http://ui.ac.ir/en

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Document Type: Research Paper
Vol. 35, Issue 3, No. 76, Autumn 2019, pp. 1-22
Received: 18.05.2019 Accepted: 18.06.2019

Mineralogy and geochemistry of sulfide zone of Tarz Pb-Zn mine, North of Kerman province: A case study of carbonate-hosted sedimentary ore deposits

Reza Eskandari-Nejad
M.Sc of Geology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran
rezafaryab@gmail.com
Hamed Zand-Moghadam*
Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran
zand1883@uk.ac.ir
Mehdi Khorasanipour
Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran
khorasani@uk.ac.ir

Abstract
The Tarz Pb-Zn deposit is one of the underground active mines in the Ravar-Kuhbanan area, located in the North of Kerman province. In this mine, mineralization was observed in two distinct sulfide and carbonate divisions within the dolomitic-limestone host rock units of the Middle Triassic succession (Shotori Formation). Field observations show that mineralization occurred mainly along the faults as veins or veinlets and in lesser extent as massive textures. Galena, sphalerite, pyrite and chalcopyrite are the most important primary sulfide minerals in the Tarz Pb-Zn deposit. Secondary minerals associated with the Pb-Zn deposits such as smithsonite, hemimorphite, cerussite and anglesite were also identified in some of the investigated samples. The average concentrations of Pb and Zn were 19 and 24% in the studied samples, respectively. Other elements such as Cd, Ag, S, Sb, Te, Se, As and Cu also showed significant enrichment in the investigated samples. Evaluation of the obtained results using multivariate statistical methods can reveal the possible relationships between mineralogical phases and geochemical analysis. For example, the correlation between Pb, Ag, Tl and Sb can be related with the galena mineralization or the geochemical relationship between As, Bi, Cu, P, Fe, Co, and S is related with the pyrite and chalcopyrite mineralization. Statistical relationships also showed that Zn has only a weak geochemical association with Se, U and Mo. The strong correlation of Ca and Mg is also due to the host-rock mineralogy, which is mainly composed of course and fine crystal dolomites at the margin and far distances of ore veins, respectively.
Keywords: Mineralogy, Geochemistry, Tarz Pb-Zn deposit, Kuhbanan, North of Kerman

Introduction

Tarz Pb-Zn deposit is located at 30 km east of Kuhbanan and 5 km southwest of the Tarz village in the North of Kerman Province. From geological point of view, this mine is located on the southeastern margin of the Bahabad Pb-Zn belt, which is a part of Tabas-Poshte-e-Badam metallic belt of the Central Iran (Alavi 1991; Rajabi et al. 2013). In this area, there are a large number of Pb-Zn deposits that mostly occurs in the Triassic dolomite-limestone beds of the Shotori Formation. Major faults such as Kuhbanan and Behabad with NW-SE direction have been very effective role in the development of geology and mineralogy history of this region. However, The dominant trend of the faults in Tarz Pb-Zn deposit is about N40E, but field observations showed various faults and fractures in different directions, which demonstrate the active tectonic of this area. For example, one of the major mineralization parts of the mine was in a shearing zone produced by four major faults with NW-SE direction. Some authors such as Amiri et al. (2009) believe that based on the position of mineralized sections in the carbonate host rocks the Tarz Pb-Zn mine is classified as the Mississippi Valley Type (MVT) deposits. In the Tarz mine, mineralization is observed in two distinct sulfide and carbonate sections, which are located in the north and south of the mine, respectively. This study emphases on the texture, mineralogy and geochemistry of sulfide section of the Tarz Pb-Zn deposits in order to determine the elemental dispersion, and reconstruction of depositional history of Pb and Zn minerals.

