژیوکلاز است که جهت فرارگیری آن‌ها با جهت شیت‌زیت متفاوت بوده و نشان‌دهنده تشکیل سریسیت از دگرسانی پلاژیوکلازها پیش از دگرگونی می‌باشد (نسل اول). اما به‌طور چیره این کانی به صورت بسیار ریزبلور در برخی از کوارتز شیت‌ها مشاهده می‌شود که می‌تواند حاصل دگرگونی کانی‌های رسی (ایلیت) در شیل‌ها و یا ماسه‌سنگ‌های شیلی (نسل دوم) باشد.

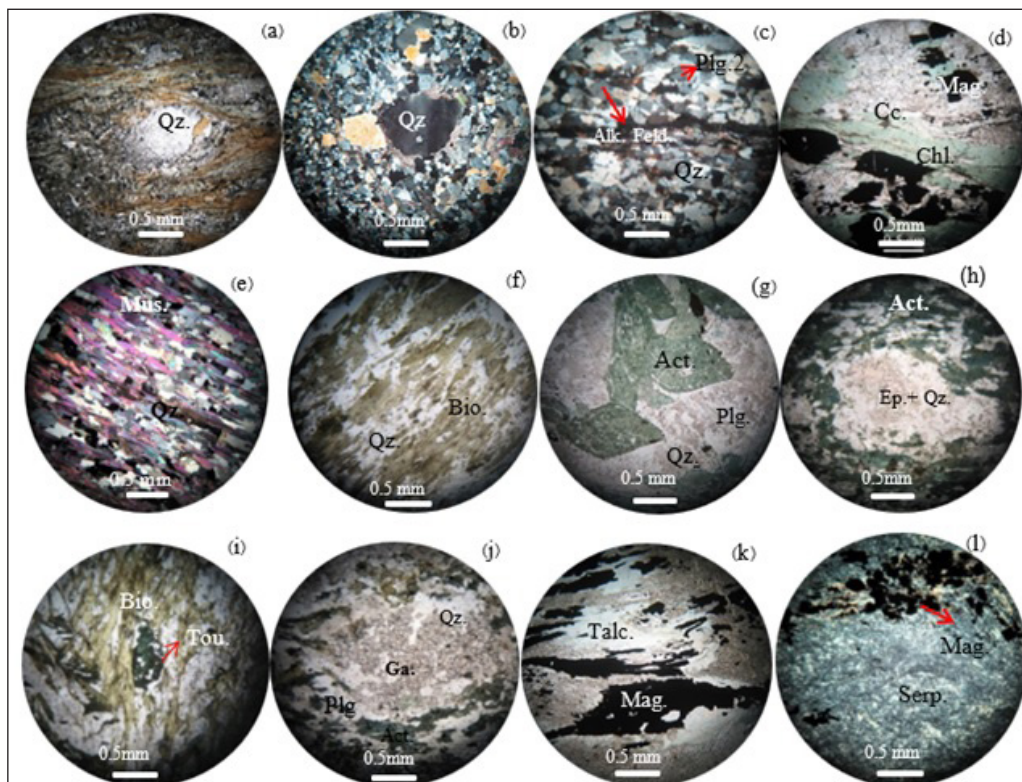
- مسکوویت: از کانی‌های اصلی چیره شیت‌های منطقه معدنی گل گهر است که در سنگ‌های کوارتز شیت‌ها و کمتر در بیوتیت شیت‌ها و کلریت شیت‌ها با بافت لپیدوبلاستیک همراه با کوارتز و فلدسپارها مشاهده می‌شود. این کانی به شکل بلورهای کشیده و نیمه شکل دار و به قطر کمتر از یک میلی‌متر دیده می‌شود. در مواردی در نمونه‌های کوارتز شیت‌های بلورهای درشت‌تر مسکوویت نیز مشاهده می‌شود که فراوانی آن‌ها بین ۵ تا ۲۰ درصد متغیر است (شکل ۳- e).

- بیوتیت: این کانی به‌طور چیره در بیوتیت شیت، کوارتز شیت و اکتینولیت شیت‌ها به صورت ریز بلور تا درشت بلور (بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر) و به شکل کاملاً کشیده تا نیمه کشیده (۵ درصد تا ۳۰ درصد) و به رنگ‌های سبز و قهوه‌ای دیده می‌شود (شکل ۳- f). بیشتر بیوتیت‌ها سبز رنگ با چند رنگی قوی است که در مواردی به کلریت تبدیل شده است. بر اساس مطالعات ساکایی (Sakai, 1981) بیوتیت‌هایی که در شیت‌ها همزاد با مگنتیت + اکتینولیت + کلریت + اپیدوت هستند به رنگ سبز در می‌آیند که بیانگر مقادیر زیاد آهن سه ظرفیتی در ساختار بیوتیت می‌باشند. به نظر می‌رسد شیت‌های سبز رنگ توسط زمین‌شناسان معدن تحت عنوان کلریت شیت نام‌گذاری شده‌اند در حالی که از نوع بیوتیت (سبز رنگ) شیت می‌باشند (شکل ۳- f).

- اکتینولیت: کانی اصلی اکتینولیت شیت‌ها است فراوانی آن در برخی از نمونه‌ها به ۸۵-۹۰ درصد می‌رسد، انواع درشت‌بلور (بیش از ۵ میلی‌متر) (نسل اول) کشیدگی بیشتری را نشان می‌دهند (شکل ۳- g). انواع متوسط دانه (نسل دوم) و همراه با اپیدوت می‌تواند گویای حضور سنگ‌های آذرین پیش از دگرگونی (پروتولیت) بازیک و اولترابازیک باشند. لازم به یادآوری است که اکتینولیت در دگرگونی ناحیه‌ای سنگ‌های کربناتی و دگرگونی درجه پایین سنگ‌های اولترابازیک به صورت ترمولیت تالک شیت و ترمولیت- تالک- آنتی گوریت (سرپانتین) شیت تشکیل می‌شود و همزادی اکتینولیت با اپیدوت و کلریت شاخص مهمی برای رخساره شیت سبز می‌باشد (Deer et al., 2013). بر اساس مطالعات اورس و مورس (Ewers and Morris, 1981) و سیفرید و بیشاف (Seyfried and Bischoff, 1977) اکتینولیت در محیط‌های دگرگونی می‌تواند از واکنش کلریت با کربنات‌ها، کوارتز و یا از دگرگونی دولومیت‌های سیلیسی حاصل شود.

۳-۵- کانی‌های فرعی در سنگ‌های همبر کانسار گهر زمین

- اپیدوت: با فراوانی ۵-۳۵ درصد در بیشتر شیت‌ها به صورت ریز تا متوسط دانه و



شکل ۳- (a) پورفیروکلاست کوارتزی خرد شده پیش از شیستوزیته (نسل اول) (نیکل موازی) (b) کوارتزهای پلی کریستالین با خاموشی موجی (نسل دوم) (نیکل عمود) (c) پلاژیوکلازهای همزاد با کوارتز در کوارتز شیست (نسل دوم) (نیکل عمود)، (d) کلریت‌های درشت بلور درون کالک شیست‌ها با نوارهای مگنتیت (نسل دوم) (نیکل موازی)، (e) مسکوویت‌های شکل دار در مسکوویت شیست (نیکل عمود)، (f) بیوتیت‌های سبز در بیوتیت شیست (نیکل موازی)، (g) اکتینولیت‌های شکل دار درشت‌بلور در اکتینولیت شیست (نسل اول) (نیکل موازی)، (h) عدسی‌های اپیدوت و کوارتز (نسل اول) (نیکل موازی)، (i) بلورهای نیمه شکل‌دار تورمالین (نسل دوم) در بیوتیت کوارتز شیست (نیکل موازی)، (j) گارنت درشت‌بلور پیش از زمین ساخت و خرد شده در اکتینولیت شیست (نیکل موازی)، (k) ریز بلورهای تالک در کلریت تالک شیست (نیکل موازی)، (l) سرپانتین به صورت میان لایه با مگنتیت (نیکل عمود) (Act.: اکتینولیت، Alk. Feld.: فلدسپات‌های آلکان، Bio.: بیوتیت، Chl.: کلریت، Ep.: اپیدوت، Ga.: گارنت، Mag.: مگنتیت، Plg.: پلاژیوکلاز، Qz.: کوارتز، Serp.: سرپانتین، Talc.: تالک، Tou.: تورمالین).

Figure 3- a) Cataclastic quartz porphyroclasts pre- schistosity (1th generation) (ppl) b) polycrystalline quartz with undulatory extinction (2th generation) (xpl) c) syngenetic plagioclase and quartz in quartz-schist (2th generation) (xpl), d) coarse-grained chlorites in calcareous schists with magnetite (2th generation) (ppl), e) euhedral muscovite in mica-schist (xpl), f) green biotite in mica schist (ppl), g) euhedral coarse grained actinolite in actinolite-schist (1th generation) (ppl), h) lens shape of epidote and quartz (1th generation) (ppl), i) subhedral crystals of tourmaline (2th generation) in biotite quartz-schist (ppl), j) pre-tectonic coarse-grained garnet in actinolite schist, (ppl), (k) microcrystals of talc in chlorite talc-schist (ppl), l) interlayered serpentine with magnetite (xpl) in serpentine talc-schist. (Act.: actinolite, Alk.F.: alkali feldspar, Bio.: biotit, Chl.: chlorite, Ep.: epidote, Ga.: garnet, Mag.: magnetite, Plg.: plagioclase, Qz.: quartz, Serp.: serpentine, Mus.: muscovite, Tou.: tourmaline).

بیوتیت شیست، کلریت شیست)، اکتینولیت شیست، تالک شیست و کالک شیست تقسیم‌بندی می‌شوند.

– **کوارتز شیست:** این گروه فراوان‌ترین سنگ‌های میزبان کانسار گهر زمین را تشکیل می‌دهند و با رنگ روشن و مقاومت بیشتر در پله‌های معدن شناسایی می‌شوند. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که بافت این سنگ‌ها بیشتر گرانولیدوبلاستیک و کانی‌های آن‌ها شامل کوارتز (۴۰ تا ۷۵ درصد)، فلدسپار (۵ تا ۱۰ درصد) و مسکوویت (۱۰ تا ۴۵ درصد) و در مواردی سرپانتین است (شکل ۴-ا).

