

Investigation of Cu vein of the Shurk and associated gossan zone (North West of Birjand) based on alteration, mineralization, geochemistry and fluid inclusion

Maryam Javidi Moghaddam¹, Mohammad Hassan Karimpour^{2*}, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi²

1-Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2-Department of Geology and Research Center for Ore Deposits of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Keywords: Mineralization, Fluid inclusion, Mixing, Epithermal, Shurk

1-Introduction

Recent studies concerning fluid evolution in magmatic-hydrothermal systems have mainly concentrated on porphyry copper and epithermal high-sulfidation Au-(Ag) deposits (Bethke et al., 2005; Einaudi et al., 2003; Fifarek and Rye, 2005; Heinrich, 2005). In contrast, less attention has been paid to associated epithermal base metal deposits which occur in the upper parts of the same environment and form later in the evolution of the system than the precious metal deposits (Baumgartner and Fontboté, 2008).

The Shurk area is in the west of the Lut Block volcanic-plutonic belt, in eastern Iran, about 125 Km northwest of Birjand city. Great Tertiary, The Shurk area, is located in the west of the Lut Block volcanic-plutonic belt, in eastern Iran, about 125 Km northwest of Birjand city. The Tertiary magmatic activity in the Lut Block is spatially and temporally associated with several types of mineralization events (Karimpour et al., 2012). The prospecting area covers a significant part of the Lut Block that includes numerous cases of Cu±Pb±Zn vein-type mineralization, such as Shikasteh Sabz, Mir-e-Khash, Rashidi, Ghar-e-Kaftar, Howz-e-Dagh (Lotfi, 1982), as well as kaolin deposit (Cheshmeh Khuri area) in the neighboring area. Mineralization in the Shurk district generally described by Lotfi (1982) and Tarkian et al. (1983). Any author has published no minutiae study regarding fluid evolution and ore genesis at the Shurk district. We present and discuss geology, alteration, ore petrography, geochemistry, and fluid inclusion microthermometry, which help clarify the ore genesis of the Shurk area.

2-Material and methods

Propylitic alterations, argillic alterations, and iron oxides were investigated during preliminary prospecting in the area using ASTER in the method of spectral angle mapper. The present study involved detailed fieldwork and study of thin sections and polished slabs from the igneous rocks and ore samples under the optical microscope. Metal concentrations were analyzed at IMPRC laboratory of Iran using ICP-OES techniques on 17 samples. Three samples were analyzed for Fire Assay analysis and seven samples for XRD analysis at IMPRC laboratory of Iran. Thirty-three spot analyses (microanalyses) were performed on an X-ray Analytical Microscope at IMPRC laboratory.

Doubly polished wafers (150 µm thick) were prepared from five samples taken from surface and trenches. Microthermometric measurements were carried out using a Linkam THM 600 heating-freezing stage mounted on an Olympus TH4-200 microscope stage at the Ferdowsi University of Mashhad, Iran.

3-Results and discussion

The Shurk vein occurs as an ore vein situated along a fault zone, once developed within the Middle Eocene andesitic tuff. Hydrothermal alteration displays a zoning pattern from argillic, silicified-argillic, silicified-carbonate, carbonate and propylitic. Argillic is characterized by kaolinite and illite within wall

* Corresponding author: karimpur@um.ac.ir

DOI: 10.22055/AAG.2019.26285.1864

Received 2018-06-18

Accepted 2019-06-12

rocks near the vein mineralization. Silicified-argillic and silicified-carbonate occur in wall rock as a matrix with lesser amounts of kaolinite and calcite, and the accompanied vein mineralization occurs as quartz–ore veins (generally with open space filling texture). Carbonatization is the last stage of alteration, occurring mainly in wall rocks as disseminated and calcite veins. With the distance of vein, propylitic alteration is widespread rather than other alterations.

Main mineralization was formed in two stages. The zones of silicified-argillic alteration characterize Stage-1 by quartz-pyrite-chalcocite-chalcopyrite-bornite-fahlore-sphalerite vein. Stage-2 quartz-chalcocite-sphalerite vein all occur in the zones of silicified-carbonate alteration.

Due to the significant influence of weathering processes on the primary ore, secondary sulphide and oxide mineralization (malachite, azurite, chalcocite, covellite, goethite and hematite) spread widely and finally created oxidizing sulphide orebody, as the mineral assemblage has already been changed from the hypogene condition, are discussed. Zone 1: Surficial – leached capping zone (gossan), 2: Major leaching – remnant sulphides, and 3: Supergene zone. Gossan has occurred as oxidized surface expressions of underlying ore zones. Minerals include goethite, hematite, limonite, manganese oxides (XRD was pertained in determining minerals). Significant leaching – remnant sulphides begin to become visible at lower depths. This zone has occurred as metallic ferrous secondary minerals (malachite, azurite, hematite, and goethite). The supergene zone has occurred, where supergene covellite-digenite-chalcocite-valleriite -malachite-azurite and atacamite replaces a wide range of primary sulfides.

Cu, Zn, Ag, and Pb contents reached up to 5%, 333ppm, 21.3ppm, and 47ppm, respectively. Primary fluid inclusions of quartz in paragenesis with mineralization in the silicified-argillic zone and silicified-carbonate zone have an average of homogenization temperatures 267°C and 215°C respectively. Based on freezing studies, the average calculated the temperature of the last melting point of these equals to 19.4 and 11.1 wt. % NaCl, respectively. Homogenization temperature and salinity of the fluids showed a shifting trend from relatively high in silicified-argillic zone to relatively low homogenization temperature in the silicified-carbonate zone, which can be due to physicochemical changes in the fluid such as cooling and mixing with meteoric water (Shepherd et al., 1985). According to the textual evidence, boiling has also been active during the evolution of the fluid.

4-Conclusion

Mineralized veins are clearly epigenetic and fill part of the NW–SE striking and almost have a vertical fault/fracture system. Wall rock alteration occurs as narrowly-developed zones around mineralized veins and is composed of clay minerals, quartz, calcite, chlorite, and epidote exhibiting silicified, argillic, carbonate and propylitic. The vein mineralization was formed in two stages, including 1) quartz-pyrite-chalcocite-chalcopyrite-bornite-fahlore-sphalerite that are associated with argillic-silicified alteration and 2) quartz-chalcocite-sphalerite accompanied with the silicified-carbonate alteration.

Copper deposition in the Shurk vein is believed to have mainly been caused by mixing, although boiling may also have occurred. The Shurk vein is classified as epithermal-related vein deposit. The Shurk vein is an example of volcanic-hosted base metal mineralization along the Lut Block, formed by relatively low to medium temperature and by medium salinity fluids at the shallow epithermal environment. Numerous small Cu±Pb±Zn veins are present in the neighboring area (Shikasteh Sabz, Mir-e-Khash, Rashidi, Ghar-e-Kaftar, and Howz-e-Dagh veins). The similarities in ore mineralogy and geochemistry may point out that all these veins are part of a regional ore system and may, therefore, bear significant economic potential.

Acknowledgements

The Research Foundation of Ferdowsi University of Mashhad, Iran, supported this study (Project No. 22731.3).

References

Baumgartner, R., Fontboté, L., Vennemann, T., 2008. Mineral zoning and geochemistry of epithermal polymetallic Zn-Pb- Ag-Cu-Bi mineralization at Cerro de Pasco, Peru. *Economic Geology*103, 493–

537.

- Bethke, P.M., Rye, R.O., Stoffregen, R.E., Vikre, P.G., 2005. Evolution of the magmatic-hydrothermal acid-sulfate system at Summitville, Colorado: Integration of geological, stable-isotope, and fluid-inclusion evidence. *Chemical Geology* 215, 281–315.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., Inan, E., 2003. Sulfidation state of hydrothermal fluids: The porphyry-epithermal transition and beyond. *Society of Economic Geologists and Geochemical Society Special Publication* 10, 285–313.
- Fifarek, R.H., Rye, R.O., 2005. Stable isotope geochemistry of the Pierina high-sulfidation Au-Ag deposit, Peru: Influence of hydrodynamics on SO-H₂S sulfur isotopic exchange in magmatic-steam and steam-heated environments. *Chemical Geology* 215, 253–279.
- Heinrich, C.A., 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: A thermodynamic study. *Mineralium Deposita* 39, 864–889.
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Stern, C.R., Farmer, L., 2012. Petrogenesis of granitoids, U–Pb zircon geochronology, Sr–Nd isotopic characteristic and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut Block, Eastern Iran. *Economic Geology* 4, 1–27 (in Persian with English abstract).
- Lotfi, M., 1982. Geological and geochemical investigations on the volcanogenic Cu, Pb, Zn, Sb ore-mineralization in the Shurab-Gale Chah and northwest of Khur (Lut, east of Iran). Ph.D Thesis. University of Hamburg, Hamburg.
- Shepherd, T., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies, 1st edition, Blackie, Glasgow and London, p. 239.
- Tarkian, M., Lotfi, M., Baumann, A., 1983. Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran, Ministry of mines and metals. GSI, Geodynamic project (geotraverse) in Iran 51, 357–383.

بررسی مس رگه‌ای شورک و زون گوسان همراه (شمال غرب بیرجند) بر اساس دگرسانی، کانی‌سازی، زمین‌شیمی و سیالات درگیر

مریم جاویدی مقدم

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

محمدحسن کریم‌پور*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

آزاده ملک‌زاده سفارودی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۳/۲۲

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۳/۲۸

*karimpur@um.ac.ir

چکیده

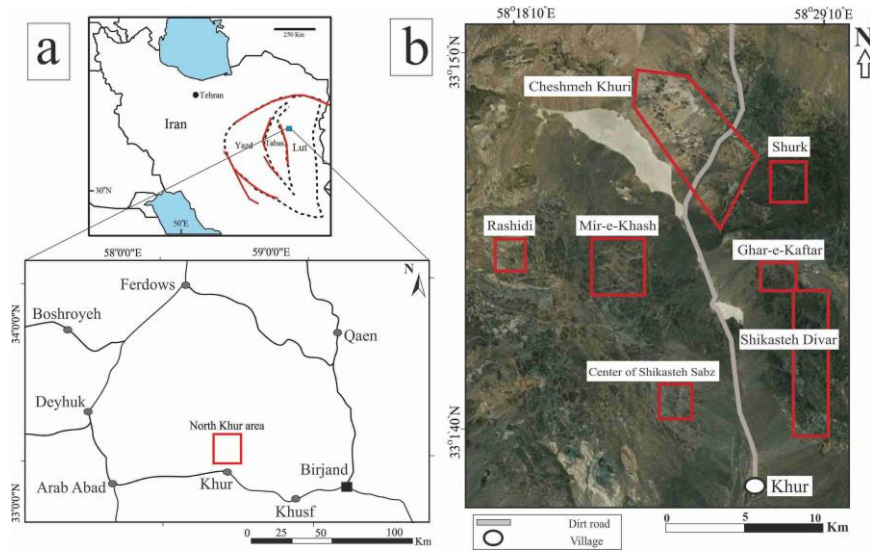
محدوده شورک بخشی از پهنه آتشفشانی-نفوذی در بلوک لوت، شمال غرب شهر بیرجند است. طی پی‌جویی اولیه در این منطقه توسط پردازش داده‌های ماهواره‌ای آستر به روش نقشه برداری زوایای طیفی، دگرسانی‌های پروپلیتیک، آرژیلیک و اکسیدهای آهن بارزسازی شدند. این گستره شامل بزندهایی از سنگ‌های آتشفشانی (با ترکیب آندزیتی تا ریولیتی) بوده که واحدهای نیمه‌عمیق و عمیق با ترکیب گابرویی تا دیوریتی در آنها نفوذ نموده‌اند. کانی‌سازی رگه‌ای در دو مرحله شکل گرفته که شامل، ۱. کوارتز-پیریت-کالکوسیت-کالکوپیریت-بورنیت-سفالور-اسفالریت همراه با دگرسانی آرژیلیکی-سیلیسی و ۲. کوارتز-کالکوسیت-گان-اسفالریت همراه با دگرسانی سیلیسی-کربناتی می‌باشد. مطالعه سیالات درگیر اولیه در بلورهای کوارتز همزمان با مرحله اول و دوم کانی‌سازی رگه‌ای، متوسط دمای همگن شدن به ترتیب ۲۶۷ و ۲۱۵ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. بر پایه مطالعات سرمایه‌ی، میانگین دمای ذوب آخرین قطعه یخ (T_{fmice}) در این دو مرحله به ترتیب برابر با ۱۹/۴ و ۱۱/۱ درصد وزنی نمک طعام است. اختلاط، رقیق شدگی توسط آب‌های جوی و جوشش طی تحول سیالات گرمایی و شکل‌گیری رگه‌ها موثر بوده است. بر پایه شواهدی چون کنترل ساختاری کانی‌سازی، نوع دگرسانی، کانی‌شناسی ساده ذخیره و داده‌های دماسنجی، کانسار شورک مشابه کانسارهای اپی‌ترمال می‌باشد. حضور متعدد رگه‌های اپی‌ترمال مس در مقیاس وسیع نشان دهنده پتانسیل اقتصادی بالای این محدوده می‌باشد.

کلمات کلیدی: کانی‌سازی، سیالات درگیر، اختلاط، اپی‌ترمال، شورک

مقدمه

(مناطق شورک، شکسته‌سبز (Javidi Moghaddam et al., 2013)، حوض‌دخ، مهرخش (Javidi Moghaddam et al., 2014)، رشیدی و غار کفتری)، آثار حفاری‌های قدیمی و سرباره‌های فراوان حائز اهمیت است. سیستم شکستگی‌ها در شمال‌خورد در دو راستای شمال‌غرب-جنوب شرق و شمال شرق-جنوب غرب می‌باشد. کانی‌سازی‌ها عمدتاً در گسل-هایی با راستای شمال‌غرب-جنوب شرق شکل گرفته‌اند (Lotfi, 1995). Lotfi (۱۹۸۲) و Tarkian و همکاران (۱۹۸۳) کانی‌سازی در منطقه شورک را معرفی کرده و بطور اختصار به کانی‌شناسی آن پرداخته‌اند. هدف از این پژوهش، مشخص کردن نوع کانی‌زایی و نحوه تشکیل آن بر پایه مطالعات زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی، زمین‌شیمی و سیالات درگیر می‌باشد. با توجه به نوع کانی‌سازی رگه‌ای در منطقه شورک و وجود رگه‌های فراوان در محدوده شمال‌خورد به نظر می‌رسد بررسی دقیق این کانی‌سازی می‌تواند الگوی اکتشافی مناسبی برای رگه‌های دیگر در این محدوده باشد.

مطالعات اخیر زمین‌شناسی بر روی سیستم‌های ماگمایی-گرمایی، عمدتاً بر روی نحوه تشکیل کانسارهای مس پورفیری و اپی‌ترمال‌های سولفیداسیون بالا صورت گرفته است (Bethke et al., 2005; Einaudi et al., 2003; Fifarek and Rye, 2005; Heinrich, 2005) کمتر به پلی‌متال‌های فلزات پایه که می‌توانند در بخش فوقانی این سیستم‌ها شکل گیرند پرداخته شده است (Baumgartner and Fontboté, 2008). محدوده شمال‌خورد در ۸۵ کیلومتری شمال غرب بیرجند و در استان خراسان جنوبی واقع شده است (شکل ۱-a). منطقه شورک بخشی از این محدوده بوده که در فاصله ۴۰ کیلومتری شمال روستای خور و در گستره‌ای بین طول‌های "۵۸°۲۰'۱۵" تا "۵۸°۲۲'۴۴" شرقی و عرض‌های جغرافیایی "۳۳°۶'۲۳" تا "۳۳°۹'۱۴" شمالی واقع شده است (شکل ۱-b). محدوده شمال‌خورد به دلیل حجم گسترده سنگ‌های آتشفشانی ترشیری، کانی‌سازی‌های متعدد رگه‌ای مس-سرب-نئروی



شکل ۱- (a) موقعیت جغرافیایی منطقه اکتشافی شمال خور در ایران و راه‌های دسترسی به آن، (b) موقعیت و راه دسترسی به منطقه شورک در شمال خور.

Fig. 1. (a) Geographical location of prospect area of the North Khur in Iran and access routes to it and (b) Location and access routes to the Shurk area in the North Khur.