Materials & Methods

Fifty rock samples were collected from mineral veins and hosted-rock for mineralogical studies of sulfide section of the Tarz Pb-Zn mine. Ore mineralogy studies were done on the 30 polished-thin section and five polished-blocks by reflecting and polarizing microscope (OLYMPUS BH-2 model) at the Geology Department of Shahid Bahonar University of Kerman. Also, eight samples were selected for further mineralogical studies by X-ray diffraction (XRD)

*Corresponding author

Doi: 10.22108/jssr.2019.117098.1102

method in the Zarazma Laboratory, Tehran, Iran. After mineralogical studies, 10 samples were selected for major and trace elements analysis by the ICP-MS method in the Zarazma Laboratory. Geochemical data were used to (1) calculate enrichment factor; (2) identification of enriched elements; and (3) geochemical correlations of target elements. The spider diagrams of major and trace elements were plotted in order to determine their changes from ore veins to the surrounding hosted rocks. For drawing of spider diagrams, the data were normalized against the standard limestone.

Discussion of Results & Conclusions

Mineralogy

Mineralogical studies using ore microscopy and XRD showed that both primary and secondary minerals are present in the sulfide section of the Tarz deposit. The most important primary minerals were galena (about 60%), sphalerite (less than 40%), pyrite and chalcopyrite. These minerals were often found in the mineralized sections in the northern part of the mine, where mineralization occurs mainly as veins and veinlets, breccia and in lesser extent as pore-filling structures. The secondary minerals including smithsonite, hemimorphite, cerussite, anglesite and iron oxides also were identified in different parts of the mine. In addition to the mentioned minerals, dolomite and calcite were also observed as the main minerals of the hosted-rocks. The identified dolomites minerals can be classified into two groups including fine-crystalline and sudhedral, coarse crystalline or saddle dolomite. It seems that fine-crystalline dolomites have formed as primary minerals during the early time of diagenesis, while the coarse-crystalline dolomites have formed by hydrothermal fluids. Calcite in the hosted rocks was mainly in the form of microcrystalline or micrite type and it seems that this mineral is not affected by the Pb-Zn mineralization process.

Structure and texture

The structures and textures of mineralization in the Tarz mine, were as veins and veinlets, massive, breccia, pore-filling and replacement types. These structures are mainly related to the active fault system of the region. Galena, sphalerite, pyrite and dolomite were the most important primary minerals in most of mineralized textures, however, secondary minerals such as smithsonite, hemimorphite and cerussite were also observe in pore-filling and replacement textures.

Geochemistry

According to the results obtained from normalized enrichment factor Pb, Cd, Zn, Ag, S, Sb, Te, Se, As and Cu have moderate to high enrichments in the investigated samples, respectively. Also, U, Tl, Bi, Mo, Co and Cr showed low enrichments in some samples. The geochemical relationships between enriched elements was well compatible with the mineralogical results. For example, identified sulfide minerals (galena, sphalerite, pyrite and chalcopyrite) have a great potential for replacing of several of enriched elements in their crystalline structures as impurities. The geochemical associations of most of the target elements in sulfide minerals can be considered as possible mechanisms for enrichment of these elements in the investigated samples. These geochemical association can be revealed using multivariate statistical methods. For examples, the following groups of geochemical associations were observed in the investigated samples:

1- The correlation between Pb, Ag, Tl and Sb, which can be related with the galena mineralization;
2- The correlation between P, Cu, Bi, As elements with Fe, Co and S can be related with the pyrite and chalcopyrite mineralization;
3- The strong correlation between Ca and Mg is due to the mineralogy of the host-rock minerals;
4- Zinc only showed a weak correlation with Mo, U and Se, which may be due to the alteration and weathering of its primary sulfide minerals mainly into the secondary carbonate minerals;

The spider diagrams of major elements showed that except iron, other elements have the same values with standard limestone. Ore forming processes, especially the presence of sulfide minerals such as pyrite, chalcopyrite and even sphalerite are responsible for iron enrichment in the investigated samples. Contrasting to the most of major elements, trace elements, especially Pb, Cd, Zn, Ag, S, Sb, Te and Se, As and Cu, showed strong deviation from their values in the standard limestone. Concentration of these elements were decreased by increasing distance from ore veins to the host rock.