۳-۶- سنگ‌نگاری سنگ‌های میزبان

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، بافت چیره در سنگ‌های شیستی منطقه از نوع گرانولیتوبلاستیک و گرانولیدوبلاستیک بوده و کانی‌های اصلی موجود در سنگ‌های شیستی شامل کوارتز، فلدسپار، مسکوویت، کلریت، بیوتیت، اکتینولیت و کانی‌های فرعی شامل اپیدوت، تورمالین، اسفن، کلسیت، تالک، سرپانتین و گارنت، پیریت و مگنتیت می‌باشد (شکل ۴). بر اساس فراوانی کانی‌های اصلی، سنگ‌های همبر منطقه به چند گروه کوارتز شیست، میکاشیست‌ها (مسکوویت شیست،

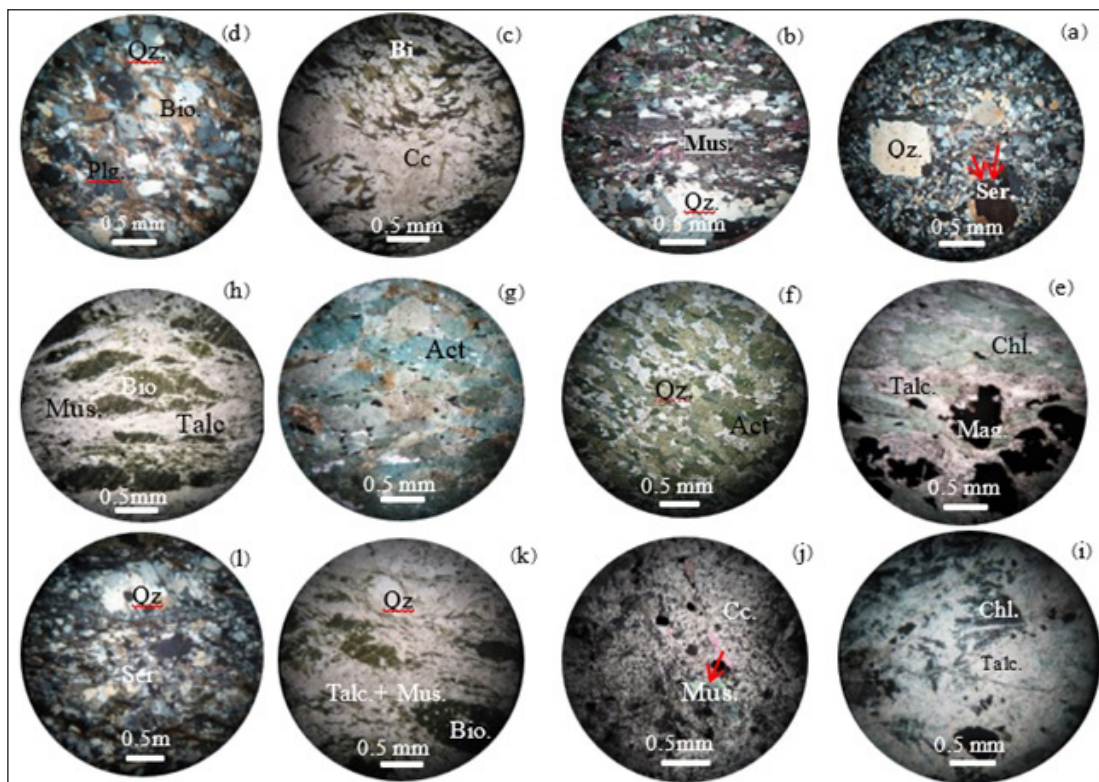
شیت‌ها به عنوان کلریت بیوتیت شیت معرفی شده است.
– کلریت شیت: این سنگ‌ها بیشتر دارای بافت لیدوبلاستیک بوده و شامل کوارتز (۲۰-۳۵ درصد)، فلدسپار (۵ تا ۱۰ درصد)، کلریت (۱۵ تا ۶۰ درصد) هستند. کلریت‌ها در انواعی از سنگ‌ها بسیار درشت‌بلور (بیش از ۳ میلی‌متر) بوده و هم‌زاد با تالک می‌باشند. در حالی که برخی از آن‌ها در اثر دگرگونی پس‌رونده از دگرسانی بیوتیت نیز حاصل شده‌اند (شکل ۴- e).

– اکتینولیت شیت: این سنگ‌ها به‌طور چیره بافت نماتوبلاستیک نشان می‌دهند (شکل ۴- f) و در مواردی بیش از ۹۵ درصد از اکتینولیت تشکیل شده‌اند (شکل ۴- g) و در برخی از نمونه‌ها دارای ۵ تا ۲۰ درصد کوارتز، ۳۰ تا ۳۵ درصد فلدسپار، ۳۰ تا ۶۵ درصد اکتینولیت، ۵ تا ۳۵ درصد کلریت و ۱۰ تا ۲۰ درصد بیوتیت می‌باشند. حضور اپیدوت (۵ تا ۲۰ درصد)، تورمالین (کمتر از ۱۰ درصد) و اسفن (۵ درصد) در برخی نمونه‌ها شایان توجه است. در بسیاری از موارد اکتینولیت شیت‌ها به سبب فراوانی کلسیت همراه با آن‌ها، توسط زمین‌شناسان معدن تحت عنوان اسکارن نام‌گذاری شده‌اند. نبود پلاژیوکلاز و کوارتز و فراوانی ۹۵ درصدی اکتینولیت در برخی از نمونه‌ها بیانگر حضور سنگ‌های اولترابازیک در منطقه پیش از دگرگونی می‌باشد که در طی دگرگونی به اکتینولیت شیت تبدیل شده‌اند. در برخی از انواع اکتینولیت شیت‌ها اپیدوت هم‌زمان با اکتینولیت تشکیل شده و گویای رخساره شیت سبز می‌باشد.

همچنین، در برخی از کوارتز شیت‌ها، کلریت و بیوتیت قهوه‌ای و بیوتیت سبز، کلسیت، تورمالین، اپیدوت و کانی‌های کدر (اپاک پیریت، مگنتیت و هماتیت) به شکل کانی‌های فرعی نیز مشاهده می‌شود که بر اساس درصد فراوانی کانی به عنوان مسکوویت کوارتز شیت، بیوتیت کوارتز شیت، کلریت کوارتز شیت و سرسیت کوارتز شیت نام‌گذاری شده‌اند (شکل ۴- a).

– مسکوویت- سرسیت شیت: این سنگ‌ها دارای بافت لیدوبلاستیک و شامل کوارتز (۲۰-۳۵ درصد)، فلدسپار (۵ تا ۱۰ درصد)، مسکوویت (۳۵ تا ۴۰ درصد) هستند. در مواردی مقدار بیوتیت، کلریت و اپیدوت در این سنگ‌ها به ۱۵ تا ۲۰ درصد نیز وجود دارد. در برخی از نمونه‌ها مسکوویت‌ها شکل‌دار و درشت‌بلور بوده و بیش از ۴۰ درصد از سنگ را تشکیل می‌دهند. فراوانی مسکوویت شیت‌ها زیاد نبوده و به دلیل فراوانی کوارتز در بیشتر آن‌ها تحت عنوان مسکوویت کوارتز شیت شناسایی می‌شوند (شکل ۴- b).

– بیوتیت شیت: این سنگ‌ها دارای بافت لیدوبلاستیک تا گرانولیدوبلاستیک بوده و شامل کوارتز (۲۰-۳۵ درصد)، فلدسپار (۵ تا ۱۰ درصد)، بیوتیت سبز و یا قهوه‌ای (۱۵ تا ۴۰ درصد) می‌باشند. بیوتیت‌ها در اندازه‌های ریز تا درشت‌دانه (بیش از ۳ میلی‌متر) مشاهده می‌شوند. بیوتیت سبز از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌باشد، گرچه در مواردی بیوتیت قهوه‌ای (شکل ۴- c و d) در اثر دگرگونی پس‌رونده به کلریت تبدیل شده است. به همین دلیل برخی نمونه‌های برداشته شده از بیوتیت



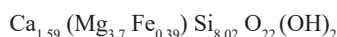
شکل ۴- a) سرسیت کوارتز شیت (نیکل عمود) b) مسکوویت کوارتز شیت (نیکل عمود)، c) بیوتیت (سبز) شیت با بافت لیدوبلاستیک (نیکل موازی)، d) بیوتیت (قهوه‌ای) شیت (نیکل عمود)، e) کلریت شیت همراه با قطعات مگنتیتی (نیکل موازی)، f) اکتینولیت شیت (نیکل موازی)، g) اکتینولیت شیت با بیش از ۹۰ درصد اکتینولیت (نیکل موازی)، h) بیوتیت تالک شیت (نیکل موازی)، i) کلریت تالک شیت (نیکل موازی)، j) کالک شیت (نیکل عمود) k) میلونیتی شدن بیوتیت تالک شیت (نیکل موازی)، l) کوارتز شیت میلونیتی شده (نیکل عمود).

Figure 4- a) sericite quartz schist (xpl), b) muscovite quartz schist (xpl), c) biotite (green) schist with lepidoblastic texture (ppl), d) biotite (brown) schist (xpl), e) chlorite schist with granular magnetite (ppl), f) actinolite schist (ppl), g) actinolite schist with more than 90% actinolite (ppl), h) biotite talc schist (PPL), i) chlorite talc schist (ppl), j) calc schist (xpl), k) biotite talc schist with mylonitic texture (ppl), l) quartz schist with mylonitic texture (xpl).

فرایندهای دگرگونی پویا (دینامیکی) بافت کاتاکلاستیکی و میلوئیتی را نشان دهند. این ویژگی در بسیاری از کوارتزشیست‌ها مشاهده می‌شود، به گونه‌ای که به تشکیل چشم‌های کوارتزی و کلسیتی انجامیده و برخی زمین‌شناسان را بر آن داشته تا آن‌ها را چشم‌های گنیسی دانسته و این سنگ‌ها را گنیس نام‌گذاری کنند. میلوئیتی شدن در بسیاری از کوارتزشیست‌ها (شکل‌های ۴-k و l)، بیوتیت شیست‌ها و تالک شیست‌ها مشاهده می‌شود. توالی کانی‌شناسی شیست‌های منطقه در مراحل مختلف تشکیل در جدول ۱ آورده شده است.

۳-۷- شیمی کانی‌ها

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نقطه‌ای انجام شده با استفاده از روش مایکروپروپ بر روی آمفیبول‌های منطقه نیز نشان داد که درصد سازنده اکتینولیت (عضو آهن‌دار) بین ۸۰/۶۹ تا ۹۹/۹۸ درصد متغیر است در حالی که مقدار سازنده ترمولیت (عضو منیزیم‌دار) بین ۰/۰۲ تا ۱۹/۳۱ درصد می‌باشد، از این رو، آمفیبول مورد بررسی از نوع اکتینولیت می‌باشد (جدول ۲). بر اساس داده‌های جدول ۲، فرمول کاتیونی آمفیبول‌ها در کانسار گهر زمین به شرح زیر است:



— **سریانتین-تالک شیست:** این سنگ با بافت لپیدوبلاستیک دارای کوارتز کمتری نسبت به انواع شیست‌های دیگر می‌باشند. کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل سریانتین (۲۰ درصد) و تالک (۳۰ درصد)، کوارتز (کمتر از ۲۰ درصد)، کلریت (۲۰ درصد)، بیوتیت (۲۰ درصد)، کلسیت (۱۵ درصد) و کانی‌های کدر (مگنتیت و پیریت) (۵ درصد) می‌باشد (شکل‌های ۴-h و i). بر همین اساس، تالک شیست‌ها به انواع کلریت تالک شیست، بیوتیت تالک شیست و کالک تالک شیست نام‌گذاری گردیده‌اند.

— **کالک شیست:** کالک شیست‌ها فراوانی کمتری نسبت به سایر شیست‌ها دارند و به‌طور چیره دارای بافت گرانولیدوبلاستیک تا لپیدوبلاستیک می‌باشند. کلسیت فراوان‌ترین کانی تشکیل دهنده این سنگ‌ها است (بیش از ۶۰ درصد)، در حالی که سریسیت، کلریت و بیوتیت نیز در انواعی از آن‌ها مشاهده می‌شود. همراهی بیوتیت با فراوانی ۲۰ تا ۴۰ درصد، کلریت با فراوانی ۱۵ تا ۳۰ درصد و سریسیت (۵ درصد) به ترتیب سبب تشکیل انواع کلریت کالک شیست، بیوتیت کالک شیست و سریسیت کالک شیست در نمونه‌ها شده است (شکل ۴-j).