EPMA) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران استفاده شد. تعداد نقاط بررسی شده در این روش ۳۳ نقطه از کانی‌ها پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، فاهلور، بورنیت و گالن است.

تعداد ۵ نمونه از کانی کوآرتز بعد از مطالعات دقیق پاراژنزی (مهمترین کانی باطله و پاراژنز با کانی‌سازی) برای تهیه مقطع دوبر صیقل انتخاب گردید. دما سنجی سیالات درگیر بر روی این ۵ نمونه به وسیله یک دستگاه سرد کننده و گرم کننده ساخت شرکت لینکام مدل THM600 در دانشگاه فردوسی مشهد صورت گرفت. دقت کار دستگاه در مرحله سرد و گرم کردن $\pm 1^\circ C$ و محدوده حرارتی دستگاه بین $190-$ تا $600+$ درجه سانتیگراد می‌باشد. مقدار شوری بر طبق Bodnar (۱۹۹۳) در سیستم $H_2O-NaCl$ و مقدار دانسیته سیالات درگیر با استفاده از نرم افزار FLINCOR و بر اساس اطلاعات دماسنجی بر طبق Brown و Lamb (۱۹۸۹) محاسبه شده است. هیستوگرام‌های مناسب در نرم افزار SPSS ترسیم گردید.

دورسنجی

روش SAM برای کانی‌های ایلیت، کائولینیت، پیروفیلیت، مونتموریونیت، لیمونیت، ژاروسیت، گوتیت، کلریت، زئوزیت و اپیدوت اجرا گردید و زاویه بهینه برای هر کانی با توجه به مشاهدات صحرایی بدست آمد (جدول ۱). شدت و گسترش پراکندگی این کانی‌ها منجر به شناسایی و تفکیک دگرسانی‌های مختلف شده است (شکل‌های ۲، ۳ و ۴).

مقایسه کانی‌های کائولینیت، مونتموریونیت، پیروفیلیت و ایلیت بدست آمده از پردازش تصاویر آستر به عنوان شاخص زون آرژیلیک نشان می‌دهد که این زون بصورت ساختار خطی با امتداد تقریباً شمالی-جنوبی تا شمال-غرب-جنوب‌شرق گسترش یافته است (شکل ۲). مقایسه کانی‌های کلریت، اپیدوت و زئوزیت بدست آمده از پردازش تصاویر آستر به عنوان شاخص زون پروپلیتیک، نشان می‌دهد که این زون دگرسانی از اطراف دگرسانی آرژیلیک را در بر گرفته است ولی ساختار خطی واضحی نداشته و نسبت به زون آرژیلیک گسترش بیشتری را نشان می‌دهد (شکل ۳). همچنین

روش مطالعه

به‌منظور تفکیک زون‌های دگرسانی و شدت و پراکندگی آنها در منطقه، پردازش تصاویر ماهواره‌ای به کمک نرم‌افزار ENVI 4.2 و به روش نقشه‌بردار زاویه طیفی صورت گرفت. در این مطالعه از داده‌های سنجنده ASTER با شماره ۳۳۱-۳۰۸۰۱-۱b که در تاریخ ۲۰۰۱/۰۶/۱۸ تصویر برداری شده، استفاده شد. به منظور تفکیک دگرسانی از روش نقشه‌بردار زاویه طیفی (Spectral Angel Mapper) استفاده شده است. این روش نوعی طبقه‌بندی هدایت شده است (Supervised Classification) که از مقایسه طیف تصاویر و طیف استاندارد یا کتابخانه طیفی استفاده می‌کند (ENVI User's Guide, 2003; Kruse et al., 1993; Zhonghai et al., 2010).

در ادامه مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی و رگه کانی‌سازی در منطقه صورت گرفت. در مجموع ۶۰ مقطع نازک، ۱۰ مقطع نازک صیقلی و ۵ بلوک صیقلی به‌منظور بررسی‌های سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی از واحدهای سنگی و رگه‌های کانی‌سازی (از سطح و ترانشه‌ها) تهیه و مطالعه گردید. در نهایت نقشه زمین‌شناسی-دگرسانی منطقه با مقیاس ۱:۵۰۰۰ در نرم افزار ArcGIS تهیه گردید. ۱۷ نمونه زمین‌شیمیایی به روش خرده‌سنگی از محل رگه کانی‌سازی و زون گوسان (از سطح و ترانشه‌ها) برداشت گردید که همه نمونه‌ها به روش ICP-OES و ۳ نمونه انتخابی از بین این نمونه‌ها به روش fire assay در آزمایشگاه شرکت فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه قرار گرفت. تعداد ۷ نمونه از محل ترانشه‌ها و زون گوسان برداشت و برای شناسایی کانی‌های مجهول، نمونه‌ها به روش XRD در آزمایشگاه شرکت فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه قرار گرفت. همچنین برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی-ها، از روش ریزپردازنده الکترونی (Electron Probe Microanalysis)؛

1 -SAM

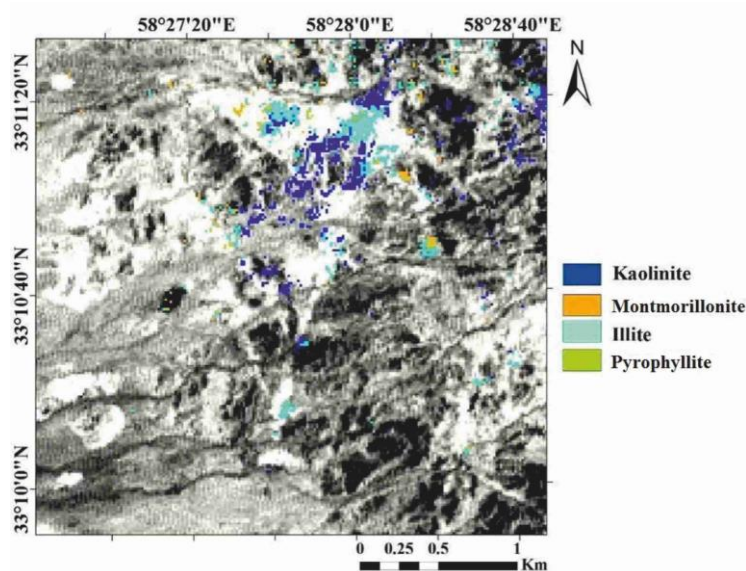
دگرسانی‌ها در امتداد رگه در منطقه مورد مطالعه داشت. همچنین گسترش زیاد کانی‌های ثانویه در شمال منطقه منطبق بر رخنمون گوسان وسیع در این قسمت از رگه می‌باشد.

مقایسه کانی‌های گوتیت، هماتیت، ژاروسیت و لیمونیت به عنوان کانی‌های ثانویه نماینده زون گوسان نشان داد که این کانی‌ها نیز عمدتاً در راستای شمال‌غرب-جنوب‌شرق گسترش داشته‌اند (شکل ۴). نتایج حاصل از پردازش‌های ماهواره‌ای نقش مهمی در شناسایی گسترش و روند

جدول ۱- زاویه طیفی بهینه برای کانی‌های موجود در منطقه شورک که در مشاهدات صحرایی مشاهده شده است.

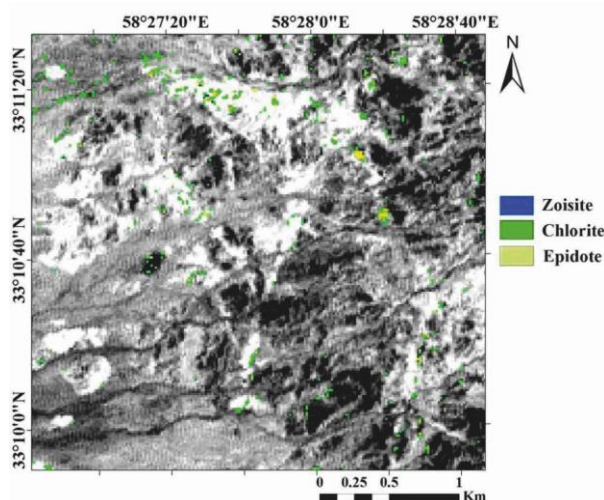
Table 1. Optimal spectral angle for minerals in the Shurk area that is identified in field observations.

Minerals of alteration	Optimal spectral angle	minerals of alteration	Optimal spectral angle
Kaolinite	0.2715	Zeolite	0.0867
Montmorillonite	0.2245	Limonite	0.6250
Illite	0.3420	Jarosite	0.2876
Pyrophyllite	0.2175	Goethite	0.0654
Chlorite	0.2810	Hematite	0.0765
Epidote	0.2754		



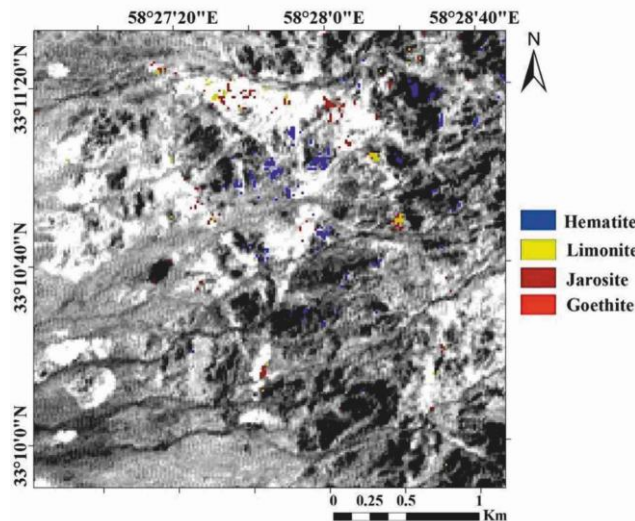
شکل ۲- تصویر ماهواره‌ای آستر از منطقه شورک، که دگرسانی آرژیلیک بر روی آن بارزسازی شده است.

Fig. 2. Aster satellite image of the Shurk area, where the argillic alteration is highlighted.



شکل ۳- تصویر ماهواره‌ای آستر از منطقه شورک، که دگرسانی پروپلیتیک بر روی آن بارزسازی شده است.

Fig. 3. Aster satellite image of the Shurk area, where the propylitic alteration is highlighted.



شکل ۴- تصویر ماهواره‌ای آستر از منطقه شورک، که کانی‌های لیمونیت، هماتیت، گوتیت و ژاروسیت بر روی آن بارزسازی شده است.

Fig. 4. Aster satellite image of the Shurk area, where limonite, hematite, goethite and jarosite is highlighted.

زمین‌شناسی

باشد. اندازه قطعات عمدتاً کمتر از ۲ میلیمتر بوده و قطعات تا ۴۰ سانتی-متر هم دیده می‌شود که ۳۰ تا ۳۵ درصد این واحد را شامل می‌شوند. واحد آتشفشانی شناسایی شده در منطقه آندزیت بوده که عمدتاً در شرق منطقه گسترش دارد (شکل ۵). بافت غالب در این واحد پورفیری می‌باشد. در این واحد بافت ارتوفیری هم در بعضی قسمت‌ها دیده می‌شود. واحد آندزیتی حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد درشت بلور دارد که شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و پیروکسن می‌باشند. زمینه سنگ شامل پلاژیوکلازهای دانه‌ریز و کانی‌های کدر می‌باشد.

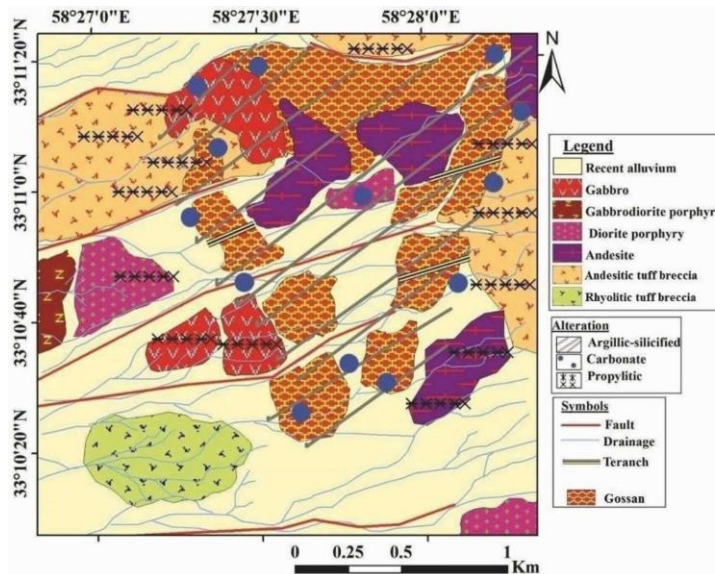
۲- واحدهای نیمه‌عمیق و عمیق

واحد گابرویی در شمال و جنوب‌غرب منطقه شناسایی شد (شکل ۵). این واحد تنها توده نفوذی شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه بوده و در مقایسه با سایر واحدهای موجود در این منطقه دچار دگرسانی کمتری شده است. واحد گابرویی دارای بافت گرانولار بوده و کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آن پلاژیوکلاز از نوع لابرادوریت، کلینوپیروکسن و الیون می‌باشند. واحد گابرویدوریت پورفیری در غرب منطقه شورک رخنمون دارد (شکل ۵). این واحد دارای بافت پورفیری با زمینه دانه درشت می‌باشد و در بعضی قسمت‌ها بافت گلمروپورفیری نیز دیده می‌شود که حاصل تجمع کلینوپیروکسن‌ها می‌باشد. فنوکریست‌ها شامل پلاژیوکلاز از نوع لابرادوریت، کلینوپیروکسن و الیون می‌باشد. زمینه سنگ شامل پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشد. واحد دیوریت پورفیری دارای بافت پورفیری است. فنوکریست‌های تشکیل دهنده سنگ شامل پلاژیوکلاز از نوع الیگوکلاز-آندزین، آلكالی فلدسپار (اورتوکلاز)، هورنبلند و کلینوپیروکسن (اوژیت) می‌باشد. زمینه سنگ نیز شامل کانی‌های یاد شده است.

منطقه شورک از نظر زمین‌شناسی ناحیه‌ای در گوشه جنوب‌شرقی برکه ۱:۱۰۰۰۰۰ سارغنج قرار گرفته است (Lotfi, 1995). برطبق این نقشه، بخش اعظم منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری است. براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده، واحدهای سنگی شناسایی شده در گستره پی‌جویی شورک را می‌توان به ۲ بخش تقسیم کرد: ۱- سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن و ۲- توده‌های نیمه‌عمیق و عمیق گابرو، گابرویدوریت پورفیری و دیوریت پورفیری (شکل ۵). واحدهای آتشفشانی و آذرآواری دارای بیشترین گسترش در منطقه هستند. واحدهای گابرو، گابرویدوریت پورفیری و دیوریت پورفیری عمدتاً دارای گسترش کم و بصورت استوک در منطقه رخنمون دارند. ارتباطی بین واحدهای نیمه‌عمیق و کانی‌سازی در منطقه مورد مطالعه مشاهده نشد.

۱- سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی

واحدهای آذرآواری شامل توف برش ریولیتی و آندزیتی می‌باشند (شکل ۵). توف برش ریولیتی شامل یک سری از قطعات سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب عمدتاً ریولیتی بوده که به وسیله خاکسترهای ریولیتی تا داسیتی به هم جوش خورده‌اند. قطعات سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً دارای ترکیب ریولیتی و به میزان کمتر داسیتی و آندزیتی می‌باشد. قطعات با اندازه کمتر از ۲ میلیمتر (۶۵ تا ۷۰ درصد) و تا اندازه ۶۵ سانتی‌متر (۲۵ تا ۳۰ درصد) می‌باشد. توف برش آندزیتی بیشترین گسترش را در منطقه داشته (شکل ۵) و سنگ میزبان اصلی کانی‌سازی رگه‌ای می‌باشد. این واحد شامل قطعات کمی گردشده تا گرد شده عمدتاً آندزیتی می‌باشد که به‌وسیله خاکسترهای آندزیتی به هم جوش خورده‌اند. قطعات سنگی این واحد در حد آندزیت، تراکی آندزیت و به میزان خیلی کمتر داسیت می-



شکل ۵- نقشه زمین‌شناسی-دگرسانی منطقه شورک.

Fig. 5. Geological-alteration map of the Shurk area.