Possible mineralization model

The Pb-Zn mineralization in the Tarz mine as well as other ore deposits in the Ravar-Bahbad region is often as veins and veinlets. A variety of lithological and structural factors control Pb-Zn mineralization in this region. According to Leach et al. (2005) diagenesis and tectonic processes have a fundamental role in the formation of MVT type Pb-Zn deposits. Field observation demonstrate that active tectonic and formation of a complex fault system have more important role than other factors in the formation of Tarz Pb-Zn deposit. Comparison of the obtained mineralogical and geochemical data in this study with the previous researches revealed that the Pb-Zn mineralization in Tarz area is more similar to the MVT type. Nevertheless, to determine the source of ore-bearing fluids and to draw up a comprehensive mineralization model, isotopic and structural data are required.

پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و پنجم، شماره پیاپی ۷۶، شماره سوم، پاییز ۱۳۹۸
نوع مقاله: پژوهشی
تاریخ وصول: ۱۳۹۸/۰۲/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۳/۲۸
صص ۱-۲۲

کانی‌شناسی و ژئوشیمی بخش سولفیدی معدن سرب و روی طرز، شمال استان کرمان: مورد مطالعاتی از کانسارهای رسوبی با سنگ میزبان کربناته

رضا اسکندری‌نژاد، *کارشناس ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکدهٔ علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران*
rezafaryab@gmail.com
حامد زندمقدم*، *استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکدهٔ علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران*
Zand1883@uk.ac.ir
مهدی خراسانی‌پور، *دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکدهٔ علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران*
khorasani@uk.ac.ir

چکیده

کانسار سرب و روی طرز یکی از معادن فعال زیرزمینی در ناحیهٔ راور-کوهبنان است که در شمال استان کرمان قرار دارد. کانه‌زایی در این معدن به‌طور مجزا در دو بخش کربناته و سولفیدی در واحدهای کربناتهٔ تریاس میانی (سازند شتری) مشاهده می‌شود. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند کانسارسازی در راستای گسل‌ها به‌شکل رگه‌ای و رگچه‌ای و به مقدار کمتر به‌شکل توده‌ای شکل گرفته است. مهم‌ترین کانی‌های سولفیدی اولیه در معدن سرب و روی طرز شامل گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت هستند. کانی‌های ثانویهٔ مرتبط با کانسارهای سرب و روی ازجمله اسمیت زونیت، همی‌مورفیت، سروزیت و آنگلزیت نیز در برخی نمونه‌ها شناسایی شدند. در نمونه‌های مطالعه‌شده، متوسط غلظت سرب و روی به‌ترتیب ۱۹ و ۲۴ درصد بود. عناصر دیگر مانند Cd، Ag، S، Sb، Te، Se، As و Cu نیز در نمونه‌های بررسی‌شده غنی‌شدگی نشان دادند. ارزیابی نتایج با روش‌های آماری چندمتغیره، ارتباط احتمالی بین فازهای کانی‌شناسی و نتایج ژئوشیمیایی را مشخصکرد؛ برای نمونه، همبستگی عناصر Pb، Ag، Tl و Sb ممکن است با کانه‌زایی گالن مرتبط باشد و یا ارتباط ژئوشیمیایی عناصر As، Bi، Cu، P، Fe، Co و S ممکن است از کانه‌زایی پیریت و کالکوپیریت متأثر باشد. روابط آماری نشان دادند عنصر Zn تنها همبستگی ژئوشیمیایی ضعیفی با عناصر Se، U و Mo دارد. همبستگی زیاد Ca و Mg نیز از کانی‌شناسی سنگ میزبان متاثر است که عمدتاً از کانی درشت‌بلور (در حاشیهٔ رگه‌های کانه‌زا) و دولومیت ریزبلور (دور از رگه‌های کانه‌زا) تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی، ژئوشیمی، کانسار سرب و روی طرز، کوهبنان، شمال کرمان