— **میلوئیت:** فعالیت‌های زمین‌ساختی و گسل‌خوردگی شدید در منطقه گل‌گهر سبب شده تا بخشی از سنگ‌ها که تحت تاثیر شیستوزیته قرار گیرند، سپس دوباره در اثر

جدول ۱- توالی کانی‌شناسی شیست‌ها در مراحل مختلف تشکیل از دیاژنز تا دگرگونی در معدن سنگ آهن گهر زمین.

Table 1. The possible paragenetic sequences of minerals in host rock in Gohar-Zamin iron deposit.

Mineral	oxidation	alteration	Metamorphic rock					Diagenesis (+Clast)
			Actinolite schist	Biotite schist	Muscovite schist	Chlorite schist	Quartz schist	
Magnetite			----	----	----	----	----	
Hematite	----	----	----	----	----	----	----	
Goethite	----		----	----	----	----	----	
Maknavite								----
Pyrite			----	----	----	----	----	----
Chalcopyrite								----
Quartz			----	----	----	----	----	----
Feldspar		----	----	----	----	----	----	----
Chlorite		----	----	----	----	----	----	
Sericite		----						
Muscovite			----	----	----			
Biotite			----	----	----	----		
Actinolite			----	----	----	----		
Epidote		----	----				----	----
Garnet						----	----	----
Tourmaline			----	----	----	----	----	
Sphene		----						
Talc			----	----	----	----	----	
Serpentine						----	----	
Calcite		----	----	----	----	----	----	----

جدول ۲- ترکیب شیمیایی (درصد وزنی) و درصد مولی آمفیبول (اکتینولیت) و تالک در شیست‌ها با استفاده از روش EDXS-SEM

Table 2. Chemical composition (wt.%) and amphibole (actinolite) molar percentage and talc in schists by EDXS-SEM method.

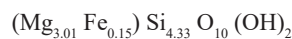
Amphibole							amount (2 mole OH+ 10 mole O)						Mole (%)	
Spectrum	Si	Al	Fe	Ca	Mg	O	Total	Si	Al	Fe	Ca	Mg	Actinolite	Tremolite
Sp.1	24.15	---	3.56	5.13	10.46	56.71	100	8.12	0.00	0.30	1.21	4.10	93.14	6.86
Sp.2	30.16	1.18	10.35	11.26	9.36	37.70	100	7.90	0.16	0.68	2.07	2.86	80.69	19.31
Sp.3	22.77	---	3.59	5.16	10.37	58.12	100	8.00	0.00	0.32	1.27	4.25	93.03	6.97
Sp.4	28.08	---	0.01	8.18	10.21	53.53	100	8.37	0.00	0.00	1.71	3.55	99.98	0.02
Sp.5	29.24	---	8.58	9.64	10.78	41.76	100	7.93	0.00	0.59	1.84	3.41	85.31	14.69
Sp.6	23.19	1.29	4.97	6.15	10.24	54.16	100	7.78	0.22	0.42	1.45	4.01	90.50	9.50
average	26.27	1.24	5.18	7.59	10.24	49.93	100	8.02	0.06	0.39	1.59	3.70	90.44	9.56
Talc							amount (2 mole OH+ 22 mole O)						Mole (%)	
Spectrum	Si	Al	Fe	Ca	Mg	O	Total	Si	Al	Fe	Ca	Mg	Talc	minnesotaite
Sp.1	26.21	---	3.99	---	16.9	52.91	2.62	4.27	0.00	0.16	0.00	3.21	95.14	4.86
Sp.2	28.22	---	1.24	---	17.24	53.31	2.74	4.40	0.00	0.05	0.00	3.13	98.47	1.53
Sp.3	27.26	---	0.01	---	17.33	55.41	2.66	4.38	0.00	0.00	0.00	3.25	99.99	0.01
Sp.4	20.32	---	22.24	---	12.15	45.28	2.25	3.86	0.00	1.07	0.00	2.69	71.63	28.37
Sp.5	26.15	---	0.01	---	16.82	57.03	2.56	4.36	0.00	0.00	0.00	3.27	99.99	0.01
Sp.6	26.33	---	2.67	---	17.95	53.05	2.65	4.23	0.00	0.11	0.00	3.37	96.88	3.12
Sp.7	24.7	---	2.24	---	15.49	57.57	2.43	4.34	0.00	0.10	0.00	3.17	96.97	3.03
Sp.8	28.64	---	4.08	5.02	13.71	48.54	2.78	4.39	0.00	0.16	0.54	2.45	93.95	6.05
Sp.9	23.9	---	4.87	0.99	13.44	56.79	2.35	4.34	0.00	0.22	0.13	2.85	92.73	7.27
Sp.10	28.71	---	1.68	---	17.4	52.21	2.78	4.40	0.00	0.06	0.00	3.11	97.95	2.05
Sp.11	26.2	---	9.01	---	10.38	49.53	2.41	4.63	0.00	0.40	0.00	2.14	84.19	15.81
Sp.12	27.37	---	3.66	1.62	14.6	52.74	2.64	4.42	0.00	0.15	0.18	2.75	94.85	5.15
Sp.13	30.75	---	1.86	1.08	16.94	48.23	2.94	4.46	0.00	0.07	0.11	2.87	97.68	2.32
Sp.14	29.78	---	0.01	0.7	16.78	52.75	2.83	4.49	0.00	0.00	0.07	2.95	99.99	0.01
Sp.15	27.99	---	0.01	---	16.43	55.58	2.67	4.47	0.00	0.00	0.00	3.06	99.99	0.01
Sp.16	24.13	---	0.01	1.4	16.65	57.81	2.44	4.22	0.00	0.00	0.17	3.39	99.99	0.01
Sp.17	21.26	---	1.57	4.45	16.34	56.38	2.32	3.91	0.00	0.07	0.57	3.50	97.96	2.04
average	26.35	---	3.48	2.18	15.68	53.24	2.59	4.33	0.00	0.15	0.10	3.01	95.20	4.80

بالاترین مقادیر SiO_2 مربوط به کوارتزشیست (۵۹/۶۶ تا ۷۵/۷۴ درصد وزنی) و میکاشیست (۳۰/۶۰-۵۸/۲۸ درصد وزنی) است. مقادیر Fe_2O_3 در کوارتزشیست از ۳/۴۶ تا ۶/۶۱ درصد وزنی متغیر است و در میکاشیست از ۰/۸۵ تا ۱۵/۶۸ درصد وزنی گزارش شده است. بیشترین مقادیر Al_2O_3 به میکاشیست (۲۰/۸۲ درصد وزنی)، کوارتزشیست (۲۰/۳۸ درصد وزنی) و متابازیت (۱۸/۰۵ درصد وزنی) تعلق دارد. بالاترین مقادیر FeO و Fe_2O_3 (۱۶/۸۹ تا ۲۰/۹۳ درصد وزنی) مربوط به متابازیت‌ها می‌باشد. مقادیر بالای MgO در تالک سرپانتین شیست (۲۹/۹۶ درصد وزنی)، متاولترابازیت (۲۲/۵۵ درصد وزنی)، متابازیت (۲۴/۲۸ درصد وزنی) و میکاشیست (۳۲/۸۳ درصد وزنی) وجود دارد. سایر اکسیدهای عمده تغییرات معنی‌داری در سنگ‌های میزبان نشان نمی‌دهند.

۳-۸-۲- ژئوشیمی عناصر فرعی و کمیاب

بررسی جدول ۴، نشان می‌دهد که بسیاری از عناصر فرعی و کمیاب سنگ‌های همبر منطقه با شیست‌های همبر انواع کانسار آهن نواری دنیا و مقدار متوسط پسته قاره‌ای بالایی (UCC) مطابقت دارد (Wang et al., 2015; Tamehe et al., 2018; Lan et al., 2019; Gatsé Ebotéhouana et al., 2021). برخی از عناصر مانند Nb و W, Th, Pb, Cr, Cs

از سوی دیگر، به دلیل کمبود یا نبود آلومینیم در ترکیب شیمیایی این کانی و بررسی‌های سنگ‌نگاری مینی بر فقدان هورنبلند، می‌توان نبود رخساره آمفیبولیتی را تایید نمود. همچنین، بر اساس داده‌های جدول ۲، فرمول کاتیونی تالک در منطقه به شرح زیر است:



که به ترتیب قطب منیزیم‌دار و آهن‌دار در تالک‌ها را نشان می‌دهد و بیان می‌کند که تالک‌های منطقه از نوع منیزیم‌دار بوده و حاصل دگرسانی سیلیکات‌های منیزیم‌دار از جمله الیون و آمفیبول‌ها و سنگ‌های مافیکی و الترامافیکی می‌باشد (Best, 2003). تالک می‌تواند از دگرگونی رسوبات دولومیتی سیلیس‌دار در طی دگرگونی ناحیه‌ای و یا محلول‌های گرمابی به وجود آید.

۳-۸-۱- ژئوشیمی سنگ‌های میزبان شیستی

۳-۸-۱-۱- ژئوشیمی اکسیدهای عناصر اصلی

بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی جدول ۳، ترکیب عناصر اصلی در سنگ‌های میزبان کانسنگ گهر زمین (متابازیت، اکتینولیت شیست، متاولترابازیت، میکا شیست، کوارتزشیست و سرپانتین تالک شیست) به شرح ذیل است:

صورت ریز و خرد شده تا درشت بلور در سنگ‌های همبر مشاهده شد. مقادیر مس (۱۷/۰۹ - ۱۰۵/۲ گرم بر تن) در برخی از سنگ‌های شیستی حتی تا ۵ برابر نسبت به مقدار متوسط پوسته قاره‌ای بالایی غنی‌شدگی نشان می‌دهد که می‌تواند به سبب حضور کالکوپیریت در این سنگ‌ها باشد (جدول ۴). کبالت نیز در شیست‌های منطقه نسبت به متوسط آن در شیست‌های مشابه افزایش نشان می‌دهد که البته کمتر از مقدار متوسط پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) است. بیشترین مقدار قلع متعلق به میکا شیست‌ها (۱۱/۷۷ گرم بر تن) و کمترین آن متعلق به متاوتلر بازیت‌ها و متابازیت‌ها (۴/۳ گرم بر تن) می‌باشد که البته این مقادیر بین ۲ تا ۵ برابر نسبت به متوسط پوسته قاره‌ای بالایی غنی‌شدگی نشان می‌دهد (جدول ۴). زیرکن و توریم نیز در شیست‌های منطقه به ترتیب با ۲۰۰ و ۱۱/۶۷ گرم بر تن نسبت به سنگ همبر بعضی از کانسارهای آهن نواری دنیا از جمله زینکای چین (Lan et al., 2019) غنی‌شدگی نشان می‌دهد و اندکی از مقدار متوسط پوسته قاره‌ای بالایی بیشتر است (جدول ۴).

تغییرات چندانی در سنگ‌های همبر کانسار نشان نمی‌دهند. اما مقدار برخی از عناصر از جمله وانادیم تا بیش از سه برابر در میکا شیست‌ها (۳۵۵/۲ گرم بر تن)، نیکل در میکا شیست‌ها (۵۸/۲۴ گرم بر تن) به صورت جزئی و همچنین Dy و Tm در میکا شیست‌ها تا دو برابر، نسبت به مقدار متوسط پوسته قاره‌ای بالایی افزایش نشان می‌دهد. در حالی که Zr (۲۰۰ گرم بر تن) و Hf (۸/۴ گرم بر تن) در کوارتز شیست‌ها اندکی نسبت به متوسط پوسته قاره‌ای بالایی افزایش نشان می‌دهند (جدول ۴). کبالت دو تا سه برابر (۳۲/۱۱ تا ۷۱/۳۹ گرم بر تن) به جز در کوارتز شیست‌ها نسبت به کانسار آهن نواری زینکای چین (Lan et al., 2019) غنی‌شدگی نشان می‌دهد، اما از مقدار متوسط پوسته قاره‌ای بالایی کمتر است (جدول ۴).