دگرسانی در منطقه شورک

۵ نوع دگرسانی اصلی در منطقه شورک شناسایی شده است که عبارتند از: ۱- آرژیلیک، ۲- سیلیسی-آرژیلیک، ۳- سیلیسی-کربناته، ۴- کربناته، ۵- پروپلیتیک. این دگرسانی‌ها دارای یک روند خطی با تمرکز نسبی در محدوده رگه هستند. به این صورت که دگرسانی آرژیلیک و سیلیسی-آرژیلیک در مرکز سیستم و دگرسانی‌های کربناته و پروپلیتیک در اطراف و حاشیه رگه کانی‌سازی تمرکز نشان می‌دهند (شکل ۵).

دگرسانی آرژیلیک عرض محدودی داشته و از روند رگه پیروی می‌کند. این دگرسانی عموماً در دو طرف رگه به شکل متقارن بوده و عمدتاً واحدهای توف برش آندزیتی و آندزیت‌ها را در حاشیه رگه تحت تاثیر قرار داده است. در بعضی قسمت‌ها شدت دگرسانی به حدی بوده که فقط قالب کانی‌ها باقی مانده (شکل ۶-ا) و توسط پیریت پر شده است (شکل ۷-ا). پلاژیوکلازهای موجود در قطعات سنگی به شدت دگرسان شده و اغلب به رس (۳۵ تا ۴۰ درصد) و کمتر به سریسیت (۵ تا ۷ درصد) تبدیل شده‌اند. همچنین زمینه سنگ نیز سیلیسی (۵ تا ۷ درصد) شده است.

دگرسانی سیلیسی-آرژیلیک و سیلیسی-کربناته مرتبط با کانی‌سازی بوده و عمدتاً به صورت رگه کوارتز (شکل ۶-ب) همراه با کانی‌سازی تشکیل می‌شوند. مطالعات صحرایی و مقاطع میکروسکوپی مشخص ساخت که در رگه‌های کوارتزی، کوارتز با اشکال مختلف کوارتز بلورین شفاف، درشت بلورهای خودشکل هگزگونال، کوارتز ریز بلور، کلسدونی و اپال مشاهده می‌شود که بافت قشری و برشی (گسلی-گرماپی) دارند. همچنین در سنگ میزبان پلاژیوکلازها به کانی رسی (۱۰ تا ۱۵ درصد) تبدیل شده و زمینه سنگ نیز سیلیسی شده است. در دگرسانی سیلیسی-کربناته کوارتز در رگه همراه با کلسیت‌های ریزبلور بوده و در سنگ میزبان کلسیت به صورت پراکنده و رگچه‌ای دیده می‌شود.

دگرسانی کربناته عمدتاً واحدهای آندزیتی و به میزان کمتر توف برش آندزیتی را تحت تاثیر قرار داده است. این دگرسانی نسبت به دگرسانی‌های

دیگر گسترش کمتری داشته و عمدتاً به صورت رگچه‌ای و رگه‌ای دیده می‌شود. این رگچه‌ها و رگه‌های کربناته در بعضی قسمت‌ها رگه اصلی کانی‌سازی را قطع کرده و نشان دهنده آخرین مراحل فعالیت‌های گرمایی می‌باشد (شکل ۶-ج). با دور شدن از رگه، میزان رگچه‌های کربناته کاهش می‌یابد.

دگرسانی پروپلیتیک با فاصله از رگه، با گسترش فراوان‌تری نسبت به سایر دگرسانی‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۵). شدت این دگرسانی متفاوت بوده و بیشترین شدت آن به سمت رگه کانی‌سازی می‌باشد. این دگرسانی عمدتاً واحدهای گابرو، گابرودیوریت پورفیری و دیوریت پورفیری و به میزان کمتری واحد آندزیتی را تحت تاثیر قرار داده است. یکی از مهمترین شاخص‌های این دگرسانی حضور کانیه‌های اپیدوت و کلریت بوده که به سنگ‌ها رنگ سبزی می‌دهد. کانی‌های این زون دگرسانی شامل کلریت (۲۰ تا ۳۰ درصد)، اپیدوت (۵-۱۰ درصد)، کلسیت (۵ تا ۱۰ درصد) و مگنتیت (۳ تا ۵ درصد) می‌باشد. پیروکسن، پلاژیوکلاز و به میزان کمتر هورنبلندها به کلریت، اپیدوت و کلسیت تبدیل شده‌اند. همچنین کلسیت به صورت رگچه‌ای و رگه‌ای در این زون مشاهده می‌شود.

کانی‌سازی رگه‌ای

کانی‌سازی در منطقه شورک در یک زون برشی در راستای گسلی با روند N5W و شیب تقریباً ۹۰ درجه در واحد توف برش آندزیتی (اتوسن) شکل گرفته است. این گسل با حرکت چپ‌گرد خود باعث باز شدن شکافی به سمت جنوب غرب شده است. عرض رگه از ۲۰ تا ۱۵۰ (با توجه به گسترش زون گوسان در سطح) متر متغیر بوده و طول رگه به ۲ کیلومتر می‌رسد.

کانی‌سازی در منطقه شورک را می‌توان به پنج مرحله بر مبنای دگرسانی‌ها تقسیم نمود. این مراحل عبارتند از: ۱. کانی‌سازی افشان-جانشینیه همراه با دگرسانی آرژیلیک در سنگ میزبان مجاور رگه، ۲. کانی‌سازی رگه‌ای همراه با دگرسانی سیلیسی-آرژیلیک، ۳. کانی‌سازی رگه‌ای

کانی سازی رگه‌های همراه با دگرسانی سیلیسی-کربناته، ۴. رگچه‌های تاخیری در زون دگرسانی کربناته، ۵. رگه و رگچه‌های اکسید آهن (شکل ۸). کانی‌سازی اصلی رگه‌ای در طی مراحل ۲ و ۳ شکل گرفته است. بنابراین می‌توان گفته که کانی‌سازی رگه‌ای در دو مرحله شکل گرفته که شامل، ۱. کوارتز-پیریت-کالکوسیت-کالکوپیریت-بورنیت-فاهلور-اسفالریت همراه با دگرسانی آرژیلیکی-سیلیسی و ۲. کوارتز-کالکوسیت-گالن-اسفالریت همراه با دگرسانی سیلیسی-کربناتی می‌باشد. بخش اعظم کانی‌های سولفیدی منطقه تحت تاثیر اکسیداسیون و هوازدگی به کانی‌های ثانویه تبدیل شده و باعث ایجاد زون گوسان گسترده در منطقه شده‌اند.

مرحله چهارم شامل رگه و رگچه‌های کلسیتی حاوی کلسیت‌های بلوری بوده و نشان از آخرین مرحله از فعالیت های گرمایی می باشند بطوریکه در بعضی قسمت‌ها رگه حاوی ماده معدنی را قطع می‌کنند. مرحله پنجم شامل رگه‌ها و رگچه‌های اکسید آهن با تراکم کمتر از ۱ تا ۳ عدد در متر و عرض ۱ تا چند میلی‌متر مشاهده می‌شوند. اکسیدهای آهن به شکل لیمونیت، گوتیت و دیگر اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن ثانویه، حضور دارند. رگچه‌های اکسید آهن کانی‌سازی اصلی رگه‌ای را قطع نموده اند. این رگچه‌ها حاصل پر شدگی شکستگی‌های ثانویه در رگه، ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی تاخیری می‌باشند. همچنین رگچه‌های دولومیتی نیز در بعضی قسمت‌ها همراه با اکسیدهای آهن قابل شناسایی است. در ادامه به بررسی بافت و ساخت، کانه‌نگاری (هیپوژن و سوپرژن) و گانگ همراه با ماده معدنی می‌پردازیم.

در اولین مرحله کانی‌سازی پراکنده-جانشینی در زون دگرسانی آرژیلیک شکل گرفته است. در ابتدا با ورود محلول به داخل گسل و شکستگی‌ها باعث دگرسانی آرژیلیک و کانی‌سازی پیریت در سنگ میزبان می‌شود. پیریت در این مرحله با بافت دانه پراکنده و جانشینی مشاهده می‌شود. پیریت‌های دانه پراکنده به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۶ میلی‌متر درون دگرسانی آرژیلیک در حاشیه رگه مشاهده می‌شوند. همچنین پیریت بصورت جانشینی در فنوکریست‌های سنگ میزبان که تحت تاثیر دگرسانی آرژیلیک قرار گرفته ایجاد شده است. این جانشینی عمدتاً در کانی‌هایی مانند پلازیوکلاز و پیروکسن رخ داده است (شکل ۷-ا). طبق نتایج آنالیز XRD، کانی‌های رسی شامل کائولینیت و ایلیت می‌باشند. بر پایه داده‌های ریزپردازنده الکترونی، حضور عناصر مس، آرسنیک و جیوه در پیریت شناسایی گردید (جدول ۲). در این کانی میانگین مقدار مس (wt.% ۰/۵)، آرسنیک (wt.% ۰/۷) و جیوه (wt.% ۰/۳) است.

جدول ۲- میانگین نتایج آنالیز EPMA برای کانی‌های سولفیدی اصلی در کانسار شورک.

Table 2. Average analysis results of EPMA for main sulfide minerals in the Shurk deposit.

Mineral	Mineralization	Number	Cu	S	Fe	As	Ag	Pb	Hg	Sb
Pyrite	Disseminated	3	0.5	52.9	46.2	0.7	-	-	0.03	-
Pyrite	Vein	7	1.3	52.4	45.2	1.1	-	-	0.01	-
Chalcocite	Vein	8	76.5	22.3	0.07	0.02	0.4	-	0.01	0.05
Chalcopyrite	Vein	3	30.2	35.2	34.3	0.01	-	-	0.01	-
Bornite	Vein	6	11.7	25	63.7	-	0.2	-	-	0.01
Fahlore*	Vein	1	42.28	27.7	0.02	17.29	0.2	-	-	2.9
Galena	Vein	5	0.1	13.1	-	0.3	0.2	86.1	-	-

* به دلیل یک نقطه آنالیزی، میانگین در نتایج کانی فاهلور بکار نمی‌رود.

هوازدگی (عوامل برون زاد) کانی‌سازی اولیه در منطقه، باعث شکل‌گیری زون سوپرژن و گوسان در منطقه شده است. بنابراین کانه‌نگاری در دو بخش هایپوژن و سوپرژن مورد بررسی قرار می‌گیرد.

کانی‌سازی هایپوژن (درون‌زاد)

کالکوسیت فراوانترین کانی سولفیدی بوده و اغلب به دو صورت هایپوژن و سوپرژن در رگه قابل مشاهده است. کالکوسیت اولیه اغلب

کانه‌نگاری در رگه کانه‌دار

کانی‌سازی سولفیدی در رگه شامل کالکوسیت، بورنیت، پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، فاهلور (تتراهیدریت-تانتیت) می‌باشد. کانی باطله اصلی همراه با کانی‌سازی کوارتز بوده و کلسیت، باریت، دولومیت و کلسدون به عنوان کانی‌های باطله فرعی هستند. در اثر اکسیداسیون و

شیمیایی پیریت در کانی‌سازی رگه‌ای در مقایسه با پیریت‌های افشان در زون آرژلیک افزایش نشان می‌دهد.

کانی‌های سولفوسالتی تترائیدیت-تنانتیت (فاهلور) به صورت ادخال درون کانی‌ها از جمله کالکوسیت و به رنگ خاکستری روشن و ابعاد چند میکرونی مشاهده شدند (شکل d-۷). این سری کانی‌ها به نام گروه فاهلور نیز معرفی شده‌اند که دارای فرمول شیمیایی نسبتاً پیچیده‌ای هستند (Ramdohr, 1970). در آنالیز نقطه‌ای ریزپردازنده الکترونی، ترکیب یکی از فازهای سولفوسالتی به صورت $S_2=27/7\%$ ، $Cu=42/28\%$ ، $As=17/28\%$ ، $Sb=2/9\%$ و $Ag=0/2\%$ اندازه‌گیری شده است که نزدیک به تنانتیت است. کانی‌های سولفوبیسموتینید خاص تیپ کانسارهای دما بالا و سولفوآنتیمونید خاص کانسارهای تیپ دما پایین در نظر گرفته شده است (Malakhov, 1968). بنابراین حضور سولفوآنتیمونیدها می‌تواند نشان از تشکیل رگه شورک در دمای پایین باشد. کانی مستقل نقره‌دار و آنتیمون‌دار در رگه دیده نشد ولی می‌تواند در شبکه فاهلورها قرار گیرد. اسفالریت به صورت بی‌شکل با اندازه چند میکرون تا ۰/۲ میلی‌متر و فراوانی کم (کمتر از ۳ درصد) در داخل رگه دیده می‌شود (شکل d-۷). این کانی اغلب همراه با کانی کالکوسیت مشاهده می‌شود. اسفالریت در اواسط تا اواخر کانی‌سازی سولفیدی، تبلور یافته است. گالن اغلب همراه با کالکوسیت و اسفالریت و با اندازه چند میکرون و فراوانی کم (کمتر از ۲ درصد) در اواخر کانی‌سازی سولفیدی، شکل گرفته است (شکل e-۷). بر پایه داده‌های ریزپردازنده الکترونی، حضور عناصر نقره (۰/۲ wt.%) و آرسنیک (۰/۳ wt.%) در گالن شناسایی گردید (جدول ۲).

باطله در کانی‌سازی در منطقه شورک

کوارتز به عنوان مهمترین کانی باطله همراه با کانی‌سازی می‌باشد در حالیکه دولومیت، کلسدونی و باریت در مراحل آخر کانی‌سازی همراه با اکسیدهای آهن دیده می‌شوند. کلسیت مربوط به فازهای تاخیری فرایندهای گرمایی منطقه بوده و ارتباطی با کانی‌سازی سولفیدی ندارد. کوارتز مهمترین و اصلی‌ترین کانی باطله در رگه بوده که به طور مستقیم از خود سیال کانه‌ساز تبلور یافته است. کوارتز عمدتاً نیمی از حجم رگه را در بر می‌گیرد. کوارتز به شکل نوارهای درشت بلور، بی‌رنگ شفاف تا شیری رنگ و خود شکل در حاشیه و دو طرف رگه با بافت شانه‌ای در ابعاد ۱ تا ۶ سانتی‌متر تشکیل شده است. همچنین در برخی مناطق این رگه‌ها تماماً یا بخش میانی رگه با کانی‌های کوارتز ریز بلور یا آمورف و یا کلسدونی پر شده‌اند که احتمالاً در زمان تشکیل به سطح نزدیک بوده‌اند و به سرعت سرد شده‌اند. کلسدونی در اکثر رگه‌ها در فاز آخر کانه‌زایی و عمدتاً در مرکز رگه مشاهده می‌شود. باریت به عنوان کانی باطله با فراوانی کم بوده که در آخرین مراحل کانی‌سازی تشکیل شده است. این کانی اغلب در حفرات با بافت رشته‌ای دیده می‌شود (شکل l-۷). دولومیت با ابعاد بین ۰/۶ تا ۲ میلی‌متر همراه با اکسیدهای آهن به صورت رگه‌های دیده می‌شود. رگه‌های دولومیتی مرتبط به مراحل آخر کانی‌سازی می‌باشد. این رگه‌ها به صورت درشت بلور، خودشکل و دارای منطقه‌بندی مشخص بوده و با اکسیدهای آهن همراه می‌باشد. در برخی قسمت‌ها بلورهای دولومیت به وسیله اکسیدهای آهن پر و یا جانشین شده است (شکل k-۷).

بصورت درشت دانه با ابعاد ۰/۴ تا ۳ میلی‌متر در رگه‌ها همراه با پیریت دیده می‌شود (شکل b-۷، c و f). عدم وجود حاشیه واکنشی کالکوسیت، نشان دهنده شکل‌گیری کالکوسیت به صورت اولیه بوده است (Ramdohr, 1980; Ossandón et al., 2001). این کالکوسیت‌ها درشت بلور بوده و به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند. کالکوسیت‌های اولیه حاوی ادخال‌هایی از کالکوپیریت و فاهلور (تنانتیت-تترائیدیت) هستند (شکل d-۷). کالکوسیت در بعضی قسمت‌ها اغلب در حال تبدیل شدن به کوولیت، دیژنیت و ملاکیت می‌باشد. کالکوسیت‌ها در مرحله دوم کانی‌سازی عمدتاً همراه با بورنیت (هم‌رشدی) و فاهلور (به صورت ادخال در کانی کالکوسیت) و در مرحله سوم همراه با کانی‌سازی‌های فلزات پایه از جمله اسفالریت و گالن شکل گرفته‌اند. بورنیت به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و ابعادی از ۰/۳ تا ۱ میلی‌متر در رگه حاوی کانی‌سازی دیده می‌شود. بورنیت اغلب همراه با کالکوسیت اولیه با بافت هم‌رشدی (میرمیکیتی) مشاهده می‌شود (شکل b-۷، c و f). این کانی بعد از کالکوسیت دومین کانی سولفید اولیه فراوان در کانسار شورک می‌باشد. کانی بورنیت به شکل کانی منفرد در مطالعات کانه نگاری دیده نشد و این کانی تقریباً در تمام موارد به همراه کالکوسیت است. در بعضی قسمت‌ها از حاشیه در حال تبدیل شدن به کالکوسیت ثانویه می‌باشد (شکل g-۷). بر پایه داده‌های ریزپردازنده الکترونی، حضور عناصر نقره و آنتیمون در کالکوسیت و بورنیت مشهود است (جدول ۲). از سویی در این کانسار، کانی‌های مجزای این عناصر دیده نمی‌شود. در ترکیب شیمیایی کانی کالکوسیت، عناصر Fe، Ag، Sb، Hg حضور دارند (جدول ۲). در این کانی میانگین مقدار آهن (۰/۷ wt.%)، نقره (۰/۴ wt.%)، آنتیمون (۰/۵ wt.%) است. همچنین عناصر نقره و آنتیمون در کانی بورنیت به ترتیب دارای میانگین ۰/۲ و ۰/۱ (wt.%) است.

کالکوپیریت در بعضی قسمت‌ها به صورت ادخال‌هایی در حد میکرون در کالکوسیت اولیه مشاهده می‌شود (شکل d-۷). در مقاطع مورد مطالعه، کالکوپیریت به صورت باقیمانده در کالکوسیت ثانویه دیده نشد. احتمالاً این کانی در زون سوپرژن اغلب توسط کانی‌هایی نظیر کالکوسیت، کوولیت، دیژنیت و ملاکیت جانشین شده است. بر پایه داده‌های ریزپردازنده الکترونی، حضور عناصر آرسنیک (۰/۱ wt.%) و جیوه (۰/۱ wt.%) در کالکوپیریت مشهود است (جدول ۲).

پیریت در مراحل اول، دوم و سوم کانی‌سازی در منطقه شورک شناسایی شد. پیریت در مرحله دوم کانی‌سازی به صورت لایه‌ای (banded) همراه با ماده معدنی دیده می‌شود (شکل b-۷). این لایه‌ها به صورت توالی پیریت و کانی‌های کالکوسیت-بورنیت می‌باشند (شکل c-۷). پیریت در مرحله سوم کانی‌سازی عمدتاً همراه با کالکوسیت و اسفالریت در رگه مشاهده می‌شود (پیریت‌های مربوط به مرحله اول در بخش کانی‌سازی پراکنده در زون آرژلیک قبلاً توضیح داده شده است). پیریت‌های همراه با کانی‌سازی نیمه شکل‌دار تا خود شکل بوده و ابعادی از ۳۰ میکرون تا ۳ میلی‌متر دارند (شکل b-۷ و c). این پیریت‌ها نسبت به پیریت‌های مرحله اول دارای ابعاد بزرگتر بوده و فراوانی بیشتری را به خود اختصاص داده‌اند. بر پایه داده‌های ریزپردازنده الکترونی، حضور عناصر مس، آرسنیک و به میزان خیلی کم جیوه در پیریت شناسایی گردید (جدول ۲). در این کانی میانگین مقدار مس (۱/۳ wt.%)، آرسنیک (۱/۱ wt.%)، جیوه (۰/۱ wt.%) است (شکل f-۷). میانگین میزان مس و آنتیمون در ترکیب

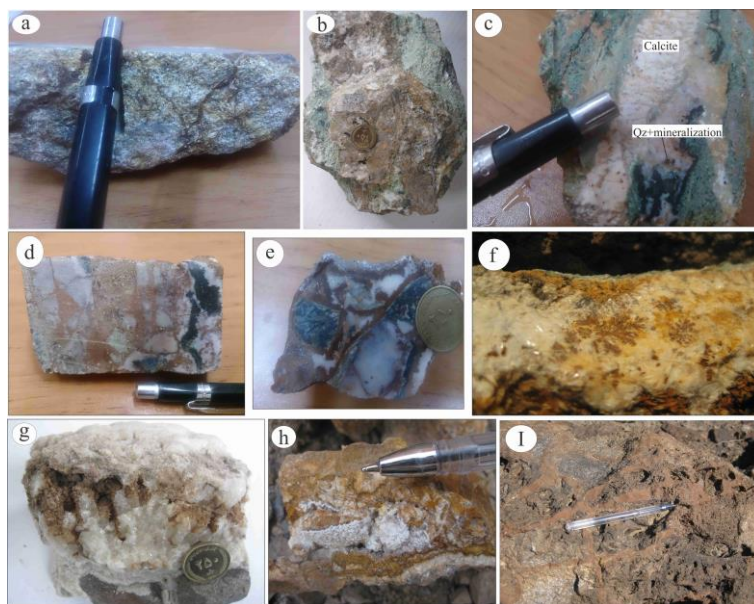
آنالیزهای XRD و EPMA شناسایی گردید (شکل ۷-۵). کوولیت در نمونه‌هایی با تاثیر فرایندهای سوپرژن حضور داشته که به شکل لامیلار در حاشیه و سطوح درز و شکستگی‌های کانی کالکوسیت دیده می‌شود. بافت لامیلار، یک بافت شاخص در زون سوپرژن می‌باشد (شکل ۷-۱۱). این کانی فراوانترین کانی سولفیدی سوپرژن بعد از کالکوسیت ثانویه می‌باشد. دیژنیت اغلب همراه با کوولیت در حاشیه و یا سطوح درز و شکستگی‌های کانی کالکوسیت حضور داشته و نسبت به کوولیت فراوانی کمتری دارد (شکل ۷-۱۱). والریت یک سولفید مس بوده که عمدتاً در حاشیه کانی کالکوسیت دیده می‌شود (شکل ۷-۵). این کانی عمدتاً به صورت دندریتی در اطراف شکستگی‌ها و حاشیه کانی کالکوسیت قابل مشاهده است.

هیدرواکسیدها و اکسیدهای آهن تمام رخنمون‌ها را در محدوده کانی‌زایی به شدت آغشته کرده‌اند. هماتیت از اکسایش سولفیدهای اولیه حاصل شده است. گوتیت اکسید آهن اصلی ناشی از جانشینی سوپرژن پیریت (شکل ۷-۱۲) و کالکوپیریت به صورت رگچه‌ای، پراکنده، بافت تیغه‌ای و شبکه‌ای و کلوفرم قابل مشاهده است. کانی‌های زون گوسان (هماتیت، گوتیت، لیمونیت و پیرولوسیت) توسط هوازدهی و اکسایش کانی‌های سولفیدی آهن (از جمله پیریت) ایجاد می‌شوند. با ادامه اکسیداسیون گوتیت به لیمونیت تبدیل می‌شود. لیمونیت به رنگ نارنجی-زرد و هماتیت ثانویه به رنگ قهوه‌ای قرمز مشاهده می‌شود. پیرولوسیت کانی اکسید منگنز ثانویه (MnO_2) است که به رنگ خاکستری-سیاه و به شکل آگرگات‌های دندریتی به سطح سنگ‌ها در دیواره رگه‌ها و شکستگی‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۶-۱۰).

کلسیت با ابعادی بین ۰/۲ تا ۳ میلی‌متر به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و همچنین پراکنده در سنگ میزبان دیده می‌شود. کلسیت به صورت پراکنده و رگچه‌ای عمدتاً در سنگ میزبان و در مجاورت رگه دیده می‌شود. رگه کلسیتی حاوی کلسیت‌های بلوری بوده و نشان از آخرین مرحله از فعالیت‌های گرمایی می‌باشد بطوریکه در بعضی قسمت‌ها این رگه‌ها ماده معدنی را قطع می‌کنند. کلسیت با بافت دندان سگی (dog-tooth) (شکل ۶-۱۰) و کلوفرمی در بعضی قسمت‌ها شناسایی شد. همچنین کلسیت تیغه‌ای (lattice-bladed) (شکل ۶-۱۱) نیز در بعضی قسمت‌های رگه قابل مشاهده است.

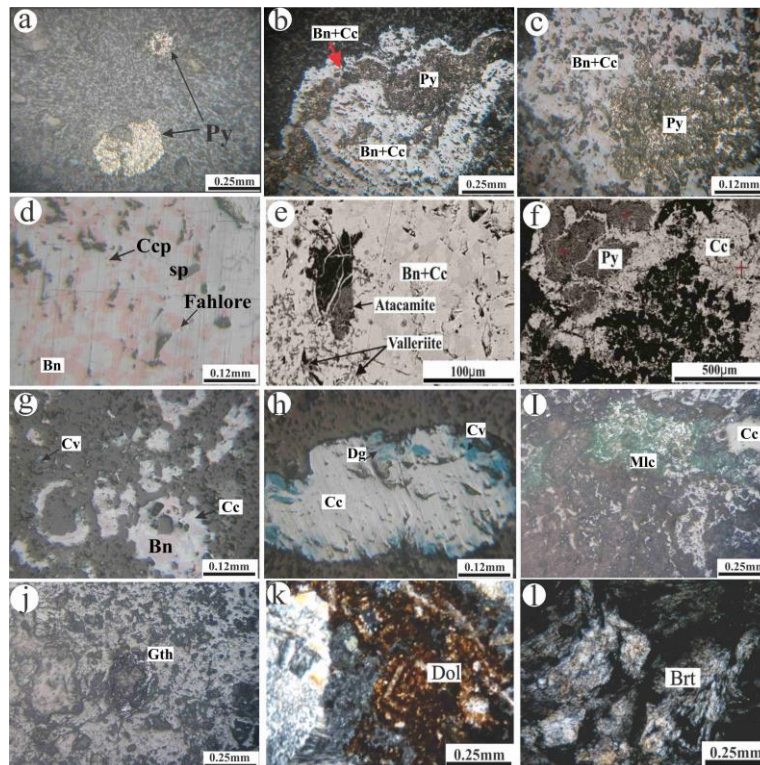
کانه‌نگاری سوپرژن (برون زاد)

کانی‌سازی به سبب عملکرد فرایندهای سوپرژن (برون زاد) به شدت تحت تاثیر قرار گرفته به طوری که در زون گوسان و سوپرژن، کانی‌های سوپرژن بر کانی‌های هایپوژن غلبه دارند. مهمترین کانی سوپرژن کالکوسیت است که با دیگر کانی‌های سوپرژن از قبیل مالاکیت، آزوریت، کوولیت، دیژنیت، اتاکامیت و کانی‌های اکسیدی-هیدروکسیدی آهن (گوتیت، جاروسیت، لیمونیت و هماتیت) همراه است. مالاکیت و آزوریت، کانی‌های ثانویه کربناته مس هستند که به فراوانی و بسته به میزان کانی‌های سولفیدی مس موجود در رگه، به صورت لکه‌های پراکنده تا جانشینی کامل سولفیدها در حجم زیاد در نواحی اکسیدان و سوپرژن دیده می‌شوند. اغلب کالکوسیت‌ها تبدیل به کانی مالاکیت و آزوریت شده‌اند و گاه در میان آنها کالکوسیت و کوولیت به صورت باقیمانده مشاهده می‌شود (شکل ۷-۱۰ و ۱۱). اتاکامیت همراه با مالاکیت و لیمونیت در درون درز و شکاف و حفرات تشکیل شده است. این کانی در نمونه دستی مشاهده نشد ولی در



شکل ۶- نمونه‌ها (a) دگرسانی آرژیلیک در مجاور رگه، (b) دگرسانی سیلیسی-آرژیلیک در مجاور رگه، (c) رگچه کربناته مربوط به مراحل تاخیری کانی‌سازی که رگه اصلی را قطع نموده است، (d) فعالیت‌های تکتونیکی بعد از کانی‌سازی که باعث خرد شدگی در رگه شده و ایجاد برش موزاییکی کرده است، (e) بافت کوکاد در کانی‌سازی رگه‌ای، (f) بافت دندریتی در منگنز، (g) کلسیت‌های دندان سگی، (h) کلسیت‌های تیغه‌ای، (i) بافت جعبه‌ای در هماتیت و گوتیت.

Fig. 6. (a) Argillic alteration in margin of vein, (b) Silicified-argillic alteration in margin of vein, (c) Carbonate veinlet related to late stages of mineralization that cut main vein, (d) Post-mineralization tectonic activity that crushes the vein and creates a mosaic breccia, (e) Cockade texture in vein mineralization, (f) Dendritic texture in manganese, (g) Dog-tooth calcite, (h) Lattice-bladed, (i) Boxwork texture in hematite and goethite.



شکل ۷- (a) کانی سازی پیریت به صورت جانشینی در زون آرژیلیک در مجاورت رگه، (b) پیریت با کالکوسیت-بورنیت به حالت لایه‌ای، (c) هسته پیریتی و کالکوسیت-بورنیت، (d) بافت میرمیکیتی بورنیت و کالکوسیت و همچنین ادخال‌هایی از فاهلور و کالکوپیریت در داخل کانی کالکوسیت، (e) تصاویر الکترونی از گالن همراه با کالکوسیت و تبدیل کالکوسیت از حاشیه به والریت با بافت دندریتی و (f) پیریت همراه با کالکوسیت که به صورت لایه‌ای قرار گرفته‌اند (موقعیت تعدادی از نقاط آنالیز شده به روش EPMA نشان داده شده است)، (g) کالکوسیت و بورنیت در زون سوپرزون و غالب پیریت، (h) تبدیل کالکوسیت از حاشیه به کوولیت به صورت لامیلار و دیژنیت، (i) مالاکیت و کالکوسیت در زون سوپرزون، (j) تبدیل پیریت به گوئیت و باقی ماندن غالب پیریت، (k) رگچه دولومیتی، (l) باریت. اختصارات .Py .Cc .Bn .Sp .Gn .Cv .Mlc .Gth .Dol .Brt به ترتیب پیریت، کالکوسیت، بورنیت، اسفالریت، گالن، کوولیت، مالاکیت، گوئیت، دیژنیت، دولومیت و باریت هستند (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 7. (a) Pyrite mineralization as disseminated in argillaceous zone in margin of vein, (b) Pyrite with chalcocite-bornite as layered, (c) Core of pyrite and chalcocite-bornite, (d) Mirmikitic texture of bornite and chalcocite and also, inclusions of fahlore and chalcopyrite in chalcocite, (e) Electron imaging of galena with chalcocite and replacement of chalcocites from margin by valerite with dendritic texture, (f) Layered pyrite with chalcocite (position of some spots analyzed by EPMA method), (g) Chalcocite and bornite in supergene zone and mold of pyrite, (h) Replacement of chalcocites from margin by covellite as lamellar and diagenite, (i) Malachite and chalcocite in supergene zone, (j) Replacement pyrite by goethite and remain mold of pyrite, (k) Veinlet of dolomite, (l) Barite. Abbreviations Cc, Brt, Bn, Sp, Gn, Cv, Mlc, Gth, Dg, Dol, Py: chalcocite, barite, bornite, sphalerite, galena, covellite, malachite, goethite, digenite, dolomite, pyrite, respectively (Whitney and Evans, 2010).