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۳۳۴۰۵۸۹۲

Doi:10.22108/jssr.2019.117098.1102

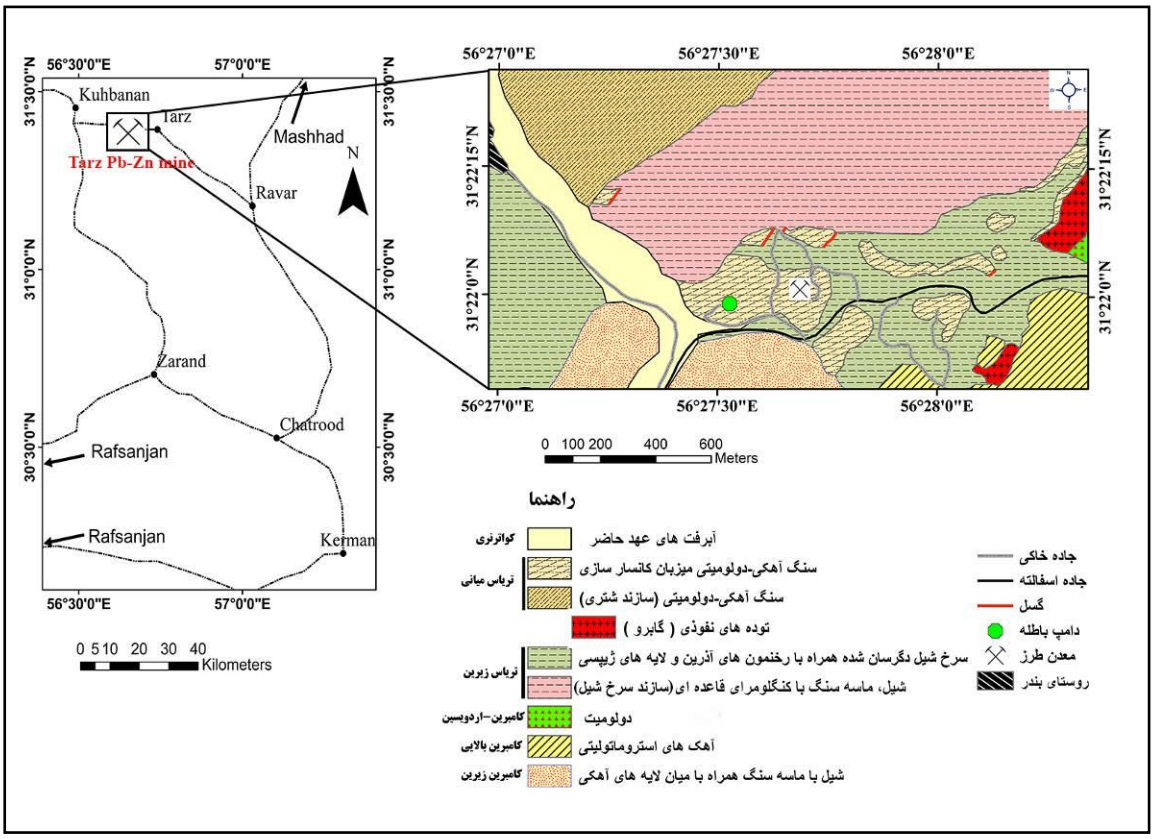
مقدمه

کانه‌زایی عناصر سرب و روی معمولاً همراه با یکدیگر و اغلب در کانسارهای چندفلزی حاصل از سیال‌های گرمابی با دمای تشکیل کم رخ می‌دهد. بر اساس چگونگی تشکیل سیال گرمابی، منشأ و خاستگاه زمین‌شناسی می‌توان کانسارهای سرب و روی را به گروه‌های متعددی تقسیم‌بندی کرد که مهم‌ترین آنها عبارتند از: کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانی (Volcanic Massive Sulfide, VMS)، کانسارهای رسوبی- برندومی (Sedimentary Exhalative Deposits, SEDEX)، کانسارهای نوع درهٔ می‌سی‌سی‌پی (Mississippi Valley Type, MVT) و کانسارهای اسکارن (Sangster et al. 2000). بیش از ۳۰۰ کانسار و نشانهٔ معدنی سرب و روی در ایران شناخته شده است که احتمال می‌رود تیپ کانه‌زایی آنها از نوع رسوبی باشد (Rajabi et al. 2013). محدودهٔ زمانی تشکیل کانسارهای سرب و روی در ایران از پروتروزوئیک بالایی، کرتاسهٔ بالایی تا ترشیری (اولیگوسن- میوسن) تعیین شده است. کمربندهای فلززایی سرب و روی ایران با سنگ میزبان رسوبی شامل ملایر اصفهان، طبس- پشن بادام، البرز مرکزی و یزد- انارک هستند (Rajabi et al. 2013). معدن سرب و روی طرز در فاصلهٔ ۳۰ کیلومتری شرق کوهبنان و ۵ کیلومتری جنوب‌غرب روستای طرز، بین مختصات جغرافیایی '۱۵ °۵۶ تا '۳۰ °۵۶ طول شرقی و '۱۵ °۳۱ تا '۳۰ °۳۱ عرض شمالی واقع شده است (شکل ۱). این معدن از دیدگاه زمین‌شناسی در حاشیهٔ جنوب‌شرقی کمربند کانه‌زایی سرب و روی بهاباد و در کمربند فلززایی طبس- پشت بادام از زون ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است (Alavi 1991; Rajabi et al. 2013). در ناحیهٔ مطالعه‌شده، تعداد زیادی کانسار و نشانهٔ معدنی سرب و روی وجود دارد که از مهم‌ترین آنها می‌توان به معادن فعال طرز، گوجر، کارونگاه، تپه سرخ، آب حیدر، سنجدو، کوه قلعه، تاجکوه، گیچرکوه و بنه انار (احمدآباد) اشاره کرد؛ کانسارها و نشانه‌های معدنی یادشده عمدتاً درون افق چینه‌ای دولومیتی آهکی به سن احتمالی تریاس قرار گرفته‌اند و شکل مادهٔ معدنی در آنها غالباً از نوع رگه‌ای و به‌ندرت همخوان با لایه‌بندی است. وجود گسل‌های مهمی مانند گسل کوهبنان و گسل بهاباد با راستای شمال‌غربی- جنوب‌شرقی در تکوین تاریخچهٔ زمین‌شناسی و کانه‌زایی منطقه بسیار مؤثر بوده است. باتوجه‌به جای‌گیری مادهٔ معدنی در سنگ میزبان کربناته، به نظر می‌رسد معدن سرب و روی طرز جزو کانسارهای نوع درهٔ می‌سی‌سی‌پی باشد (Amiri et al. 2009) که به‌شکل زیرزمینی و روباز بهره‌برداری می‌شود. کانه‌زایی فعلی در کانسار مطالعه‌شده به‌شکل کربناته و سولفیدی است که به‌طور مجزا از یکدیگر مشاهده می‌شوند؛ بخش سولفیدی در شمال و بخش کربناته در جنوب معدن قرار دارند و با یک تونل اصلی به یکدیگر مرتبط می‌شوند. در پژوهش حاضر، مطالعهٔ ساخت و بافت، کانی‌شناسی و ژئوشیمی بخش سولفیدی کانسار سرب و روی طرز مدنظر قرار گرفته است که می‌تواند برای پراکندگی عناصر، ارزیابی اقتصادی و شیوهٔ تشکیل کانسار مطالعه‌شده مفید باشد.