متوسط عنصر بور (B) از ۷/۵ گرم بر تن در کوارتز شیست‌ها تا ۱۵/۸۳ گرم بر تن در متابازیت‌ها متغیر است که تقریباً به متوسط بور پوسته قاره‌ای بالایی نزدیک می‌باشد (جدول ۴). وجود عنصر بور (B)، نشان‌دهنده حضور تورمالین در سنگ‌های شیستی منطقه می‌باشد که در مطالعات میکروسکوپی تورمالین به

جدول ۳- میانگین اکسیدهای عناصر اصلی (درصد وزنی) در سنگ‌های شیستی میزبان در کانسار آهن گهر زمین.

Table 3. Average values of major oxides (w%) in schistose host rocks at Gohar-Zamin iron deposit.

element	This study					Metabasite ¹	Pelitic schist ²	Meta pelitic ³	Biotite schist ⁴
	Metabasite (15)	Meta ultrabasite (2)	Mica schist (15)	Quartz schist (13)	Serpentine-Talc Schist (5)				
SiO ₂	44.38	33.64	45	68.05	32.49	48.6	55.07	48	65.2
TiO ₂	1.12	0.12	1	0.29	0.04	0.32	0.98	1.64	0.49
Al ₂ O ₃	12.84	5.27	14.32	14.16	1.17	9.16	21.5	13.4	12.88
Fe ₂ O ₃	11.1	6.89	8.66	3.46	9.28	4.65	2.72	23.5	9.7
FeO	11.52	15.54	9.86	3.63	17.82	6.48	6.04		
MnO	0.09	0.16	0.1	0.01	1.24	0.25	0.05	0.14	0.13
MgO	13.66	18.67	10.9	3.36	25.31	18.41	3	5.51	7.17
CaO	5.52	14.16	5.44	1.6	6.21	9.57	0.98	0.96	4.5
Na ₂ O	1.5	0.24	1.96	2.11	0.04	0.53	1.43	1.1	2.83
K ₂ O	2.13	1.93	3.9	4.44	0.14	0.2	3.01	0.25	2.1
P ₂ O ₅	0.3	0.66	0.29	0.13	0.25	0.3	0.11	0.37	0.16
S	0.55	2.72	0.58	0.14	1.53	--	--		
L.O.I	3.83	9.86	6.01	2.18	15.99	1.36	3.65		
Total	99.55	99.35	99.62	99.77	99.22	99.88	98.59		
*CIA	58	24	56	63	15				
*PIA	60	19	58	72	14				
*ICV	2.73	7.97	2.23	1.08	35.17				
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	11.45	45.83	14.26	49.09	30.68				

1- Muller & Saxena., 1977; Fatehi and Ahmadipour., 2018; Lan et al., 2019; Asghari et al., 2010. 2- Muller & Saxena, 1977. 3- wang et al., 2015. 4- Lan et al., 2019. 5- Rudnick and Gao, 2003. CIA, PIA, ICV (McLennan,1993; Nesbitt and Young, 1982; Fedo et al., 1995) * CIA=(Al₂O₃/Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O) ×100 *PIA=(Al₂O₃-K₂O)/(Al₂O₃+CaO+Na₂O-K₂O) ×100. *ICV=(Fe₂O₃+K₂O+Na₂O+CaO+MnO+TiO₂)/Al₂O₃

جدول ۴- عناصر فرعی، کیمیا و نادر خاکی (گرم بر تن) در سنگ‌های میزبان کانسار گهر زمین.

Table 4. Average and range of minor and trace elements (ppm) in host rocks, Gohar-Zamin iron mine.

Element	This study					Metabasite ¹	Pelitic schist ²	Meta pelitic ³	Biotite schist ⁴	UCC ⁵
	Metabasite	Meta ultrabasite	Mica schist	Quartz schist	Serpentine-Talc schist					
Au	0.0011	0.0083	0.0007	0.0004	0.0023	---	---	---	---	0.0015
Ag	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	---	---	---	---	0.053
As	1.78	3.96	1.76	0.86	4.18	---	---	---	---	4.8
B	15.83	7.5	9.38	7.50	8.50	---	---	---	---	17
Ba	105.75	5.8	143.35	64.08	11.1	---	---	70.8	358	624
Co	32.11	53.70	43.75	11.16	71.39	37.98	---	---	12.25	92.3
Cr	85.21	17.45	87.95	13.43	6.12	114.30	---	98.5	48.5	17.3
Cs	1.99	0.06	3.47	1.31	0.33	---	1.9	0.11	3.5	4.9
Cu	51.61	76.4	17.09	31.56	105.26	---	---	15.1	8.1	28
Ga	10.03	3.8	18	4.06	6.06	---	---	19.8	16.2	17.5
Hf	5.12	4	6.78	8.4	3	---	1.9	4.31	3.68	5.3
Nb	6.04	0.09	13.85	21.59	20.46	---	---	10.1	4	12
Ni	47.87	13	58.24	11.82	46.66	61.66	---	58.6	27.5	47
Pb	4.46	3.19	4.03	4.68	3.85	---	---	1.68	5.2	17
Rb	53.95	1.51	98.29	22.22	4.91	---	---	4.63	70.8	84
Sc	6.87	0.82	11.66	2.21	1.78	---	36.3	27.2	---	14
Sn	4.30	0.23	11.77	8.61	11.02	8.67	---	---	---	2.12
Ta	0.58	0.43	0.48	0.08	0.05	---	---	0.65	0.33	0.9
Th	9.02	2.05	8.54	11.67	6	---	---	3.83	4.44	10.5
V	109.68	12.4	355.2	35.52	121.94	---	184.5	224	67	97
Y	7.1	11.7	24.64	21.73	35.53	---	27.9	236	8.7	21
Zn	36.43	54.5	64.65	23.98	27.88	---	---	95.2	54	67
Zr	149.17	138	192.38	200	102.8	---	79.64	166	120	193
La	22.98	26.34	19.57	23.65	19.11	---	---	27.3	20.4	31
Ce	28.84	14.75	32.34	37.82	21.38	---	---	52.9	43	63
Pr	5.35	3.6	7.24	5.71	11.36	---	---	6.82	5	7.1
Nd	8.2	7.01	24.51	22	20.84	---	---	26.1	18	27
Sm	4.53	1.47	5.58	5.09	4.57	---	---	5.22	3.24	4.7
Eu	1.69	0.21	1.45	1.27	0.09	---	---	1.52	0.9	1
Gd	4.63	1.95	7.22	3.75	3.72	---	---	4.66	2.6	4
Tb	1.31	1.26	2.19	0.71	0.6	---	---	0.75	0.35	0.7
Dy	5.53	3.65	6.02	3.42	2.27	---	---	4.65	1.86	3.9
Ho	0.95	0.31	1.47	0.87	0.33	---	---	0.99	0.36	0.83
Er	2.94	1.88	3.76	1.8	1.36	---	---	2.79	0.92	2.3
Tm	0.55	0.72	0.63	0.36	0.48	---	---	0.42	0.13	0.3
Yb	3.39	1.78	3.2	1.89	1.43	---	---	2.75	0.8	2
Lu	0.45	0.13	0.62	0.34	0.43	---	---	0.42	0.12	0.31
ΣREE	120.71	134.17	150.92	143.24	129.50	---	---	---	---	---

1- Muller & Saxena., 1977; Fatehi and Ahmadipour., 2018; Lan et al., 2019; Asghari et al., 2010. 2- Muller & Saxena, 1977. 3- wang et al., 2015. 4- Lan et al., 2019. 5- Rudnick and Gao, 2003

شناساگرهای مناسبی جهت بررسی منشا و شرایط حاکم در هنگام تشکیل شکل گیری سنگ‌ها می‌باشند. بیشترین مقدار ΣREE در میکا شیسیت‌ها، ۲۱۵/۹۹ گرم بر تن و در کوارتز شیسیت‌ها ۱۵۶/۴۴ گرم بر تن می‌باشد (جدول ۴). همچنین جهت بررسی نحوه رفتار عناصر نادر خاکی نمونه‌های میکا شیسیتی، کوارتز شیسیتی و متابازیتی نسبت به

۳-۸-۳- ژئوشیمی عناصر خاکی نادر

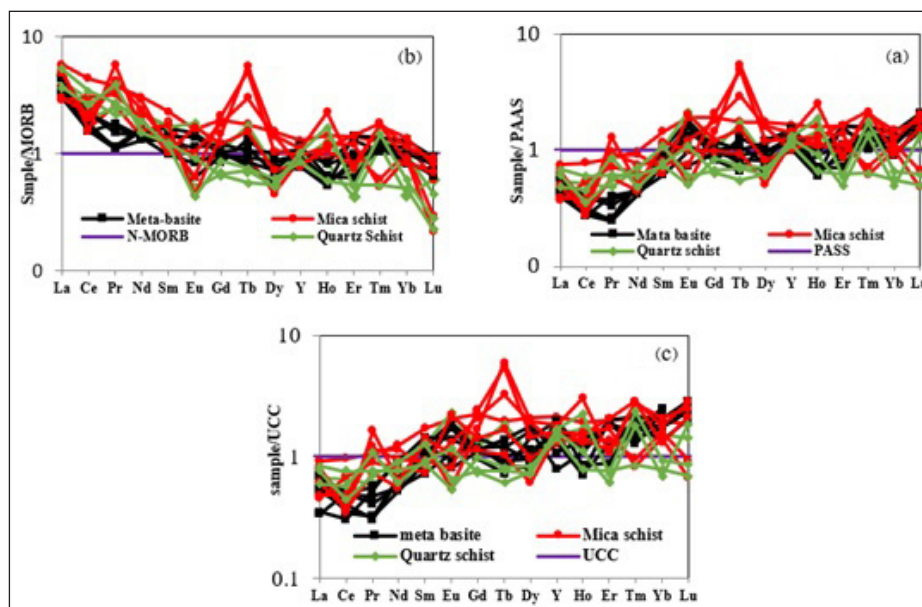
عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی در برابر تغییرات فیزیکی و شیمیایی از جمله هوازدگی، دگرسانی و دگرگونی نسبت به عناصر دیگر مقاومت بیشتری دارند (Bau, 1991; McLennan, 1993; Kato et al., 2015).