ساخت و بافت ماده معدنی

زون‌های کانه‌دار نسبتاً ضعیف بوده و بر اساس تقسیم بندی لازنیکا (Laznicka, 1988) اغلب شامل برش‌های خرد شده، برش موزاییکی (شکل ۶-د) و رابل هستند. عدم چرخش و ساییدگی شدید در قطعات برش احتمالاً به سبب پایین بودن قدرت جریان سیال کانه‌دار برای جابجایی و حرکت قطعات برش بوده است. بافت کوکاد مربوط به مرحله بعد از کانی‌سازی اصلی می‌باشد. فعالیت‌های تکتونیکی تاخیری سبب خورد شدگی در رگه شده و ته نشست محلول‌های گرمایی بر روی سطح خارجی قطعات برش ایجاد شده، بافت کوکاد را ایجاد کرده است (شکل ۶-ه). در این بافت کانی‌های سولفیدی بر روی سطح خارجی قطعات برش شکل گرفته‌اند. کانی‌های سولفیدی عمدتاً تحت تاثیر اکسیداسیون به اکسیدهای آهن تبدیل شده- اند. این بافت بیشتر در برش‌های نوع ساییده شده که بیشتر در معرض حرکت سیالات بوده‌اند، دیده می‌شود.

بافت‌های مشاهده شده در کانی‌سازی رگه‌ای در منطقه شورک عمدتاً از نوع پرکننده فضای خالی می‌باشند. بافت قشری درون فضای خالی و شکستگی‌های فاقد برش مشاهده می‌گردد. این بافت در توالی پاراژنتیک اهمیت بالایی داشته و معمولاً نسل اول ته نشست با ماده معدنی فلزی بوده که در ادامه با ته نشست باطله همراه شده است. تغییر در شرایط فیزیوشیمیایی محیط باعث ته نشست کانی‌های متفاوت می‌شود که این شرایط می‌تواند تغییرات در شیمی سیال و یا تغییرات فوگاسیته اکسیژن باشد. این بافت اغلب در کانسارهای دما پایین دیده می‌شود (Ineson, 1989).

بافت‌های برشی در اثر فعالیت‌های تکتونیکی ایجاد شده است بطوریکه سنگ میزبان دچار شکستگی شده و زون‌های خرد شده دارای قطعات چند سانتی متری ایجاد کرده که توسط ماده معدنی سیمان شده‌اند. میزان جدایش، چرخش، فاصله بین قطعات و ساییدگی قطعات برش در

Minerals	Hypogene			Oxide zone
	Stage-1	Stage-2	Late Stage	
Pyrite	██████████			
Chalcopyrite	██████████			
Chalcocite	██████████			██████████
Bornite	██████████			
Sphalerite			
Fahlores			
Galena				
Digenite				██████████
Vallerite				██████████
Covellite				██████████
Atacamite			
Azurite			
Malachite				██████████
Hematite				██████████
Goethite				██████████
Limonite			
Quartz	██████████	██████████		
Calcite		██████████		
Barite			-----	
Dolomite			-----	
Illite	██████████	-----		
Kaolinite	██████████	-----	
Chlorite		-----		
Epidote			

شکل ۸- توالی پاراژنزی در منطقه شورک.

Fig. 8. Paragenetic sequence in the Shurk area.

در رخنمون‌های سطحی در زون گوسان دیده می‌شود (شکل ۶-۱). این بافت در اثر اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی اولیه و ایجاد هماتیت شکل می‌گیرد. بافت‌های کلوفرمی، لایه لایه و جعبه مانند نشانه بافت‌های ثانویه و حرکت محلول‌های کم دما در محیط‌های سطحی است (Guilbert and Park, 1986).

(۲) اکسیدها و کربنات‌های مس در محل ترانشه‌ها، همراه با اکسیدهای آهن (عمدتاً هماتیت) همراه هستند. کانی‌های کربناته مس شامل آزوریت و مالاکیت و مقادیر اندکی آتاکامیت مشاهده می‌گردد (شکل ۹-۳). زون غنی شده سولفیدی در کانسار شورک در محل ترانشه‌ها قابل رویت می‌باشد. در این زون کانی‌های هایپوژن همراه با کانی‌های سوپرژن (کالکوسیت، کوولیت، دیژنیت، والریت و به میزان کمتر مالاکیت، آزوریت و اتاکامیت) دیده می‌شوند (شکل ۹-۴) و در نهایت زون هایپوژن می‌باشد (شکل ۹-۵).

دلایل گسترش یافتن زون غنی‌شدگی سوپرژن

زیاد بودن میزان پیریت همراه با کانی‌سازی می‌تواند دلیل اصلی برای اسیدیته بالای سیالات سوپرژن باشد که سبب شستشوی مس و ایجاد کلاک هماتیتی شده است. مطالعات مینرالوگرافی حضور فراوان پیریت را در کانسار مس شورک تایید می‌کند. همچنین عدم حضور کانی‌هایی مانند مالاکیت و آزوریت در رخنمون‌های سطحی (زون گوسان یا کلاک آهنی) شورک، حضور بالای محلول اسیدی سوپرژن جهت شستشوی کامل مس از بخش‌های بالایی و نهشت مجدد آن در زیر سفره آب‌های زیرزمینی را تایید می‌کند. همانطور که قبلاً نیز اشاره شد، فازهای تکتونیکی تاخیری که پس از تشکیل رگه در این منطقه فعال بوده سبب جابجایی و ایجاد شکستگی‌های ثانویه شده است که معبری مناسب برای نفوذ آب‌های جوی و ایجاد و توسعه زون‌های هوازده-سوپرژن در رگه می‌باشد. توپوگرافی ملایم در منطقه مورد مطالعه نیز نقش مهمی در گسترش فرایندهای سوپرژن داشته است.

فرایندهای سوپرژن در کانسار شورک

کانسارهای مس غنی از سولفید نظیر مس پورفیری، ماسیو سولفیدهای مس و رگه‌های مس گرمابی پس از رخنمون یافتن در سطح زمین و در اثر پدیده‌های سوپرژن، متحمل برخی تغییرات می‌شوند. محلول‌های فرورو با منشاء سطحی، جوی و زیرزمینی پس از واکنش با پیریت و سایر سولفیدهای موجود در این کانسارها، اسیدی شده و باعث انحلال مس از بخش‌های سطحی و برجای ماندن توده‌های لیمونیتی می‌گردند. این فرایند یکی از مهمترین تغییرات شیمیایی است که در نهایت منجر به تشکیل بخش غنی شده در زیر سطح آب زیرزمینی می‌گردد (Anderson, 1982; Sillito, 2005).

علاوه بر رخنمون یافتن رگه در سطح زمین، فازهای تکتونیکی تاخیری که پس از تشکیل رگه در این منطقه فعال بوده سبب جابجایی و ایجاد شکستگی‌های ثانویه شده است که معبری مناسب برای نفوذ آب‌های جوی و ایجاد زون‌های هوازده-سوپرژن در رگه می‌باشد. شواهد فعالیت‌های تکتونیکی در بافت‌های برش موزاییکی و کوکاد در رگه ماده معدنی و خش لغزها در گوسان منطقه مورد مطالعه قابل مشاهده می‌باشد. محصولات فرایندهای سوپرژن در این منطقه شامل شستشوی اسیدی توسط محلول‌های پائین رو و تشکیل کلاک شسته شده (کلاک آهنی یا گوسان)، تشکیل اکسیدها و کربنات‌های مس و غنی‌شدگی ثانویه سولفیدهای مس می‌باشند (شکل ۹). که نسبت به عمق از بالا به پائین عبارتند از: ۱. کلاک آهنی یا گوسان که در اکثر قسمت‌های رگه شورک خصوصاً در محل چرخش رگه (شمال منطقه شورک) گسترش یافته است. عضو غالب در این کانسار هماتیت و به میزان کمتر گوتیت و جاروسیت بوده و دگرسانی آرژلیک سوپرژن نیز در بعضی نمونه‌ها قابل مشاهده است (شکل ۹-۲). عدم حضور اکسیدها و کربنات‌های مس در این بخش دلالت بر شستشوی بالای مس از این زون در نتیجه اسیدیته بالای محلول‌های سوپرژن دارد. این زون بیشترین گسترش را در شمال منطقه داشته و گسترش عمقی آن به ۱۲ متر می‌رسد. بافت جعبه‌ای (Boxwork) اغلب



شکل ۹- (a) نمای از زون گوسان در شمال منطقه شورک (دید به سمت شمال غرب)، (b-e) پروفیل محصولات فرایندهای سوپرژن و شکل گیری گوسان در منطقه شورک.
 Fig. 9. (a) View of the gossan zone in northern of the Shurk area (northwest view), (b-e) Profile of supergene processes and gossan formation in the Shurk area.

به منظور بررسی کانی شناسی زون گوسان، نمونه برداری از این زون در امتداد رگه صورت گرفت. همانطور که در جدول ۳ دیده می شود، در اکثر نمونه ها هماتیت به عنوان اکسید آهن اصلی و به میزان خیلی کمتر گوتیت و جاروسیت در زون گوسان گزارش شده که با نتایج پردازش ماهواره ای و مطالعات صحرایی نیز انطباق دارد. حضور کلاhek هماتیتی نشان دهنده نسبت بالای پیریت به کالکوپیریت، میزان اسیدپتیه بالا و میزان سولفید کل بالا می باشد، در حالیکه کلاhek عمدتاً گوتیتی نشان دهنده نسبت اندک پیریت به کالکوپیریت، میزان اسیدپتیه پائین و میزان سولفید کل پائین می باشد. بنابراین با توجه به شواهد موجود می توان به حضور زون سوپرژن پرعیار و گسترش کانی سازی هایپوژن در عمق کانسار شورک امیدوار بود.

تخمین ویژگی کانی سازی هایپوژن و سوپرژن در عمق

کلاhek آهنی یا گوسان در اثر فرایندهای سوپرژن در بخش فوقانی کانسارهای مس شکل می گیرد. با توجه به مکانیسم تشکیل این توده ها، می توان ویژگی های توده هایپوژن و شدت تأثیر عوامل سوپرژن را با دقت نسبتاً خوبی تخمین زد. این کلاhekها به صورت توده های جاروسیتی، گوتیتی و هماتیتی یا مخلوطی از آنها قابل مشاهده اند که غلبه هر کدام از آنها بر دیگری نشان دهنده نوع و میزان کانی سازی غالب سولفیدی هایپوژن و میزان غنی شدگی سوپرژن در زیر سفره آب زیرزمینی می باشد (Anderson, 1982).

جدول ۳- نتایج تجزیه XRD در نمونه های مربوط به زون گوسان در منطقه شورک.

Table 3. Results of XRD analyses in gossan zone samples in Shurk area.

Minerals of gossan zone	Sample number
Hematite, Dolomite, Quartz	P11
Hematite, Barite, Quartz, Kaolinite	P12
Hematite, Goethite, Quartz, Calcite	P13
Hematite, Malachite, Quartz	P14
Goethite, Quartz, Calcite	P20

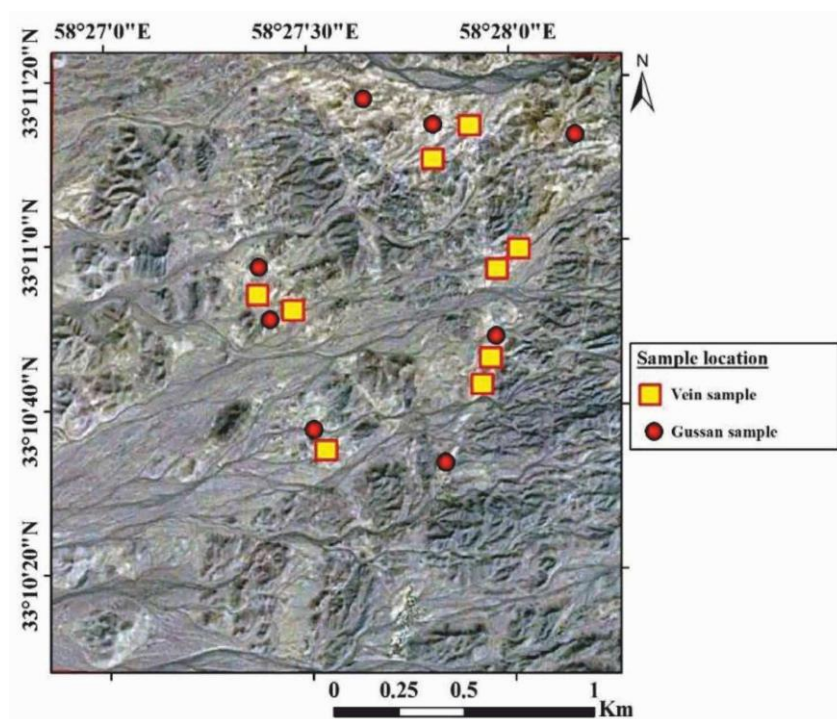
مس با آنتیموان همبستگی مثبت متوسط (۰/۶۱۷) نشان می دهد. همچنین آنتیموان دارای همبستگی مثبت متوسط با نقره (۰/۵۱۶) و آرسنیک (۰/۴۳۷) می باشد (جدول ۵). این همبستگی ها می تواند به حضور این عناصر (مس، نقره، آنتیموان و آرسنیک) در میزبان فاهلور (تنانتیت-تتراهیدریت) نسبت داده شود. بنابراین حضور فاهلور (تنانتیت-تتراهیدریت) با داده های زمین شیمی می تواند تأیید گردد. همچنین مس همبستگی مثبت متوسط با آنتیموان (۰/۶۱۷) و نقره (۰/۶۰۴) نشان

زمین شیمی رگه

موقعیت نمونه های زمین شیمیایی در شکل ۱۰ و نتایج آنالیز شیمیایی برخی عناصر مهم نمونه های مربوط به رگه در جدول ۴ آمده است. همانطور که در جدول نیز مشخص است، بیشینه مقادیر اندازه گیری شده مس در این رگه معادل ۵ درصد (تمام نمونه ها بیش از ۱ درصد مس دارند)، نقره ۲۱/۳ گرم بر تن، آرسنیک ۱۰۵ گرم بر تن، روی ۳۳۳ گرم بر تن، سرب ۴۷ گرم بر تن، آنتیموان ۲۴ گرم بر تن و مولیبدن ۴۳/۸ گرم بر تن است.

کالکوپیریت به عنوان کانه اصلی در رگه باشد. آهن با وانادیوم همبستگی مثبت بالا (۰/۸۸۹) و با کبالت همبستگی مثبت متوسط (۰/۴۶۸) نشان می‌دهد که از جانشینی این عناصر به جای آهن حکایت دارد (جدول ۵). در هیچ کدام از نمونه‌ها بی‌هنجاری از طلا شناسایی نشد و در همه آنها طلا زیر حد تشخیص دستگاه بود (جدول ۶).

می‌دهد که می‌تواند تاییدی بر حضور این عناصر در ترکیب کالکوسیت نیز باشد. از عوامل حضور آهن در رگه، وجود کانی‌های سولفیدی پیریت و کالکوپیریت و اکسیدهای هماتیت و گوتیت است. آهن با مس همبستگی منفی ضعیف (۰/۳۷۹-) نشان می‌دهد که می‌تواند تایید کننده عدم حضور



شکل ۱۰- موقعیت نمونه‌های برداشت شده از محل رگه در منطقه شورک.

Fig. 10. Location of samples from vein site in the Shurk area.

جدول ۴- نتایج حاصل از تجزیه نمونه‌های برداشت شده از محل رگه در منطقه شورک.

Table 4. Results of analyses samples from vein site in the Shurk area.

	Cu (ppm)	Ag (ppm)	Sb (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	As (ppm)	Mo (ppm)	Mn (ppm)
P-16	16688	9.3	14	154	-	34	4	643
P-17	11413	4.4	12	127	44	86	4	753
P-18	44277	16.3	24	165	-	105	4	217
P-19	14078	5.9	16	57	15	95	3	266
P-20	28778	8	18	36	15	44	3	271
P-21	50741	11.1	16	78	47	18	3	242
P-22	24590	8.9	13	167	35	31	105.5	584
P-23	32570	21.3	16	333	47	32	5.8	572
P-24	28090	8.4	14.5	101	24	15	43.8	519

جدول ۵- مقادیر ضریب همبستگی مربوط به هر جفت عنصر در رگه شورک (+++ همبستگی مثبت بالا، ++ همبستگی مثبت متوسط، + همبستگی مثبت ضعیف، - همبستگی منفی ضعیف، -- همبستگی منفی متوسط، --- همبستگی منفی بالا و n.c عدم همبستگی).

Table 5. Correlation coefficient values for each element pair in the vein of the Shurk (+++High positive correlation, ++ Moderate positive correlation, + Weak positive correlation, - High negative correlation, -- Moderate negative correlation, --- Weak negative correlation and n.c No correlation).

	Fe	Ag	As	Cu	Mo	Zn	Pb	Sb	V	Co
Fe	1	n.c	n.c	-	n.c	++	+	--	+++**	++
Ag	0.034	1	n.c	++	n.c	+++*	n.c	++	n.c	n.c
As	-0.011	-0.125	1	-	-	n.c	-	++	n.c	--
Cu	-0.379	0.604	-0.245	1	n.c	n.c	n.c	++	-	n.c
Mo	-0.159	-0.140	-0.365	-0.09	1	n.c	n.c	-	n.c	+
Zn	0.489	0.788	-0.124	0.098	0.1	1	+	n.c	++	+
Pb	0.335	0.138	-0.365	0.154	0.171	0.335	1	--	++	+++**
Sb	-0.472	0.511	0.437	0.617	-0.365	-0.004	-0.498	1	-	--
V	0.889	0.054	0.084	-0.310	-0.046	0.488	0.501	-0.395	1	++
Co	0.486	0.013	-0.572	0.113	0.381	0.301	0.842**	-0.654	0.486	1

جدول ۶- نتایج حاصل از تجزیه نمونه‌های برداشت شده از رگه شورک برای عنصر طلا.

Table 6. Results of analyses data of samples of the Shurk vein for Au element.

Sample No.	P21	P20	P22
Au (ppb)	<5	<5	<5

حضور کلسیت و مس (با مقدار متوسط ۹۹۲/۶ گرم در تن) نشانگر این است که گوسان از نوع نارس است. عناصر Pb, Fe, Al, P, Ti, Ca و Ce, V, Ni, Mn در گوسان نسبت به سنگ‌های کانه‌زا دارای افزودگی و عناصر $Cr, Co, Sb, Zn, Mo, Cu, As, Ag, S, Mg$ دارای کاهیدگی هستند (شکل ۱۱). بیشترین مقدار سرب در گوسان‌های مورد مطالعه ۶۷۹ گرم در تن است که نسبت به بیشترین مقدار سرب در سنگ‌های کانه‌زا (۴۷ گرم در تن) افزودگی نشان می‌دهد (شکل ۱۱). اکسیدهای منگنز طی مراحل تشکیل گوسان سبب جذب مقادیر قابل توجهی از عناصری مانند سرب می‌شوند.

بیشترین مقدار نقره در گوسان مورد مطالعه ۵/۲ گرم در تن است. با توجه به جدول ۹، نقره با سرب همبستگی مثبت بالا (۰/۸۰۶) نشان می‌دهد. همبستگی میان نقره و سرب می‌تواند ناشی از رفتار زمین‌شیمیایی یکسان آنها در طی هوازگی کانی‌های سولفیدی و تشکیل گوسان است (Taylor, 2011). همچنین نقره همبستگی مثبت متوسط با آرسنیک (۰/۵۵۰) و آنتیموان (۰/۵۸۵) و همبستگی مثبت بالا با مس (۰/۸۲۲) نشان می‌دهد (جدول ۹). همانطور که در بخش کانی‌سازی نیز اشاره شد این همبستگی به دلیل حضور این عناصر در فاهلور می‌باشد. بنابراین مشخص می‌شود که همبستگی میان نقره، آرسنیک، سرب و مس ناشی از رفتار زمین‌شیمیایی مشابه آنها در طی هوازگی کانی‌های سولفیدی است. بیشترین مقدار مس در گوسان منطقه ۴۶۴۸ گرم در تن است که نسبت به بیشترین مقدار در سنگ‌های سولفیدی (۵۰۷۴۱ گرم در تن) کاهیدگی نشان می‌دهد. این بیانگر شسته شدگی مس توسط اسید سولفوریک در طی هوازگی کانی‌های سولفیدی و انتقال آن به سطوح

زمین‌شیمی زون گوسان

با بررسی برش‌های عمودی، در امتداد چندین ترانشه ایجاد شده در عرض رگه کانسار شورک مشخص شد که عمق گوسان ۵ تا ۱۲ متر در تغییر است. مناسفانه گوسان‌ها اغلب به عنوان باطله در نظر گرفته می‌شوند. با توجه به گسترش وسیع زون گوسان در سطح و عمق، در این مطالعه به ارزیابی پتانسیل اقتصادی زون گوسان منطقه پرداخته شده است. به این منظور ۸ نمونه از بخش‌های مختلف زون گوسان (در محل‌هایی که نمونه برداری جهت مطالعات کانی‌شناسی توسط آنالیز XRD صورت گرفته است) برداشت گردید (جدول ۷ و شکل ۱۰).

توزیع عناصر در واحدهای سنگی و بررسی وابستگی این عناصر با یکدیگر، از مهم‌ترین موارد بررسی‌های زمین‌شیمیایی است که با استفاده از آن می‌توان به محیط و فرایندهای موثر در پدیده‌های مختلف زمین‌شناسی پی برد (Barnes, 1997). بدین منظور ارتباط میان عناصر در گوسان و سنگ‌های کانه‌زا و ضرایب همبستگی این عناصر به دست آمد که نتایج در جدول ۹ آورده شده است. با استفاده از ضریب همبستگی پیرسون (Rollinson, 1993)، ارتباط و همبستگی میان عناصر مختلف در زون گوسان مورد مطالعه قرار گرفته است. همچنین به منظور بررسی میزان افزودگی و کاهیدگی این عناصر در گوسان منطقه، نسبت میانگین عناصر در گوسان‌ها به سنگ کانه‌زا در جدول ۸ نشان داده شده است. محاسبه عامل غنی‌شدگی عناصر مطابق فرمول زیر (Malpas et al., 2001) صورت گرفت.

رابطه (۱)

$$\text{Enrichment Factor (E. F)} = \left[\frac{\text{Element Gossan}}{\text{Element Mineralization}} - 1 \right] \times 100$$

اکسیدهای منگنز در سطح باقی می‌ماند. در زون کانه‌زا، منگنز می‌تواند جانشین آهن شود. منگنز همبستگی مثبت ضعیف با آرسنیک (۰/۲۲۳)، مس (۰/۲۲۵) و نقره (۰/۲۱۵) و مولیبدن (۰/۲۹۳) نشان می‌دهد (جدول ۹) که می‌تواند به دلیل جذب سطحی این عناصر توسط اکسیدهای منگنز باشد. بیشترین مقدار آهن در گوسان مورد مطالعه ۱۱/۳۱ و در سنگ‌های کانه‌زا منطقه ۳/۴۸ است (شکل ۱۱). این غنی شدگی در نتیجه هوازدگی کانی‌های سولفیدی و اکسایش اکسید آهن دو ظرفیتی به آهن سه ظرفیتی و تشکیل اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن در سطح است.

پایین‌تر و پهنه سوپرژن است. در سنگ‌های کانه‌زایی سولفیدی همبستگی میان مس با آهن دیده نمی‌شود (۰/۳۷۹-) که نشان دهنده عدم حضور کالکوپیریت به عنوان کانه اصلی در منطقه می‌باشد (به مقدار کم و فقط به صورت ادخال شناسایی شد). در گوسان نیز، مس با آهن همبستگی نشان نمی‌دهد (۰/۴۸۲-) که این مساله را تایید می‌کند (جدول ۹). بیشترین مقدار منگنز در گوسان منطقه ۲۰۹۷ گرم در تن است که نسبت به بیشترین مقدار منگنز در سنگ‌های کانه‌زا (۷۵۳ گرم در تن) افزودگی نشان می‌دهد و مشخص می‌کند که در طی تشکیل گوسان این عنصر غنی شده است (شکل ۱۱). در طی هوازدگی سولفیدها، منگنز به صورت

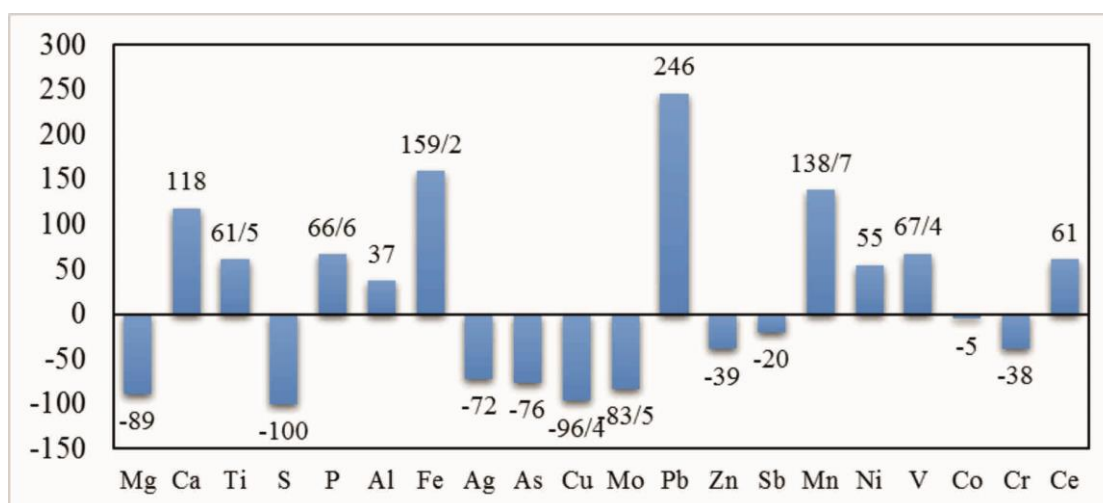
جدول ۷- نتایج حاصل از تجزیه به روش ICP-OES نمونه‌های برداشت شده از محل زون گوسان مرتبط با رگه در منطقه شورک.
Table 7. Results of ICP-OES analysis of samples from gossan zone related to vein in the Shurk area.

Sample Number	P1	P2	P3	P11	P12	P13	P14	P15
Wt. %								
Mg	1.88	2.6	0.81	0.16	3.29	4.76	5.5	1
Ca	5.2	9	4.29	7.66	9.82	14.27	14	14.4
Ti	0.62	0.07	0.43	0.06	0.05	0.09	0.15	0.21
S	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
P	0.12	0.02	0.12	0.02	0.02	0.03	0.03	0.05
Na	2.03	<0.1	1.91	0.29	0.12	0.11	0.12	0.14
Al	7.17	0.92	6.47	1.11	0.83	1.33	1.68	2.58
Fe	11.31	4.76	6.44	5.85	6.31	9.5	6.4	9.3
K	1	0.17	1.7γ	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
ppm								
Ag	2	2.1	<1	5.2	<1	3	2.1	<1
As	11.2	12	11.4	15	<10	<10	11.4	<10
Cu	622	779	480	4648	334	315	451	312
Mo	<1	3	3	5	<1	<1	3	2
Pb	13	35	18	679	14	<10	12	14
Zn	16	57	70	105	72	78	141	120
Sb	<10	<10	<10	14	12	13	11.8	<10
Mn	693	2097	543	1286	1355	784	1025	845
Ni	14	14	<10	15	15	18	40	36
Sr	431	164	367	159	248	650	442	401
Sc	22	<10	14	<10	<10	<10	<10	<10
V	241	53	148	64	87	100	90	105
Y	26	12	24	<10	<10	<10	<10	11
Co	18	14	<10	18	16	17	25	24
Cr	45	121	54	158	27	20	41	69
La	<10	<10	17	<10	<10	<10	<10	<10
Ce	30	10	36	<10	12	15	16	18

جدول ۸- نتایج فاکتور غنی‌شدگی عناصر حاصل از میانگین عناصر در زون گوسان و کانی‌سازی رگه‌ای در منطقه شورک.

Table 8. Results of elemental enrichment factor of mean elements in gossan zone and vein mineralization in the Shurk area.

Elements	Vein mineralization	Gossan zone	enrichment factor
Mg	0.32	2.9	-89
Ca	4.5	9.83	118
Ti	0.13	0.21	61.5
S	0.23	0	-100
P	0.03	0	66.6
Al	1.97	2.7	37
Fe	1.89	4.9	159.2
Ag	10.4	2.88	-72
As	51.1	12.2	-76
Cu	27913	992.6	-96.4
Mo	19.5	3.2	-83.5
Pb	32.4	112.1	246
Zn	135.3	82.3	-39
Sb	15.9	12.7	-20
Mn	451.8	1078.5	138.7
Ni	14	21.7	55
V	66.3	111	67.4
Co	19.8	18.8	-5
Cr	108	66.8	-38
Ce	11.9	19.2	61



شکل ۱۱- نمودار تهی‌شدگی-غنی‌شدگی برای تعدادی از عناصر اصلی، فرعی و جزئی در گوسان نسبت به زون کانه‌ساز در منطقه شورک.

Fig. 11. Enrichment-enrichment diagram for a number of major, minor and trace elements in gossan relative to the ore-forming zone in the Shurk area.

جدول ۹- مقادیر ضریب همبستگی مربوط به هر جفت عنصر در زون گوسان منطقه شورک (+++ همبستگی مثبت بالا، ++ همبستگی مثبت متوسط، + همبستگی مثبت ضعیف، - همبستگی منفی ضعیف، -- همبستگی منفی متوسط، --- همبستگی منفی بالا و n.c عدم همبستگی).

Table 9. Correlation coefficient values for each element pair in the vein of the Shurk (+++High positive correlation, ++ Moderate positive correlation, + Weak positive correlation, - High negative correlation, -- Moderate negative correlation, --- Weak negative correlation and n.c No correlation).

	Ag	As	Cu	Mo	Pb	Zn	Sb	Ti	P	Fe
Ag	1	++	+++*	++	+++*	n.c	++	-	-	n.c
As	0.550	1	++	+++*	++	n.c	n.c	n.c	n.c	-
Cu	0.822	0.639	1	+++*	+++**	n.c	++	-	-	--
Mo	0.497	0.758	0.726	1	+++*	++	n.c	-	-	--
Pb	0.806	0.583	0.996	0.714	1	+	++	-	-	--
Zn	0.112	-0.062	0.176	0.474	0.225	1	++	--	--	n.c
Sb	0.585	-0.044	0.442	0.117	0.480	0.434	1	--	--	n.c
Ti	-0.304	0.191	-0.261	-0.265	-0.296	-0.547	-0.633	1	+++	++
P	-0.370	0.167	-0.267	-0.206	-0.293	-0.520	-0.641	0.966	1	++
Fe	-0.189	-0.383	-0.482	-0.623	-0.479	-0.105	-0.153	0.557	0.431	1

ریزدماسنجی سیالات درگیر

۵ نمونه از کانی‌سازی اصلی رگه‌ای از منطقه شورک به منظور مطالعات میکروترمومتری انتخاب گردید. سیالات درگیر بر اساس پیشنهاد Goldstein و (۱۹۸۴) Shepherd et al. (۱۹۸۵) و (۲۰۰۳) شناسایی شدند. در نمونه‌های مورد مطالعه ۳ تیپ سیال درگیر قابل تفکیک می‌باشد. تیپ A: دو فازه مایع-گاز (L+V) (liquid rich) که در جدول ۱۰ با علامت LV نشان داده شده است. بیشتر سیالات درگیر شناسایی شده در دمای اتاق دو فازه و از نوع فازهای مایع و بخار (L+V) می‌باشند و بیشتر حجم این سیالات را مایع تشکیل می‌دهد. بطوریکه مقدار فاز مایع موجود در آن‌ها ۶۰ تا ۸۰ درصد است و همگی بصورت اولیه تشکیل شده‌اند (شکل ۱۲-a). از طرفی فاز بخار موجود در این سیالات به لحاظ اندازه متغیر بوده و به لحاظ حجمی ۱۵ تا ۲۰ درصد حجم سیال را اشغال می‌کند. این سیالات درگیر در اندازه‌گیری دماسنجی تبدیل به مایع هموزن شده و حباب بخار در نتیجه حرارت دادن ناپدید شد.