بابکی و آفتابی (۱۳۸۵)، منشا متابازیت‌های منطقه گل گهر (معدن شماره ۱ و ۲) را از نوع بازالت‌های کف اقیانوس بیان نموده‌اند (Sabzehei et al., 1994؛ بابکی و آفتابی، ۱۳۸۵، یعقوبی، ۱۳۷۸). میکا شیست‌ها و کوارتزشیست‌های منطقه در نمودار بهنجار شده نسبت به متوسط پسته قاره‌ای بالایی (شکل ۵- c) بی‌هنجاری منفی از Ce و بی‌هنجاری مثبت از Ho، Tb، Pr و Tm نشان می‌دهند، در حالی که متابازیت‌ها دارای بی‌هنجاری منفی در Ce و Pr و تا حدودی بی‌هنجاری مثبت Yb و بقیه عناصر روند ثابتی را نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی Ce می‌تواند نشان دهنده شرایط اکسیدان در زمان تشکیل این سنگ‌ها باشد و افزایش اندک نسبت HREE نسبت به LREE و شیب تقریباً مثبت نمودار بهنجار شده نسبت به متوسط پسته قاره‌ای بالایی نشان‌دهنده حضور کانی‌هایی تخریبی حاوی عناصر نادر خاکی از جمله زیرکن، اسفن و آپاتیت ریز دانه می‌باشد که مطالعات میکروسکوپی و مقادیر بالای زیرکنیم (۳۴۰ گرم بر تن) و فسفر در نتایج تجزیه شیمیایی این موضوع را تایید می‌نماید.

مقادیر پسته قاره ای بالایی، شیل بعد از آرکن استرالیا (PAAS) و مقادیر پسته‌های بازالت میان اقیانوسی (MORB) بهنجار گردیده‌اند (شکل ۵). در نمودار بهنجار شده نسبت به شیل بعد از آرکن استرالیا (شکل ۵-a)، کاهیدگی ضعیف Ce و غنی‌شدگی Pr و Tb در کوارتزشیست‌ها و میکا شیست‌ها و کاهیدگی Ce و Pr در متابازیت‌ها دیده می‌شود و بقیه عناصر تغییرات چشمگیری نشان نمی‌دهند.

افزایش عناصر نادر خاکی سنگین مانند Tb، Ho و Tm در برخی از نمونه‌های میکاشیستی و کوارتزشیستی می‌تواند نشان دهنده منشأ رسوبی موناژیت و زیرکن در رسوبات تخریبی و یا تمرکز این عناصر در کانی‌های ورقه‌ای و آب‌دار (مسکوویت، کلریت و اکتینولیت) باشد.

در نمودار بهنجار شده نسبت به MORB (شکل ۵-b)، بی‌هنجاری مثبت La نشان‌دهنده حضور کانی‌های مافیک می‌باشد و از طرفی شیب کم منفی نمودار از La به سمت Lu نشان دهنده منشأ بازیک برای متابازیت‌های منطقه است (Barrett et al., 1988). پیش‌تر نیز، سبزه‌ای (Sabzehei et al., 1994)، یعقوبی (۱۳۷۸)،



شکل ۵- a) نمودار بهنجار شده عناصر خاکی نادر نسبت به شیل‌های پس از آرکن استرالیا، (b) نسبت به بازالت پسته‌های میان اقیانوسی (c) نسبت به پسته قاره‌ای بالایی در سنگ‌های همبر کانسار گهر زمین.

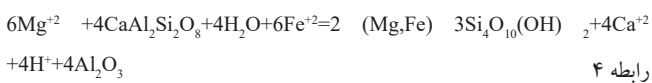
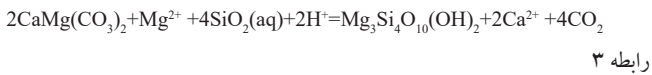
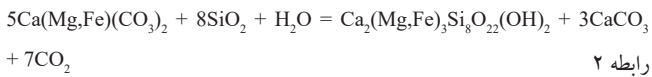
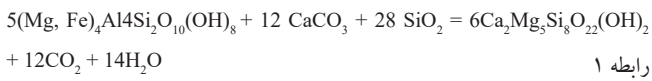
Figure 5. PAAS normalized REEs a) MORB normalized b) and UCC normalized c) in host rocks, Gohar-Zamin mine.

۴- بحث

بررسی چینه‌شناسی ناحیه گل گهر (شکل ۲) نشان می‌دهد که کانسار آهن گهر زمین، مجموعه‌ای از لایه‌های مگنتیت، اکتینولیت شیست (متابازیت)، میکا شیست، کوارتزشیست و فیلیت است که دایک‌های کوارتز دیوریتی و گرانودیوریت‌های آناتکسی در آن‌ها نفوذ کرده‌اند. نکته شایان توجه وجود توالی مگنتیت و شیست در ستبراهای مختلف از متر تا میلی‌متر است (Valeh et al., 1985; Sabzehei et al., 1994) و این توالی لایه‌بندی مشابه توالی‌های یخچالی دارد که در منطقه مورد مطالعه توسط قطعات آواری رها شده از ذوب یخ‌های موجود در آب دریا و یا حمل شده توسط نهشته‌های یخچالی مشخص می‌شوند (James, 2002; Franco et al., 2011; Williams et al., 2016; Nwaila, 2017; Tedesco et al., 2020). تناوب لایه‌های مگنتیتی چند سانتی‌متر و قطعات آواری (شکل ۲) در منطقه ممکن است نشان دهنده

تشکیل سازندهای آهن نواری در محیط یخچالی باشد. بر اساس مطالعات دیمتریویچ (Dimitrijevic, 1973)، فاتحی و احمدی‌پور (Fatehi and Ahmadipour, 2018) و آفتابی و همکاران (Aftabi et al., 2021) سنگ‌های رسوبی پیش از دگرگونی در منطقه معدنی گل گهر هیچ گونه آثار دگرگونی و تورق نشان نمی‌دهند، زیرا دگرگونی ناحیه‌ای پس از رسوب‌گذاری و دیاژنز رخ داده که در آن ساختارهای رسوبی اولیه حفظ می‌شوند (Bronner and Chauvel, 1979; Dimitrijevic, 1973; Fatehi and Ahmadipour, 2018; Aftabi et al., 2021). در مواردی ساختارهای میولیتی در برخی از شیست‌ها مشاهده می‌شود که ممکن است به دلیل دگرگونی دینامیکی باشد. توالی کانی‌شناسی سنگ‌های شیستی و متابازالت‌ها را می‌توان در سه گروه زیر تقسیم بندی نمود:

بر اساس پاراژنز کانی‌های موجود در منطقه (جدول ۱) و دمای مطرح شده حاکم بر محیط (Hassanzadeh et al., 2023) و حضور باقیمانده‌هایی از سنگ مادر در شیت‌ها، حد دگرگونی سنگ‌های این منطقه در حد رخساره شیت سبز تعیین می‌گردد.



بررسی نمودار $\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}) - \text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (شکل ۶- a) نشان می‌دهد که بیشترین نمونه‌های کوارتزشیستی در محدوده آرکوز و بیشترین نمونه میکا شیستی در محدوده شیلی واقع شده است. مقدار اکسید سیلیسیم در شیت‌های منطقه به ۶۸٪ هم می‌رسد (جدول ۳). میانگین آلومینیم در شیت‌های منطقه از جمله در میکا شیت‌ها ۱۴/۱۶ درصد می‌باشد که به علت حضور بیوتیت، مسکوویت، کلریت و فلدسپارها در آن‌ها است. بنابراین وجود این مقدار از اکسید سیلیسیم و آلومینیم در شیت‌های منطقه، می‌تواند به خوبی سنگ منشأ پلیتی (شیلی، شیل‌های آهن‌دار، آرکوز و گری‌وک) را نشان دهد. از سوی دیگر، بر اساس نمودار چهارتایی $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} + \text{MgO} - \text{CaO}$ (شکل ۶- b) (Bard, 1986)، نمونه‌های کوارتزشیستی (به دلیل فراوانی مسکوویت) و میکا شیت‌ها در محدوده سنگ‌های متاپلیتی و شیت‌های آلومینوسیلیکاتی قرار گرفته‌اند و گویای دگرگونی در حد فیلیت تا شیت می‌باشد. سنگ‌های متاپلیتی و سرپانتین تالک شیت‌ها نیز در قسمت مربوط به تالک شیت، سرپانتینیت و متابازیت‌ها قرار گرفته‌اند. نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ نشان می‌دهد که ذخایری که مقدار این نسبت در آن‌ها کمتر از ۱۴ باشد عموماً از سنگ‌های مافیک بوده است (Girty et al., 1996) (جدول ۳). بنابراین می‌توان منشأ متابازیت‌های مورد مطالعه را از نوع ترکیبات مافیکی در نظر گرفت. مقدار پایین تیتانیم در متابازیت‌ها احتمالاً به دلیل منشأ گرفتن ماگمای بازالتی ذوب شده از قسمت‌های کم‌زرفای گوشته می‌باشد (> ۵۰-۱۰۰ کیلومتر) (Piercey, 2011; Breitkopf, 1988). Aftabi et al., 2021) و از طرفی توالی لایه‌های متابازیتی با کانسنگ معدنی، میکا شیت‌ها و کوارتزشیست‌ها نشان‌دهنده برونزد دوره‌ای بازالت‌های زیر دریایی در محیط کافی در منطقه مورد بررسی می‌باشد. از سوی دیگر، در نمودار $\text{Rb} - \text{K}_2\text{O}$ (شکل ۶- c) بیشتر نمونه‌های کوارتزشیستی و میکا شیت‌ها در محدوده اسیدی تا حدواسط قرار گرفته که نشان‌دهنده دارا بودن ترکیباتی از جنس پسته قاره ای می‌باشند و همچنین آغشتگی به این رسوبات در نمونه‌های متابازیتی دیده می‌شود که سبب شده در برخی نمونه‌ها مقدار K/Rb افزایش پیدا کند (شکل ۶- c). یکی از روش‌های شناسایی سنگ‌های همبر کانسارهای آهن استفاده از نمودارهای دوتایی شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA = Chemical Index of Alteration) (Nesbitt et al., 1982) در برابر شاخص شیمیایی پارکر (Weathering Index of Parker = WIP) (Parker, 1970) است که بر اساس روابط زیر محاسبه می‌شوند (رابطه ۵ و ۶):

$$\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) * 100$$

رابطه ۵

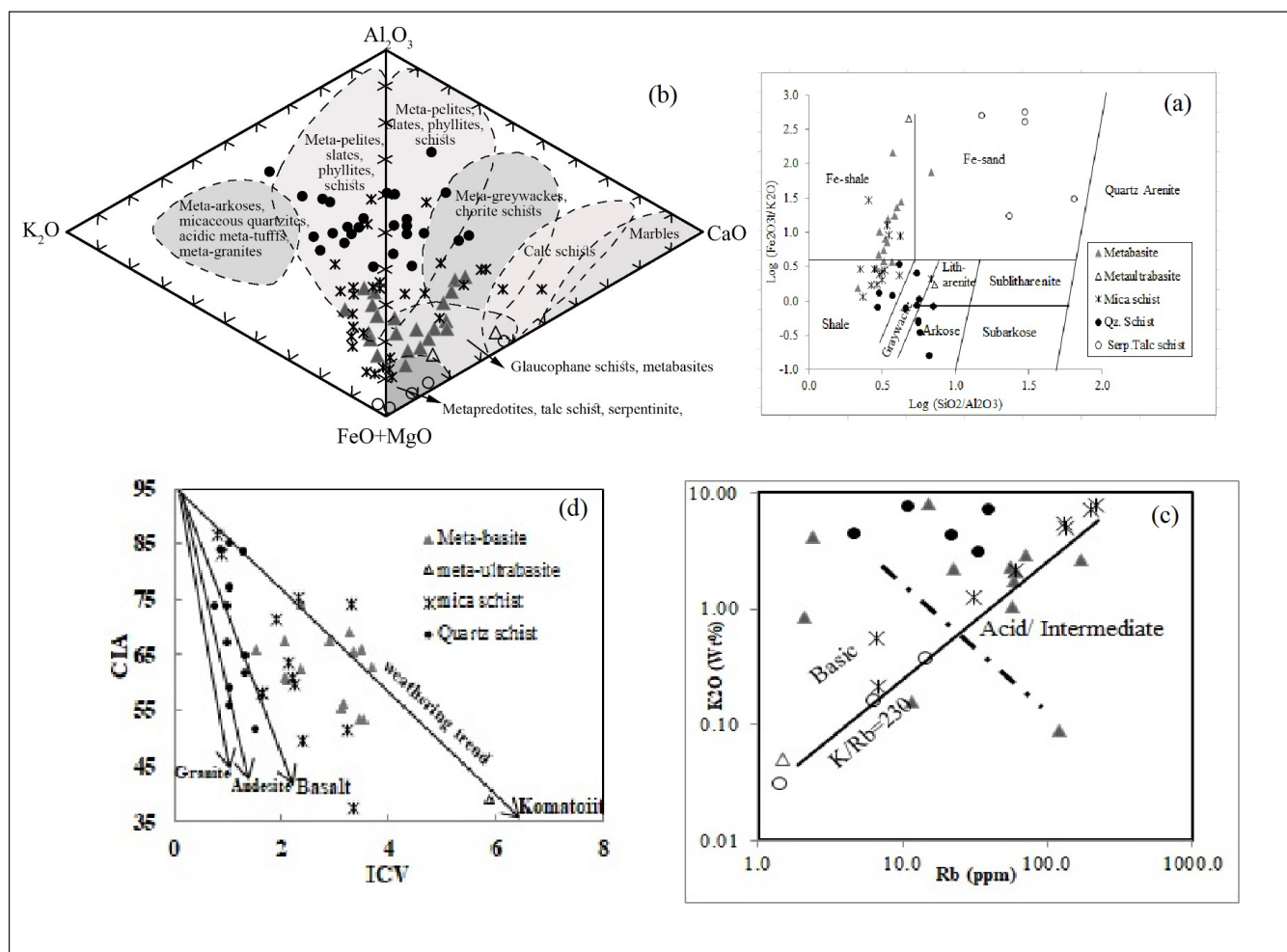
$$\text{WIP} = (2\text{Na}_2\text{O}/0.35) + (\text{MgO}/0.9) + (2\text{K}_2\text{O}/0.25) + (\text{CaO}/0.7) * 100$$

رابطه ۶

الف) زیر مجموعه کلریت شیت شامل سریست، کلریت، کوارتز، آلپیت، مگنتیت، هماتیت، کلسیت، دولومیت، تالک، سرپانتین و اپیدوت، ب) زیر مجموعه بیوتیت، مسکوویت شیت که از کانی‌های مسکوویت، بیوتیت، کوارتز، آلپیت، مگنتیت، کلسیت، تورمالین و اپیدوت تشکیل می‌شوند، ج) زیر مجموعه اپیدوت، اکتینولیت شیت که دارای توالی کانی‌شناسی اپیدوت، تورمالین، اکتینولیت، الیگوکلاز، مگنتیت، هماتیت، کوارتز و بیوتیت می‌باشد. این توالی‌های کانی‌شناسی در کانسار آهن گهر زمین با شواهد رخساره شیت سبز که توسط هایندمن (Hyndman, 1985) و بست (Best, 2003) بیان شده همخوانی دارد. به منظور بررسی منشأ سنگ‌های همبر ماده معدنی از نمودارها و شاخص‌های ژئوشیمیایی مختلفی استفاده گردید. نمودارهای شکل‌های ۶- a و b نشان می‌دهند که سنگ‌های همبر کانسار آهن گهر زمین از دگرگونی ناحیه‌ای تناوبی از رسوبات پلیتی (ماسه‌سنگ، شیل و کربنات‌ها) و بازالت‌های میان اقیانوسی به وجود آمده‌اند (شکل ۶). همچنین، بر اساس شیمی اکتینولیت بیشینه مقدار آلومینیم (جدول ۳) در آمفیبول‌ها به ۱/۲۹ درصد وزنی (۲/۴۲ درصد وزنی Al_2O_3) می‌رسد، که با داده‌های شیمی اکتینولیت مطابقت دارد (Deer et al., 2013). نبود پلاژیو کلازهای کلسیم‌دار در توالی کانی‌شناسی و درصد کمتر کانی‌های حقیقی آن‌ها می‌تواند شاهد دیگری بر رخساره شیت سبز در متابازیت‌ها و شیت‌ها باشد. توزیع داده‌ها در شکل ۶- b کمبود مقدار پتاسیم را در سنگ‌ها نشان می‌دهد و از این نظر نمی‌توان سنگ‌های شیستی را در گروه گنیس قرار داد. داده‌های صحرایی، میکروسکوپی (فقدان ولاستونیت) و شیمیایی در این مطالعه شواهدی از هاله اسکارن را نشان نمی‌دهد. واکنش‌های زیر می‌تواند فرایند تشکیل انواع کانی‌ها را در توالی پاراژنزی با افزایش دما در دگرگونی پیش‌رونده نشان دهد (Muller and Saxena, 1977). تشکیل میکای سفید (ریزدانه سریست) و درشت‌دانه (مسکوویت) معمولاً حاصل واکنش کانی‌های رسی با فلدسپار می‌باشد. در رسوبات پلیتی، کانی‌های رسی (مونت‌موریلونیت) در اثر دیاژنز به کلریت‌های رسوبی (شاموزیت) و سپس در اثر دگرگونی ناحیه‌ای به کلریت دگرگونی تبدیل می‌شوند و در اثر تبلور مجدد به صورت درشت‌دانه در شیت‌ها مشاهده می‌شوند. در گدازه‌های بازالتی زیردریایی در اثر دگرسانی گرمایی کانی‌های تیره (پیروکسن) به کلریت و اکتینولیت و آلپیت تبدیل می‌شود که پس از آن در اثر دگرگونی پیش‌رونده ناحیه‌ای به شیت سبز تبدیل می‌شود. بر اساس مطالعات دیر و همکاران (Deer et al., 2013)، اکتینولیت در دگرگونی ناحیه‌ای سنگ‌های کربناتی و دگرگونی درجه پایین سنگ‌های اولترابازیک، از جمله ترمولیت تالک شیت و ترمولیت-تالک-آنتی‌گوریت (سرپانتین) شیت تشکیل می‌شود. همچنین همزادی اکتینولیت با اپیدوت و کلریت شاخص مهمی برای رخساره شیت سبز می‌باشد. بر اساس مطالعات اورس و مورس (Ewers and Morris, 1981) و سیفرید و بیشاف (Seyfried and Bischoff, 1977) اکتینولیت در محیط‌های دگرگونی می‌تواند از واکنش کلریت با کربنات‌ها، کوارتز و یا از دگرگونی دولومیت‌های سیلیسی حاصل شود (رابطه ۱). از سوی دیگر، تشکیل لایه‌های متناوب تالک، کلسیت، کلریت و مگنتیت گویای کانی‌زایی همزاد دولومیت سیلیسی و اکسیدهای آهن می‌باشد. همچنین، بر اساس مطالعات فار (Faure, 1991)، تشکیل تالک در محیط غیر دگرگونی، از واکنش منیزیم آب دریا با مذاب بازالتی و کانی‌های سیلیکاتی در محیط رسوبی و در دمای حدود ۳۰۰-۴۵۰ درجه سانتی‌گراد یا با سنگ‌های کربناتی و شیلی نیز حاصل می‌گردد (Faure, 1991) (رابطه ۲ و ۳). در محیط‌های دگرگونی مشابه کانسار گل گهر تالک می‌تواند در اثر واکنش دولومیت‌های سیلیسی به صورت زیر تشکیل شود. رابطه ۴، همزادی تالک با کلسیت (Deer et al., 2013) در نمونه‌های معدن گهر زمین واکنش زیر را تایید می‌نماید. بنابراین تالک‌های نواری همراه با شیت‌ها در منطقه گهر زمین می‌تواند در اثر واکنش سیالات گرمایی با دولومیت‌ها و تالک‌های لایه بندی شده با مگنتیت‌ها می‌تواند در اثر واکنش سیالات گرمایی با سنگ‌های مافیکی و اولترامافیکی حاصل گردند.

CIA-WIP گویای شرایط یخچالی بوده و می‌تواند ناشی از هیدرولیز فلدسپارهای سنگ‌های آذرین و تبدیل آن‌ها به کانی‌های رسی باشد، در نتیجه مقادیر CIA و WIP توسط حضور قطعات آواری کوارتزی دانه درشت، قطعات شیستی گارنت‌دار درون شیست‌ها و ریتیت‌های دگرگون شده تأیید می‌شود (Hassanzadeh et al., 2023). بررسی عامل شیمیایی دگرسانی (CIA) توسط نسبیت و یانگ (Nesbitt and Young, 1982) نشان می‌دهد که در سنگ‌های همبر این شاخص بین ۱۵ تا ۶۳ متغیر است (جدول ۳) و نشان دهنده شرایط آب و هوایی سرد و کم آب بوده و یا این که سنگ مادر میزبان در منطقه ای با فعالیت زمین‌ساختی نسبتاً خوبی قرار گرفته است (Bahlburg and Dobrzinski, 2015).

مقدار CIA در میکاشیست‌ها و کوارتزشیست‌ها معدن گهر زمین (۶۹/۰۴ درصد) بیشتر از مقدار CIA (۴۸ درصد) سنگ‌های غیر هوازده در پوسته (Rudnick and Gao, 2003) می‌باشد و بسیار نزدیک به مقدار CIA مربوط به توالی‌های یخچالی دنیا (۵۰ تا ۸۵ درصد) است (Bahlburg and Dobrzinski, 2015) (جدول ۳). همچنین، مقدار پایین CIA نشان‌دهنده این است که رسوبات تخریبی دگرگون شده تحت هوازگی کم تا متوسط قرار گرفته‌اند که گویای شرایط آب و هوایی سرد می‌باشد، در حالی که مقادیر CIA بالا (۹۰-۱۰۰ درصد) درجه بالایی از هوازگی را نشان می‌دهد (Nesbitt and Young, 1982). طبق مطالعات انجام شده توسط حسن زاده و همکاران (Hassanzadeh et al., 2023)، مقدار شاخص دگرسانی پارکر در نمودار



شکل ۶- نمودارهای شناسایی پروتولیت سنگ‌های میزبان در کانسار آهن گهر زمین (a) نمودار $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)\text{-Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Stanton, 1972). (b) نمودار چهارتایی (Bard, 1986) نمودارهای شناسایی پروتولیت سنگ‌های میزبان در کانسار آهن گهر زمین (a) نمودار $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)\text{-Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Stanton, 1972) (b) نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-FeO+MgO-CaO}$ (Bard, 1986) (c) نمودار $\text{Rb-K}_2\text{O}$ (Stanton, 1972) (d) نمودار CIA-ICV (Stanton, 1972; Fedo et al., 1995).

Figure 6. Discrimination diagrams for host rocks of Gohar -Zamin iron deposit. a) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)\text{-Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Stanton, 1972) diagram b) $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-FeO+MgO-CaO}$ diagram (Bard, 1986) c) $\text{Rb-K}_2\text{O}$ diagram (Stanton, 1972) d) CIA-ICV diagram (Stanton, 1972; Fedo et al., 1995).