تیپ B: تک فازه مایع (L) (liquid) که در جدول ۱۰ آورده نشده است. تعداد کمی از سیالات از نوع تک فازه مایع (L) می‌باشند. در این تیپ از سیالات درگیر، فاز مایع تمام حجم سیال را در بر می‌گیرد و امکان مشاهده فاز گازی وجود ندارد. لذا از این نوع از سیالات نمی‌توان جهت اندازه‌گیری ترموبارومتري استفاده نمود. این میان‌بارها عموماً در پهنه‌های رشد بلورهای کوارتز تشکیل می‌شوند (Graupner et al., 2000). تیپ C: تک فازه بخار (V) (vapor) که در جدول ۱۰ آورده نشده است. در این تیپ از سیالات درگیر حباب گاز بیش از ۹۵٪ از حجم سیال درگیر می‌باشد و امکان مشاهده فاز مایع وجود ندارد (شکل ۱۲-b). لذا از این نوع از سیالات نیز نمی‌توان جهت اندازه‌گیری ترموبارومتري استفاده نمود. علاوه

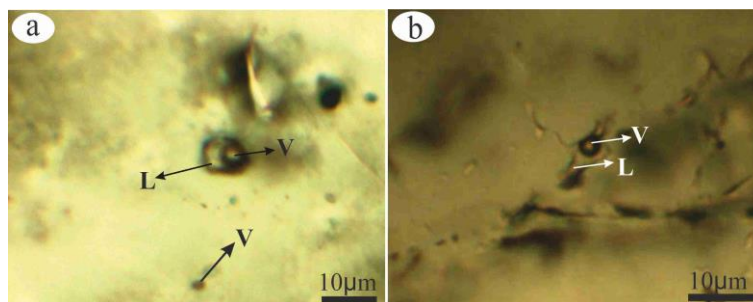
بر این تعدادی سیالات درگیر ثانویه نیز مشاهده شدند. سیالات درگیر ثانویه عمدتاً در امتداد شکستگی‌های بلور و در اندازه‌هایی از ۲ تا ۶ میکرون قابل شناسایی بودند (شکل ۱۲-a). با توجه به شکل سیالات و معیارهای تشخیص میکروسکوپی، هیچ شواهدی از حضور CO₂ مایع و کانی‌های دختر در میان‌بارها دیده نشد.

اندازه‌گیری گرمایش و سرمایش بر روی سیالات درگیر اولیه دو فازه غنی از مایع در کوارتز انجام گرفت. نتایج میکروترمومتری در جدول ۱۰، تفاوت‌هایی را در ویژگی‌های سیال مراحل مختلف کانی‌سازی نشان می‌دهند. نکته مشابه در سیال همه مراحل کانی‌سازی این است که در هیچ یک از سیالات کانی نوزاد دیده نشد، و نخستین دمای ذوب شدگی (T_e) در این نمونه‌ها بین ۵۵- تا ۵۵/۷- (میانگین ۵۶/۲- برای ۸۶ سیال) است (جدول ۱۰) نخستین دمای ذوب شدگی برای سیستم NaCl+ H₂O بیشتر از ۲۰/۸- است. برای نمونه‌های مورد مطالعه، T_e پایین تر از این دما است (جدول ۱۰) که این امر بیانگر حضور نمک‌های دیگر علاوه بر NaCl در سیال کانه‌ساز می‌باشد. مقایسه نخستین دمای ذوب شدگی در سیستم‌های NaCl+H₂O مختلف (Shepherd et al., 1985; Davis, 1990; Gokce, 2000; Prokofiev et al., 2010) پیشنهاد می‌کند که سیال گرمایی شامل NaCl-H₂O + CaCl₂±FeCl₂±MgCl₂ و سایر نمک‌ها می‌باشد. همانطور که در بخش کانی‌سازی ذکر شد، دو مرحله اصلی در کانی‌سازی رگه‌ای در منطقه شورک شناسایی شد. مطالعات سیالات درگیر بر روی کانی کوارتز مرتبط با کانی‌سازی در هر یک از این مراحل صورت گرفت. در این مطالعه ۳ مقطع دو بر صیقلی و تعداد ۴۳ سیال درگیر (انواع LV) در مرحله اول و ۲ مقطع دو بر صیقلی و تعداد

مرحله دوم کانی‌سازی رگه‌ای (سیال‌های درگیر با میزبانی زون دگرسانی سیلیسی-کربناته): سیالات درگیر در نمونه‌های کوارتز این مرحله اغلب بی‌شکل تا بیضوی بوده و اندازه ۵ تا ۱۷ میکرومتر دارند. شوری سیالات درگیر این رگه از ۹/۳ تا ۱۳/۴ درصد وزنی (میانگین ۱۱/۱ درصد وزنی) متغیر است (شکل ۱۳-ب). دامنه حرارتی دمای همگن شدن در این رگه ۱۷۵ تا ۲۶۵ درجه سانتی‌گراد و میانگین دما ۲۱۵ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۳-ا).

۴۴ سیال درگیر (انواع LV) در مرحله دوم کانی‌سازی اصلی رگه‌ای اندازه-گیری شده است.

مرحله اول کانی‌سازی رگه‌ای (سیال‌های درگیر با میزبانی زون دگرسانی سیلیسی-آرژیلیک): سیالات درگیر در نمونه‌های کوارتز این مرحله عمدتاً بی‌شکل تا بیضوی و به ندرت به صورت میله‌ای نیز بوده و اندازه ۳ تا ۱۵ میکرومتر دارند. شوری سیالات درگیر این رگه از ۱۷/۷ تا ۲۱/۵ درصد وزنی (میانگین ۱۹/۴ درصد وزنی) متغیر است (شکل ۱۳-ب). دامنه حرارتی دمای همگن شدن در این رگه ۲۴۴ تا ۲۸۶ درجه سانتی-گراد و میانگین دما ۲۶۷ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۳-ا).



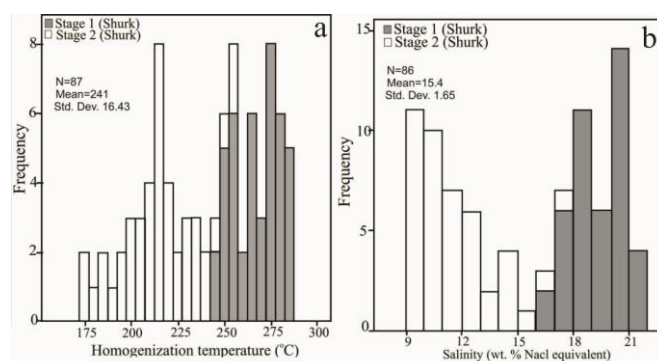
شکل ۱۲- تصاویر میکروسکوپی از سیالات درگیر (a) سیالات درگیر دوفازی (LV) و تک فازی (V) در کوارتز مربوط به مرحله اول کانی‌سازی، (b) سیالات درگیر دوفازی (LV) در کوارتز مربوط به مرحله دوم کانی‌سازی.

Fig. 12. The microscopic image of fluid inclusions (a) Two-phase fluid inclusions (LV) and single phase (L) in quartz of first stage mineralization, (b) Two-phase fluid inclusions (LV) in quartz of second stage mineralization.

جدول ۱۰- خلاصه نتایج مطالعات سیالات درگیر در کانه‌زایی رگه‌ای در منطقه شورک.

Table 10. Summary of microthermometric data of fluid inclusions of vein mineralization in the Shurk area.

Sample No.	Mineral	Stage of mineralization	Dimensions	type	Number	T_m (°C)	T_{hm} (°C)	T_m (°C)	(Wt.%)	Salinity
SH-P1A	Qz	1	5-12	LV	18	245-286	-57.2 to -56	-15.6 to -14	17.7-19	0.93-0.95
SH-P1B	Qz	1	5-10	LV	14	244-282	-57 to -55.3	-18.8 to -14.8	18.2-21.5	0.94-0.97
SH-P1C	Qz	1	8-11	LV	11	250-283	-58 to -55.7	-18.3 to -14	17.7-21	0.90-0.94
SH-P2A	Qz	2	7-15	LV	25	175-263	-57.2 to -55	-8.3 to -6.3	9.5-12.8	0.90-0.94
SH-P2B	Qz	2	4-15	LV	19	176-265	-57 to -55.1	-9.5 to -6.1	9.3-13.4	0.90-0.96



شکل ۱۳- (a) نمودار دمای همگن شدن سیالات درگیر، (b) نمودار شوری سیالات درگیر برای مراحل اصلی کانی‌سازی رگه‌ای در منطقه شورک.

Fig. 13. (a) Histogram showing the homogenization temperature data, (b) Histogram showing the salinity of fluid inclusions for main stages of mineralization in the Shurk area.

بحث

تکامل سیال کانه‌ساز

توالی کانایی در کانی‌سازی‌های رگه‌ای، نشان دهنده تغییر از پیریت-کائولینیت-ایلینت به کانی‌سازی اصلی همراه با کوارتز و در نهایت رگچه‌های تاخیری کربناته می‌باشد. تغییرات در مجموعه پارائزنی نشان دهنده تکامل محلول گرمایی می‌باشد. تغییر شرایط پایداری ایلینت به کلسیت نشان دهنده تکامل محلول از شرایط pH اسیدی به شرایط pH قلیایی می‌باشد (e.g., Simmons and Christenson, 1994; Thiersch et al., 1997).

همچنین در دیاگرام دمای همگن شدن-شوری نشان دهنده تغییرات محلول از افزایش به کاهش درجه حرارت و شوری می‌باشد. بطوریکه دمای همگن شدن و شوری در زمان ته نشست کوارتز مرحله اول بالا بوده و در مراحل آخر ته نشست کوارتز (مرحله دوم) کاهش می‌یابد (شکل ۱۴). کاهش دما و شوری در سیالات درگیر، با روند مخلوط شدگی دو سیال دما بالا-شوری بالا با سیال دما پایین-شوری پایین مطابقت دارد. معمولاً در تشکیل ذخایر اپی‌ترمال، عناصر فلزی از ماگمای مادر توسط محلول ماگمایی با دما و شوری بالا حمل شده و به دلیل حرارت بالای توده به طرف بالا حرکت می‌کند. آبهای جوی با دما و شوری پایین از فضای درز و شکستگی‌ها و گسل‌ها به عمق راه پیدا کرده و با محلول ماگمایی مخلوط می‌شوند و فرایند همرفتی-مخلوط شدگی سیال بین توده نفوذی در عمق (به عنوان موتور حرارتی) و اعماق کمتر ایجاد می‌شود. سرانجام بر اثر عواملی چون کاهش دما، افزایش pH، خروج گازها در اثر جوشش و غیره کانی‌سازی در فضای مناسب مانند زون‌های گسلی برجای گذاشته می‌شود. با توجه به وجود شواهد بافتی از وجود جوشش، می‌توان آن را به عنوان یک عامل دیگر علاوه بر اختلاط در ته‌نشست فلزات موثر دانست. در حقیقت جوشش زمانی اتفاق می‌افتد که فشار هیدروستاتیک بیشتر از فشار لیتواستاتیک شود و همین امر باعث کاهش فشار محصور کننده سیالات گرمایی خواهد شد (Wilkinsin, 2001). شکل ۱۵ نمودار دمای همگن شدن در برابر شوری برای سیالات درگیر (LV) در دو مرحله کانی‌سازی را نشان می‌دهد. مطابق این شکل سیالات مربوط به هر دو مرحله کانی‌سازی در منطقه روند کاهش در دما و شوری را نشان داده و در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال قرار می‌گیرند.

در کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه و نقره، میزان شوری نسبتاً بالا (تا ۲۰ درصد معادل نمک طعام) در ترکیب سیال کانه‌ساز دیده شده است (Albinson et al., 2001). در سیستم‌های اپی‌ترمال با شوری نسبتاً بالا، نقره و فلزات پایه عمدتاً توسط کمپلکس‌های کلریدی (Seward and Barnes, 1997) و طلا توسط کمپلکس‌های بی-سولفیدی حمل می‌شوند (Palyanaova, 2008; Benning and Seward, 1996). از عواملی که باعث ته نشست کمپلکس‌های کلریدی می‌شود عبارتند از: (۱) افزایش pH که در اثر واکنش سیالات با فلدسپارها که نتیجه آن آزاد کردن فلزات قلیایی و قلیایی خاکی به درون سیالات بوده و باعث افزایش pH از طریق مصرف H^+ می‌شود (Huston and Large, 1989). افزایش pH باعث بی‌ثباتی کمپلکس‌های کلریدی و ته نشست فلزات پایه و نقره می‌گردد. (۲) در اثر رقیق شدگی توسط آبهای جوی. مطالعات میکروترموتری در کانی‌سازی رگه‌ای حاکی از تاثیر هر دو عامل واکنش سیالات با سنگ‌های اطراف و

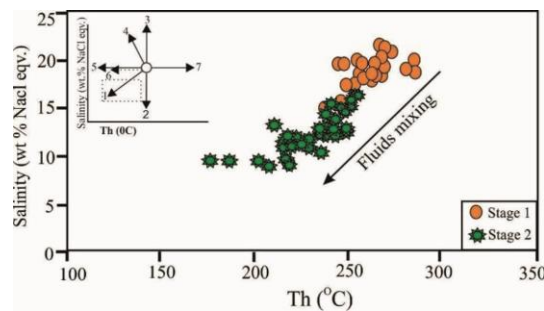
اختلاط سیال گرمایی با آب جوی است که موجب افزایش pH و نهشت سولفید به همراه آن شده است.

در کانسارهای اپی‌ترمال، میزان طلا به شوری سیال کانه‌ساز بستگی دارند. انواع غنی از طلا با سیال با شوری کم (۱-۲ درصد وزنی نمک طعام) و نوع فلزات پایه و نقره با سیال با شوری بالاتر همراه هستند (Seward and Barnes, 1997; Henley, 1986). سیال شور و غنی از فلزات پایه، توان تشکیل دانه‌های آزاد طلا را نداشته و تنها باعث کانی‌سازی فلزات پایه و نقره در این منطقه شده است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که به دلایل (۱) شوری بالای سیال کانه‌ساز و (۲) فقدان جوشش زیاد در منطقه، کانی‌سازی طلا به صورت اقتصادی تشکیل نشده است.

تخمین عمق تشکیل

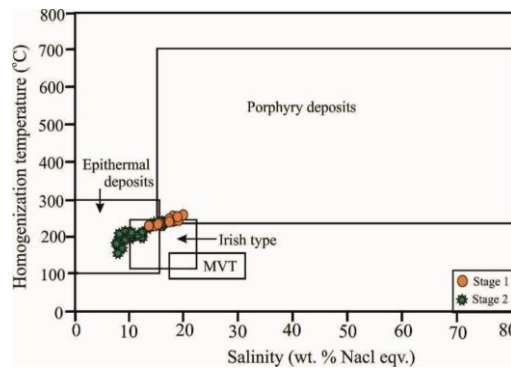
هر چند که مکانیسم اصلی کانه‌ساز در رگه‌ها اختلاط سیالات می‌باشد ولی با توجه به وجود شواهد بافتی از وقوع پدیده جوشش می‌توان عمق را تخمین زد. از طرفی بر اساس نمودار دمای همگن شدن در برابر شوری، کانی‌سازی‌های رگه‌ای در محدوده اپی‌ترمال قرار می‌گیرند. از ویژگی‌های سیستم‌های اپی‌ترمال این است که دمای همگن شدن آن‌ها بسیار نزدیک به دمای به دام افتادنشان می‌باشد (Simeone and Simmons, 1999). از آنجا که فشار آنها در حین به دام افتادن بسیار پایین است و نیازی به تصحیح ندارد (Wilkinson, 2001)، در نتیجه می‌توان عمق تشکیل آن را تخمین زد که بر اساس نمودار Fournier (۱۹۹۹) حدود ۷۰۰ متر می‌باشد (شکل ۱۶).

در مطالعه سیالات درگیر، سیالات تک فاز مایع، گاز و دوفازی (L+V) غنی از مایع شناسایی شدند. عدم حضور فاز جامد (هالیت) در سیالات درگیر به دلیل شوری متوسط تا پایین سیالات کانه‌ساز می‌باشد. اختلاط مهمترین فاکتور در شکل‌گیری کانی‌سازی می‌باشد. در مطالعه سیالات درگیر، شواهد پتروگرافی برای فرآیند جوشش (حضور سیالات غنی از مایع و غنی از بخار) مشاهده نگردید. اما نمی‌توان آن را شاهدهی بر عدم حضور فرایند جوشش دانست. برای مثال در کانسار اپی‌ترمال رایاس در مکزیک شواهدی از جوشش در سیالات درگیر مشاهده نشد، درحالیکه شواهد بافتی جوشش در فازهای سیلیکاته مشخص گردید (Mango, 1988). Albinson و Camprubí (۲۰۰۷) برای بررسی نحوه شکل‌گیری کانسارهای اپی‌ترمال در مکزیک (برای مثال معادن گوناجوتیتو و والنسیا)، از بافت فازهای سیلیکاته و کربناته همراه با ماده معدنی استفاده نمودند. فازهای سیلیکاته و کربناته در کانسارهای اپی-ترمال گاهی بافت‌هایی را ایجاد می‌کنند که می‌توان بر اساس آن به شرایط فیزیکی محلول کانه‌ساز پی برد (e.g: Adams, 1920; Moncada et al., 2012). از شواهد جوشش می‌توان به وجود برش، بافت قشری، کوکاد و کلسیت تیغه‌ای در رگه اشاره کرد (Nash, 1976; Bodnar, 1995; Hedenquist, et al., 1998). در این مطالعه بافت‌های برشی، کوکاد و کلسیت تیغه‌ای (شکل ۶ ت، ث و خ) در رگه دیده می‌شود که می‌تواند نشان دهنده شواهد بافتی جوشش باشد.



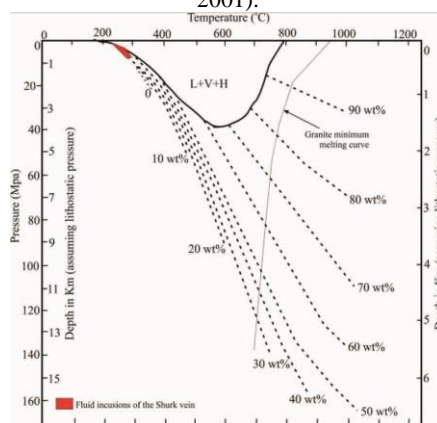
شکل ۱۴- نمودار دمای همگن شدن در مقابل شوری سیالات درگیر در کانی‌سازی‌های رگه‌ای شورک. روندهای ممکن تکامل سیال در نمودار دما-شوری از Shepherd et al. (1985). روند ۱ = مخلوط شدگی سیال A با سیال سردتر و شوری کمتر B، روند ۲ و ۳ = مخلوط شدگی سیال A با سیالات دیگر با شوری مختلف ولی دمای یکسان، روند ۴ = شوری فاز باقیمانده در اثر جوشش افزایش پیدا کرده است، روند ۵ = سرد شدگی سیال، روند ۶ = باریک شدگی سیالات درگیر، روند ۷ = تراوش سیالات درگیر در طول گرمایش.

Fig. 14. Homogenization temperature versus salinity of fluid inclusions in the Shurk vein. Several possible trends of fluid evolution in a temperature–salinity diagram from Shepherd et al. (1985). Trend 1 represents primitive fluid A mixed with cold and low salinity fluid B, trends 2 and 3 represent the result of fluid A isothermally mixing with different salinity fluid B, trend 4 represents the salinity of residual phase increased, caused by boiling of fluid A, trend 5 represents cooling of fluid A, trend 6 represents necking of the fluid inclusion, trend 7 represents leakage of fluid inclusions during heating.



شکل ۱۵. نمودار شوری در برابر دمای همگن شدن سیالات درگیر در کانی‌سازی‌های رگه‌ای شورک (Wilkinson, 2001).

Fig. 15. Diagram of salinity versus homogenization temperature of fluid inclusions in the Shurk vein-type mineralization (Wilkinson, 2001).



شکل ۱۶. نمودار فشار-درجه حرارت نشان دهنده رابطه فازها در سیستم NaCl-H₂O در فشارهای هیدرو استاتیک و لیتو استاتیک (Fournier, 1999). L = liquid, V = vapor, H = halite. خط چین‌ها کانتورهای ثابت درصد وزنی NaCl محلول در شوراها هستند. خط باریک خاکستری منحنی کمترین ذوب گرانیب را مشخص می‌کند. خط ضخیم مشکی مرز سه فاز، L+V+H را برای سیستم NaCl-KCl-H₂O با Na/K در محلول ثابت شده بوسیله آلبیت و K-فلدسپار در درجه حرارت‌های مشخص نشان می‌دهد.

Fig 16. Pressure–temperature diagram showing phase relationships in the NaCl–H₂O system at lithostatic and hydrostatic pressures (Fournier, 1999). L= liquid, V= vapor, H= halite. Thin dashed lines are contours of constant wt percent NaCl dissolved in brine. Filled gray line indicates granite minimum melting curve. Filled dark line shows the three-phase boundary, L+ V + H, for the system NaCl–KCl–H₂O with Na/K in solution fixed by equilibration with albite and K-feldspar at the indicated temperatures.

نتیجه گیری

دما و شوری کم سیالات درگیر، کنترل ساختاری کانی سازی، نوع دگرسانی و گسترش آن و کانی شناسی ساده ذخیره، مشابه کانسارهای اپی ترمال مس سرب ترومی می باشد. کانی سازی های رگه ای مس در مقیاس وسیع تر در مناطق شکسته سبز، مهرخش، رشیدی، غارکفتر، حوض دغ، چاه خاره و چنگ نمک زار نیز در زون های گسلی با امتداد شمال غرب-جنوب شرق شکل گرفته اند. حضور رگه های متعدد مس در مقیاس وسیع (شمال خور) نشان دهنده پتانسیل بالای این محدوده بوده و احتمال اینکه این کانی سازی ها مرتبط به یک سیستم ماگمایی-گرمایی واحد باشند را تقویت می کند. شناخت هر چه بیشتر این ذخایر از لحاظ نحوه تشکیل، منشا محلول کانه دار و ساختارهای زمین شناسی، گام مثبتی در جهت اکتشاف بهتر آنها خواهد بود.

سیاسگزاری

این پروژه با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد طبق طرح پژوهشی شماره ۲۲۷۳۱/۳ انجام شده است. از حمایت مالی سازمان توسعه و نوسازی معدن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) و انجام برخی از آنالیزها در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران سپاسگزاریم.

کانی سازی در منطقه شورک در سامانه گسلی (با امتداد شمال غرب-جنوب شرق)، در سنگ میزبان آتشفشانی (توف برش آندزیتی) و از کانی های سولفیدی اولیه کالکوسیت، بورتیت، کالکوپیریت، پیریت، گالن، فاهلور و اسفالریت شکل گرفته است. حضور کانی های سولفوسالتی تتراندريت-تنانتیت (فاهلور) به صورت ادخال درون کانی کالکوسیت می تواند نشان از تشکیل رگه شورک در دمای پایین باشد. دگرسانی ها دارای روند خطی بوده و شامل آرژلیک، سیلیسی-آرژلیک، سیلیسی-کربناته، کربناته، پروپلیتیک می باشند. مقدار مس در رگه معادل ۵ درصد (تمام نمونه ها بیش از ۱ درصد مس دارند) و نقره ۲۱/۳ گرم بر تن است.

با توجه به داده های دماسنجی، به نظر می رسد اختلاط محلول های کانه ساز با آب های جوی که با سنگ های آذرین منطقه در تبادل بوده، منجر به تشکیل کانسار شورک شده است. همچنین فرایندهای سرد شدن و جوشش طی تحول سیالات گرمایی و در نهایت شکل گیری رگه ها موثر بوده است. همچنین حضور زون گوسان گسترده و هماتیتهی نشان دهنده زون هایپوزن پر عیار در عمق می باشد.

منابع

- Adams, S.F., 1920. A microscopic study of vein quartz. *Economic Geology* 15, 623–664.
- Albinson, F. T., Nelson, C.E., 2001. *New Mines and Discoveries in Mexico and Central America*. Society of Economic Geologists Special Publication, p. 362.
- Anderson, J.A., 1982. Characteristics of leached capping. In: Titley, S.R. (Ed.), *Advances in geology of the porphyry copper deposits*. Tucson. The University of Arizona Press, pp. 275–295.
- Barnes, H. L., 1997. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd edition, New York, John Wiley and Sons, p. 797.
- Baumgartner, R., Fontboté, L., Vennemann, T., 2008. Mineral zoning and geochemistry of epithermal polymetallic Zn-Pb-Ag-Cu-Bi mineralization at Cerro de Pasco, Peru. *Economic Geology* 103, 493–537.
- Benning, L.G., Seward, T. M., 1996. Hydrosulphide complexing of Au (I) in hydrothermal solutions from 150-400 C and 500-1500 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1849–1871.
- Bethke, P.M., Rye, R.O., Stoffregen, R.E., Vikre, P.G., 2005. Evolution of the magmatic-hydrothermal acid-sulfate system at Summitville, Colorado: Integration of geological, stable-isotope, and fluid-inclusion evidence. *Chemical Geology* 215, 281–315.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 683–684.
- Bodnar, R.J., 1995. Fluid inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. In: Thompson, J.F.H. (Ed.), *Mineralogical Association of Canada Short Course, Magmas, Fluids and Ore Deposits*. pp. 139–152.
- Brown, P.E., Lamb, W.M., 1989. P-V-T properties of fluids in the system H₂O-CO₂-NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 1209–1221.
- Camprubí, A., Albinson, T., 2007. Epithermal deposits in Mexico-update of current knowledge and an empirical reclassification. *Geological Society of America Special Paper* 422, 377–415.
- Davis, D.W., Lowenstein, T.K., Spencer, R.J., 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 591–601.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., Inan, E., 2003. Sulfidation state of hydrothermal fluids: The porphyry-epithermal transition and beyond. *Society of Economic Geologists and Geochemical Society Special Publication* 10, pp. 285–313.
- ENVI User's Guide, 2003, ENVI User's Guide V. 4.0, Research Systems, Inc, p. 1084.
- Fifarek, R.H., Rye, R.O., 2005. Stable isotope geochemistry of the Pierina high-sulfidation Au-Ag deposit, Peru: Influence of hydrodynamics on SO₂-H₂S sulfur isotopic exchange in magmatic-steam and steam-heated environments. *Chemical Geology* 215, 253–279.
- Fournier, R.O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Economic Geology* 94, 1193–1212.

- Gokce, A., 2000. Ore deposits. Cumhuriyet University Publication 100, pp. 1–336.
- Goldstein, R.H., 2003. Petrographic Analysis of Fluid Inclusions. In I. Samson, A. Anderson, D. Marshall (Editors), Fluid inclusions: Analysis and interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 32, 9–53.
- Graupner, T., Götze, J., Kempe, U., Wolf, D., 2000. CL for characterizing quartz and trapped fluid inclusions in mesothermal quartz veins: Qolqoleh Au ore deposit, Uzbekistan. *Mineralogical Magazine* 64, 1007–1016.
- Guilbert, J.M., Park, C.F., 1886. *The Geology of Ore Deposits*. New York: W.H. Freeman and Co., p. 985.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Reynolds, T.J., 1998. Evolution of an intrusion centered hydrothermal system: Far Southeast–Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology* 93, 373–404.
- Heinrich, C.A., 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: A thermodynamic study. *Mineralium Deposita* 39, 864–889.
- Henley, R.W., 1986. Primary controls on epithermal mineralization in the Taupo volcanic zone: International volcanological congress, proceeding of symposium 5: volcanism, hydrothermal systems and related mineralization, p. 99.
- Hustone, D.L., Large, R.R., 1989. A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulfide deposit. *Ore Geology reviews* 4, 171–200.
- Ineson, P.R., 1989. *Introduction to Practical Ore Microscopy*. Longman publishers, England, p. 181.
- Javidi Moghaddam, M., Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Heidariane Shahri, M. R., 2013. Satellite data processing, alteration, mineralization and geochemistry of Mehrkhash area prospect, North West of Birjand. *Journal of Earth Science Researches* 4, 56-69 (in Persian with English abstract).
- Javidi Moghaddam, M., Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Heidariane Shahri, M. R., 2014. Geology, alteration, mineralization and geochemistry of Shekaste Sabz area prospect, North West of Birjand. *Journal of Crystallography and Mineralogy* 22, 507-520 (in Persian with English abstract).
- Kruse, F.A., Lefkoff, A.B., Boardman, J.W., Heidebrecht, K.B., Shapiro, A. T., Barloon, J. P., Goetz, A.F. H., 1993. The spectral image processing system (SIPS), Interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote sensing of environment* 44, 145–163.
- Laznicka, P., 1988. Breccias and coarse fragmentites. *Petrology, environments, associations, ores*. Elsevier, *Developments in Economic Geology* 25, p. 832.
- Lotfi, M., 1982. Geological and geochemical investigations on the volcanogenic Cu, Pb, Zn, Sb ore-mineralization in the Shurab-Gale Chah and northwest of Khur (Lut, east of Iran). Ph.D Thesis. University of Hamburg, Hamburg.
- Lotfi, M., 1995. Geological map of Sarghanj. Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Malakhov, A.A., 1968. Bismuth and antimony in galena as indicators of some conditions of ore formation. *Geochemistry International* 7, 1055–1068.
- Malpas, J., Duzgoren-Aydin, N. S., Aydin, A., 2001. Behaviour of chemical elements during weathering of pyroclastic rocks, Hong Kong. *Environment International* 26, 359–368.
- Mango, H., 1988. A fluid inclusion and isotopic study of the Las Rayas Ag-Au-Pb-Cu mine, Unpublished Master's thesis, Dartmouth College, Hanover, p. 109.
- Moncada, D., Mutcher, S., Nieto, A., Reynolds, T.J., Rimstidt, J.D., Bodnar, R.J., 2012. Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 114, 20–35.
- Nash, J.T., 1976. Fluid inclusion petrology, data from porphyry copper deposits and applications to exploration. United States Geological Survey, Professional Paper 907, 1-16.
- Ossandón, G., Fréaut, R., Gustafson, L.B., Lindsay, D.D., Zentilli, M., 2001. Geology of the Chuquicamata Mine: A progress report. *Economic Geology* 96, 351–366.
- Palyanaova, G., 2008. Physicochemistry modeling of the coupled behavior of gold and silver in hydrothermal processes, gold fineness, Au/Ag ratios and their possible implications. *Chemical Geology* 255, 399–413.
- Prokofiev, V.Y., Garofalo, P.S., Bortnikov, N.S., Kovalenker, V.A., Zorina, L.D., Grichuk, D.V., Selektor, S.L., 2010. Fluid inclusion constraints on the genesis of gold in the Darasun district (eastern Transbaikalia), Russia. *Economic Geology* 105, 395–416.
- Ramdohr, P., 1970. *The ore minerals and their intergrowth*. Pergamum Press, University of Michigan, Michigan, p. 1174.
- Ramdohr, P., 1980. *The ore minerals and their intergrowths*. Pergamon Press, Oxford, p. 1280.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy* 12, p. 644.
- Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, Essex, UK, p. 352.
- Seward, T.M., Barnes, H.L., 1997. Metal transport by hydrothermal ore fluids. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* 3, 435–486.
- Shepherd, T., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*, 1st edition, Blackie, Glasgow and London, p. 239.

- Sillitoe, R.H., 2005. Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits: Society of Economic Geologists. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, pp.723–768.
- Simeone, R., Simmons, S.F., 1999. Mineralogical and fluid inclusion studies of low sulfidation epithermal veins at Osilo (Sardinia), Italy. *Mineralium Deposita* 34, 705–717.
- Simmons, S.F., Christenson, B.W., 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science* 294, 361–400.
- Tarkian, M., Lotfi, M., Baumann, A., 1983. Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran, Ministry of mines and metals. GSI, Geodynamic project (geotraverse) in Iran 51, 357–383.
- Taylor, R., 2011. *Gossans and Lached Cappings Field Assessment*. Berlin, Springer-Verlag, p. 146.
- Thiersch, P.C., Williams-Jones, A.E., Clark, J.R., 1997. Epithermal mineralization and ore controls of the Shasta Au–Ag deposit, Toodoggone District, British Columbia. *Mineralium Deposita* 32, 44–57.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185–187.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Elsevier, *Lithos* 55, 229–272.
- Zhonghai, H., Binbin, H., Cui, Y., 2010. Hydrothermal alteration mapping using Aster data in east Kunlun Mountain, China. , *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), IEEE International*, pp. 4514–4517.