(Sun et al., 2014). همچنین شاخص (ICV) که برای سنگ‌های رسی کاربرد دارد و وضعیت بلوغ سنگ را مورد بررسی قرار می‌دهد، در تمام شیست‌های منطقه مقدار کمی را دارا می‌باشد (۱/۰۸ تا ۷/۹۷) که بیانگر بلوغ ضعیف شیست‌های منطقه است و تنها در سرپانتین تالک شیست‌ها مقدار شایان توجهی (۳۵/۱۷) را نشان می‌دهد که می‌تواند به علت دگرسانی‌های بعدی باشد (جدول ۳ و شکل ۶-d).

شاخص دگرسانی پلاژیوکلاز (PIA) نیز جهت بررسی میزان هوازگی پلاژیوکلازها در سنگ مادر مورد استفاده قرار می‌گیرد. مقادیر بین ۴۵ تا ۹۹ در شرایط CIA ثابت برای متابلیت‌ها گویای هوازگی شدید در آن‌ها می‌باشد (Boulvais et al., 2006). شاخص (PIA) در سنگ‌های همبر منطقه بین ۱۴ تا ۷۲ متغیر است (جدول ۳) که این مقادیر هوازگی کم را در سنگ مادر شیست‌های منطقه تأیید می‌کند

گسل‌ها به خرد شدگی آن‌ها انجامیده و ساختارهای چشمی مشابه گنیس ایجاد کرده است که می‌تواند تحت عنوان کوارتز شیت‌ها یا مبلونیت‌های شبه گنیسی نام‌گذاری شود. نبود هاله‌های دگرسانی حاصل از نفوذ توده‌های گرانودیوریتی و همچنین نبود کانی‌های شاخص اسکارن (ولاستونیت و گارنت‌های حاصل از دگرگونی مجاورتی) و همچنین نبود گزارشی مبنی بر وجود توده گرانیتوئیدی نوع آذرین در ژرفا و یا در رگه‌های گرمایی در مطالعات ژئوفیزیکی، نام‌گذاری برخی از سنگ‌های همبر تحت عنوان اسکارن با تردید مواجه است. در بررسی پروتولیت سنگ‌های میزبان شیت‌ها، افزایش اکسید سلیسیم (بیشینه ۶۸ درصد) و آلومینیم (۱۴/۱۶ درصد) در کوارتز شیت‌ها و میکاشیت‌ها و نمودارهای $Al_2O_3-K_2O-FeO+MgO-CaO$ و $Log SiO_2 / Log Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O$ می‌تواند گویای تشکیل رسوبات ماسه‌سنگی و شیلی در محیط فعال زمین‌ساختی باشد. عناصر کبالت، مس، قلع، بر، زیرکیم، توریم و اسکاندیم در بعضی شیت‌ها نسبت به شیت‌های مشابه و متوسط پسته زمین (Upper Continental Crust) افزایش نشان می‌دهند. وجود کانی‌های تخریبی آواری از جمله زیرکن، گارنت، اسفن، تورمالین و آپاتیت در شیت به صورت گرد شده و زاویه‌دار سبب افزایش مقدار عناصری از جمله Zr, Th, Sc گردیده است. نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده، غنی شدگی HREE و بی‌هنجاری منفی Eu را نشان می‌دهند. افزایش عناصر نادر خاکی سنگین مانند Tm و Tb, Ho در برخی از نمونه‌های میکاشیستی و کوارتزشیستی می‌تواند نشان‌دهنده منشأ رسوبی شیت‌ها همراه با کانی‌هایی مانند مونازیت و زیرکن به شکل آواری و یا تمرکز این عناصر در کانی‌های ورقه‌ای و آبدار (مسکوویت، کلریت و اکتینولیت) باشد. در تمام نمودارهای ژئوشیمیایی نیز منشأ رسوبی پلیتی را برای میکاشیت‌ها و سنگ‌های اسیدی را برای کوارتزشیت‌ها تایید می‌کند. نسبت Al_2O_3/TiO_2 در سنگ‌های همبر، منشأ متابازیت‌ها را از نوع بازالت میان اقیانوسی پیشنهاد می‌نماید. در نمودار بهنجار شده نسبت به MORB، بی‌هنجاری مثبت La نشان‌دهنده حضور کانی‌های تیره می‌باشد و از سوی دیگر، شیب کم منفی نمودار از La به سمت Lu نشان‌دهنده منشأ بازیک برای متابازیت‌ها است. با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی، آمیختگی با رسوبات آواری پسته قاره‌ای سبب افزایش مقدار عناصری از جمله Zr, Th, La, Sc و Rb در سنگ‌های مختلف شده است.

به طور کلی اثرات دگرگونی می‌تواند اهمیت اقتصادی، استخراج، و فراوری کانسارهای دگرگونی آهن را افزایش دهد. در این مورد استنتون (Stanton, 1972) و اسپری و همکاران (Spry et al., 2000) نشان داده‌اند که دگرگونی در مرز رخساره شیت سبز و آمفیبولیت می‌تواند قطر ذرات مگنتیت، هماتیت، پیریت و دیگر کانی‌ها را تا بیشتر از ۰/۲ میلی‌متر افزایش دهد. این ویژگی فراوری کانسارهای آهن دگرگون شده را نسبت به انواع غیردگرگونی افزایش می‌دهد (Stanton, 1972; Spry et al., 2000). در این مورد، قطر بلورهای مگنتیت در کانسار گهر زمین بیشینه به بیش از ۰/۳ میلی‌متر می‌رسد. افزایش قطر بلورهای پیریت در برخی از نمونه‌ها سبب جدایش راحت‌تر آن از مگنتیت و هماتیت می‌شود و فراوری را تسهیل می‌نماید. یکی از برتری‌های مهم درشت شدن بلورها در طی دگرگونی، متصل شدن بلورهای مگنتیت به یکدیگر است که سبب افزایش عیار معدنی در بسیاری از کانسارها شده است (Stanton, 1972). از این جهت، بالا بودن عیار آهن (۵۴/۳ درصد وزنی) در کانسار گهر زمین می‌تواند به دلیل درشت‌شدگی و همگون بودن بلورهای مگنتیت بر اثر دگرگونی ناحیه‌ای باشد. از سوی دیگر، تناوب لایه‌های شیت‌سی و مگنتیتی، آزادسازی لایه‌ها یا نوارهای مگنتیتی و استخراج آن‌ها را آسان‌تر می‌نماید.

۵- نتیجه گیری

بر اساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی و شیمی کانی‌ها، سنگ‌های میزبان کانسار گهر زمین به‌طور چیره از متابازیت (اکتینولیت شیت)، اکتینولیت شیت (متاولترابازیت)، میکاشیت، کوارتزشیت و سرپانتین تالک تشکیل شده است. کانی‌های تشکیل دهنده در این سنگ‌ها، کوارتز، پلاژیوکلازهای آلیتی، سرپیت، مسکوویت، بیوتیت، کلریت، بیوتیت، اکتینولیت، تورمالین، زیرکن، اسفن، آپاتیت و اپیدوت بوده که در رخساره شیت سبز دگرگون شده‌اند. بررسی شیمی کانی‌ها بر روی آمفیبول نشان دهنده این است که مهم‌ترین آمفیبول موجود در شیت‌ها از نوع اکتینولیت می‌باشد و بخش زیادی از آمفیبولیت‌های شناسایی شده در منطقه از نوع اکتینولیت شیت می‌باشد. همچنین، بررسی ساخت و بافت سنگ‌های همبر نشان می‌دهد دگرگونی دینامیکی کوارتز شیت‌ها در اطراف

کتابنگاری

- اصغری، گگ، میرزآباد، ح. و قلمقاش، ج.، ۱۳۸۹، ارزیابی منشأ رسوبی آمفیبولیت‌ها و متاپلیت‌های میزبان کانسار آهن گل گهر سیرجان، کرمان، پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، شماره ۴، صفحه ۷۳-۸۸.
- بابکی، آ. و آفتابی، ع.، ۱۳۸۵، بررسی الگوی کانسار سازی آهن در کانسار گل گهر سیرجان، کرمان، مجله علوم زمین، شماره ۶۱، صفحه ۴۰-۵۹.
- حسن زاده، ف.، ۱۴۰۲، بررسی الگوی ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و اهمیت اکتشافی هاله‌های سطحی و عمقی آن‌ها در معدن گهر زمین (آنومالی شماره سه گل گهر) سیرجان، کرمان. پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۸۱ ص.
- دلفارادی، م.، ۱۳۹۰، بررسی منشأ گوگرد کانی‌های سولفیدی معادن ۱، ۲ و ۳ سنگ آهن گل گهر. پایان نامه تحصیلی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه دامغان، ۱۴۷ ص.
- قلمقاش، ج. و کوثری، ع.، ۱۳۸۹، پیوست‌های گزارش نقشه ۱:۲۵۰۰۰ گل گهر (II NW 7048)، سازمان زمین شناسی کشور، ۸۴ ص.
- یعقوبی، ع.، ۱۳۷۸، بررسی ژئوشیمی و وزن کانسار شماره ۲ گل گهر. پایان نامه تحصیلی کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۱۹۱ ص.

References

- Aftabi, A., and Mohseni, S., 2019. Comment on "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 Mehdi pour Ghazi et al. 2019", *Ore Geology Reviews* 105, 590-604, *Ore Geology Reviews*, 125, p.103113. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103113>.
- 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 Reviews*, 136, 104244. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104244>.
- Angerer, T., Hagemann, S.G., and Danyushevsky, L.V., 2012, Geochemical evolution of the banded iron formation-hosted high-grade iron ore system in the Koolyanobbing Greenstone Belt, Western Australia, *Economic Geology*, 107(4), pp.599-644. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.4.599>.

- Asghari, G., Mirnezhad, H., and Ghalamghash, J., 2010. Evaluation of the sedimentary origin of the amphibolites and metapeliths of the Gol E Gohar iron ore deposit, Sirjan, Kerman, *journal of stratigraphy and sedimentology researcher*, winter 2010, year 26(4), 73- 88. (In Persian).
- 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, p.102942. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.102942>.
- Bau, M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium, *Chemical Geology* 93 (3-4), 219-230. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90115-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90115-8).
- Babaki, A., and Aftabi, A., 2006. Investigation on the model of iron mineralization at Gol Gohar iron deposit, Sirjan- Kerman, *Scientific Quarterly Journal of Geoscience*, 16 (61), 40- 59. (In Persian).
- Barrett, T. J., Fralick, P. W., and Jarvis, I., 1988. Rare-earth-element geochemistry of some Archean iron formations north of Lake Superior, Ontario, *Canadian Journal of Earth sciences*, 25(4), 570-580. <https://doi.org/10.1139/e88-055>.
- Beaty, D.W., Hahn, G.A., and Threlkeld, W.E., 1988. Field, isotopic, and chemical studies of tourmaline-bearing rocks in the Belt–Purcell Supergroup: genetic constraints and exploration significance for Sullivan type ore deposits”, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25(3), pp.392-402. <https://doi.org/10.1139/e88-041>.
- Best, M. G., 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. John Wiley & Sons.
- Bronner, G., and Chauvel, J.J., 1979. Precambrian banded iron-formations of the Ijil Group (Kediat Ijil, Reguibat Shield, Mauritania), *Economic Geology*, 74(1), pp.77-94. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.1.77>.
- Boulvais, P., De Parseval, P., D’hulst, A., and Paris, P., 2006. Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif, *Mineralogy and Petrology*, 88(3-4), pp.499-526. DOI: 10.1007/s00710-006-0124-x.
- Bard, J. P., 1986. *Microtexture of igneous and metamorphic rocks*. Reidel Publishing Company, 264P.
- Bahlburg, H., and Dobrzinski, N., 2015. Chapter 6 A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions, *Geological Society, London, Memoirs*, 36(1), pp.81-92.
- 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), pp.111-130. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90087-3](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90087-3).
- Dalfardi, M., 2012. *Investigation of sulfur genesis of sulfide minerals in the anomalous 1, 2 and 3 Gol-E-Gohar iron mine, Sirjan. M.Sc. Thesis, Damghan University, 147p. (In Persian)*.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., 2013. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*, third edition, Printed by Berforts Information Press, Stevenage, Hertfordshire, UK, 495p.
- Dimitrijevic, M., 1973, *Geology of Kerman region*, Geological Survey of Iran, Report Yu 53, 334.
- Ewers, W.E., and Morris, R.C., 1981. Studies of the Dales Gorge member of the Brockman iron formation, Western Australia. *Economic Geology*, 76(7), pp.1929-1953. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.76.7.1929>.
- Fatehi, H., and Ahmadipour, H., 2018, “Geochemistry and petrogenesis of metabasites from the Gol-e-Gohar Complex in southern Sanandaj-Sirjan metamorphic zone, South of Iran; Evidences for crustal extension and magmatism at early Palaeozoic”, *Geologica Acta*, 16(3), pp.293-319. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2018.16.3.4>.
- Faure, G., 1991. *Principles and applications of inorganic geochemistry*. Macmillan Publ. Co., New York, NY, p.626.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance, *Geology* 23, 921–924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2).
- Franco, D.R., Hinnov, L.A., and Ernesto, M., 2011. Spectral analysis and modeling of micro cyclo stratigraphy in late Paleozoic glaciogenic rhythmites, Paraná Basin, Brazil, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(9). <https://doi.org/10.1029/2011GC003602>.
- Gatsé Ebotehouna, C.G., Xie, Y., Adomako-Ansah, K., Gourcerol, B., and Qu, Y., 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), p.579. <https://doi.org/10.3390/min11060579>.
- Ghalamghash, J., and Kosari, A., 2010, *Golgohar 1:25000 map, Geological Survey, 84p. (in Persian)*.
- Girty, G.H., Ridge, D.L., Knaack, C., Johnson, D., Al-Riyami, R.K., 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California, *J. Sediment, Res.* 66, 107 –118. <https://doi.org/10.1306/D42682CA-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Hagemann, S.G., Angerer, T., Duuring, P., Rosière, C.A., Figureueiredo e Silva, R.C., Lobato, L., Hensler, A.S., 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>.
- Hassanzadeh, F., 2023. *Investigation on the geochemical pattern of major, minor and trace elements and their exploration significance of supra-ore and sub-ore halos in Gohar-Zamin (anomaly #3 of Gol-e-Gohar) iron ore deposit, Sirjan, Kerman. Ph.D. thesis, Shahid Bahonar university, 281p. (In Persian)*.

- Hassanzadeh, F., Atapour, H., and Ranjbar, H., 2023. The Ediacaran metamorphosed banded iron formation (BIF) at Gohar-Zamin mine (Gol-e-Gohar# 3 anomaly), Sirjan (southeastern Iran): Perspective from ore structures, bulk ore-rock geochemistry and OS-Pb isotopic signatures, *Precambrian Research*, 394, p.107124. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107124>.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K.; Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K., and Walker, J.D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement, *Tectonophysics*, 451(1-4), pp.71-96. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.062>.
- Hyndman, D.W., 1985. *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*. McGraw-Hill Book Co, New York, 786.
- Isley, A.E., 1995. Hydrothermal plumes and the delivery of iron to banded iron formation, *The Journal of Geology*, 103(2), pp.169-185. <https://doi.org/10.1086/629734>.
- Isley, A.E. and Abbott, D.H., 1999. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B7), pp.15461-15477. <https://doi.org/10.1029/1999JB900066>.
- Jacobsen, S.B., and Pimentel-Klose, M.R., 1988. Nd isotopic variations in Precambrian banded iron formations, *Geophysical Research Letters*, 15(4), pp.393-396. <https://doi.org/10.1029/GL015i004p00393>.
- Jafari, A., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Shafaroudi, A. M., and Ren, M., 2019. Geochemistry of metamorphic rocks and mineralization in the Gol-e-Gohar iron ore deposit (No. 1), Sirjan, SE Iran: Implications for paleotectonic setting and ore genesis, *Journal of Geochemical Exploration*, 205, 106330. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.06.012>.
- James, D.H., 2002. Stratigraphy, sedimentology, and geochemistry of missoula flood rhythmites in the northern Willamette valley, Oregon, Doctoral dissertation, Portland State University.
- Kato, S., Ikehata, K., Shibuya, T., Urabe, T., Ohkuma, M., and Yamagishi, A., 2015. Potential for biogeochemical cycling of sulfur, iron and carbon within massive sulfide deposits below the seafloor, *Environmental microbiology*, 17(5), 1817-1835. <https://doi.org/10.1111/1462-2920.12648>.
- Lan, C., Yang, A. Y., Wang, C. and Zhao, T., 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 Neoproterozoic seawater compositions and solute sources, *Precambrian Research*, 326, 240-257. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.10.024>.
- Majidi, S.A., Omrani, J., Troll, V.R., Weis, F.A., Houshmandzadeh, A., Ashouri, E., Nezafati, N., and Chung, S.L., 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, pp.127-164. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01942-5>.
- McLennan, S.M., 1993. Weathering and global denudation, *J. Geol.* 101, 295–303.
- Mehdipour-Ghazi, J.M., Harris, C., Rahgoshay, M., and Moazzen, M., 2019. Combined igneous and hydrothermal source for the Kiruna-type Bafq magnetite-apatite deposit in Central Iran; trace element and oxygen isotope studies of magnetite, *Ore Geology Reviews*, 105, pp.590-604. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.01.006>.
- Mirzaei, R., Ahmadi, A., Mirnejad, H., Gao, J. F., Nakashima, K., and Boomeri, M., 2018. Two-tiered magmatic-hydrothermal and skarn origin of magnetite from Gol-Gohar iron ore deposit of SE Iran: in-situ LA-ICP-MS analyses, *Ore Geology Reviews*, 102, 639-653. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.09.025>.
- Muller, R. F., and Saxena, S. K., 1977. *chemical Petrology*, Springer- Verlag, 386p.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, *Nature* 299, 715–717.
- Nwaila, G., 2017. Geochemistry of Palaeoarchean to Palaeoproterozoic Kaapvaal Craton marine shales: Implications for sediment provenance and siderophile elements endowment, Bayerische Julius-Maximilians-Universitaet Wuerzburg (Germany).
- Parker, E.N., 1970. The origin of magnetic fields, *The Astrophysical Journal*, 160, p.383.
- Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J., 2005. Deformation mechanisms, *Microtectonics*, pp.25-66. https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0_3.
- Piercey, S.J., 2011. “The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits, *Mineralium Deposita*, 46, pp.449-471. DOI: 10.1007/s00126-011-0341-z.
- Rasmussen, B., Muhling, J.R., and Krapež, B., 2021. Greenalite and its role in the genesis of early Precambrian iron formations—A review, *Earth-Science Reviews*, 217, p.103613. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103613>.
- Rosière, 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*, 99(3), pp.611-624. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.3.611>.
- Rudnick, R.L., and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust, *The crust*, 3, pp.1-64.
- Sabzehei, M., Eshraghi, S. A., Roshan Ravan, J., and Seraj, M., 1994. Geological map of Iran, 1: 100000 series, Gol-gohar quadrangle, Geological Survey, Tehran, Iran.
- Safarzadeh, E., Masoudi, F., Hassanzadeh, J., and Pourmoafi, S.M., 2016. The presence of Precambrian basement in Gole Gohar of Sirjan (south of Iran), *Petrological Journal*, 7(26), pp.153-170. [10.22108/IJP.2016.20847](https://doi.org/10.22108/IJP.2016.20847).

- Sakai, C., 1981. Notes on petrography and rock-forming mineralogy (11) Green biotite in Sanbagawa basic schists in the Kanto mountains, Japan. *The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, 76(12), pp.403-411.
- Seyfried, W., and Bischoff, J.L., 1977. Hydrothermal transport of heavy metals by seawater: The role of seawater/basalt ratio, *Earth and Planetary Science Letters*, 34(1), pp.71-77. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90107-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90107-8).
- Spry, A., 1976. *Metamorphic textures*, The Pergamon Textbook, 350 p.
- Spry, P.G., Peter, J.M., Slack, J.F., Marshall, B., and Vokes, F.M., 2000. Meta-exhalites as exploration guides to ore, *Reviews in Economic Geology*, 11, pp.163-201. <https://doi.org/10.5382/Rev.11.08>.
- Stanton, R.L., 1972, "Ore petrology", McGraw-Hill, New York, p. 713.
- Sun, X. H., Zhu, X. Q., Tang, H. S., Zhang, Q., Luo, T. Y., and Han, T., 2014. Protolith reconstruction and geochemical study on the wall rocks of Anshan BIFs, Northeast China: Implications for the provenance and tectonic setting, *Journal of Geochemical Exploration*, 136, 65-75. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2013.10.009>.
- Tamehe, L.S., Tankwa, M.N., Chongtao, W., Ganno, S., Ngnotue, T., Nono, G.D.K., Simon, S.J., Zhang, J., and Nzenti, J.P., 2018. Geology and geochemical constrains on the origin and depositional setting of the Kpwa-Atog Boga banded iron formations (BIFs), northwestern Congo craton, southern Cameroon, *Ore Geology Reviews*, 95, pp.620-638. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.03.017>.
- Tedesco, J., Cagliari, J., and Aquino, C.D., 2020. Late Paleozoic Ice-Age rhythmites in the southernmost Paraná Basin: A sedimentological and paleoenvironmental analysis, *Journal of Sedimentary Research*, 90(8), pp.969-979. <https://doi.org/10.2110/jsr.2020.54>.
- 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), pp.1019-1035. <https://doi.org/10.2113/econgeo.104.7.1019>.
- Valeh, N., Alavi Tehrani, N., Sabzehei, and M., Majidi, J., 1985. Geological map of Neyriz, 1: 250000 Scale, Geological Survey of Iran.
- Wang, C., Zhang, L., Dai, Y., and Lan, C., 2015. Geochronological and geochemical constraints on the origin of clastic meta-sedimentary rocks associated with the Yuanjiacun BIF from the Lüliang Complex, North China, *Lithos*, 212, 231-246. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.015>.
- Williams, G.E., Schmidt, P.W., and Young, G.M., 2016. Strongly seasonal Proterozoic glacial climate in low palaeolatitudes: Radically different climate system on the pre-Ediacaran Earth, *Geoscience Frontiers*, 7(4), pp.555-571. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.01.005>.
- Yaghoubi, A., 1999, *Geochemistry and genesis Goleghar No.2 ore deposit. M.Sc. thesis, Shiraz university, 191p. (In Persian)*.
- Yin, J., Lindsay, M., and Teng, S., 2018. Mineral prospectivity analysis for BIF iron deposits: A case study in the Anshan-Benxi area, Liaoning province, North-East China. *Ore Geology Reviews*, 120, 102746, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.019>.
- Zhang, Z., and Zuo, R., 2014. Sr-Nd-Pb isotope systematics of magnetite: implications for the genesis of Makeng Fe deposit, southern China, *Ore Geology Reviews*, 57, pp.53-60. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.09.009>.