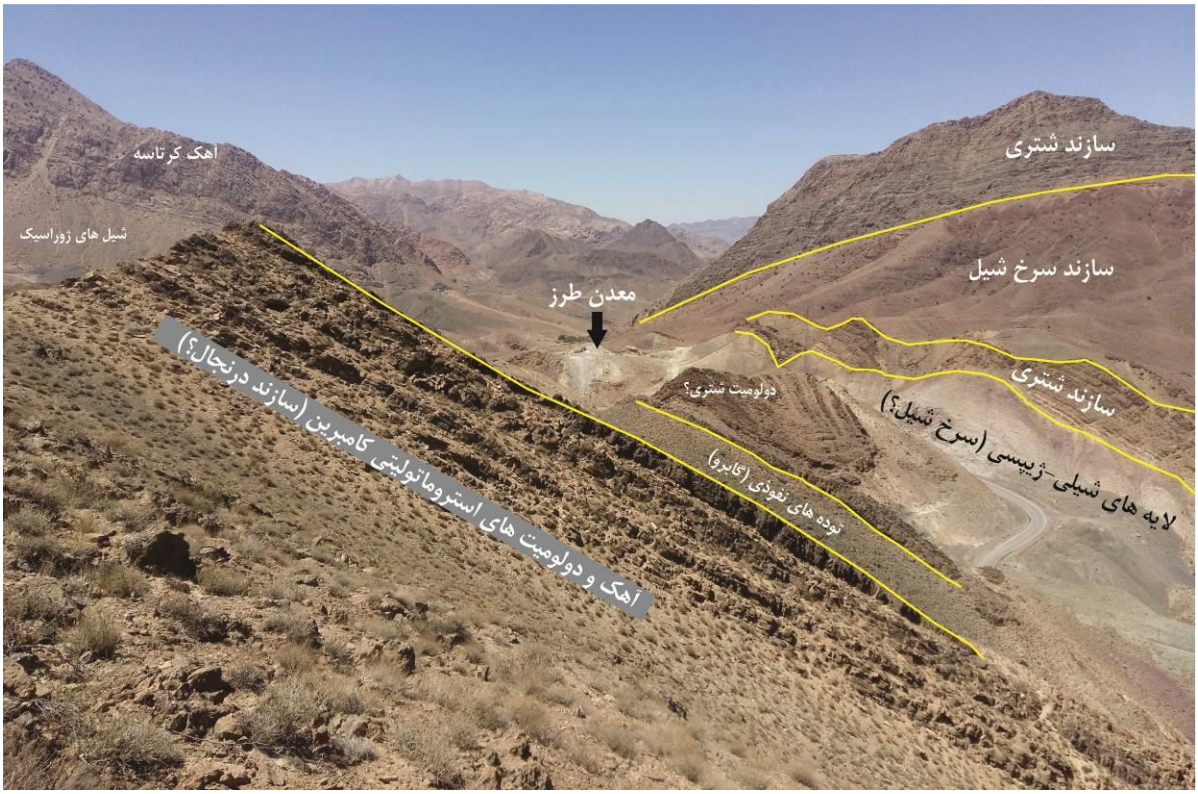
چینه‌شناسی و زمین‌شناسی منطقهٔ مطالعه‌شده

با نگاهی اجمالی به پراکندگی واحدهای چینه‌شناسی منطقه (Mahdavi et al. 1996) مشاهده می‌شود واحدهای اینفراکامبرین تا سنوزوئیک در قالب تاقدیس‌ها و ناودیس‌های گسلیده و چین‌های تک‌شیب در این ناحیه گسترش دارند و حضور دو سیستم گسلی بهاباد و کوهبنان به همراه توده‌های نفوذی مختلف سبب پیچیدگی شدید واحدهای چینه‌سنگی شده است؛ علاوه‌براین، فونای اندک فسیلی در نهشته‌های رسوبی نیز انطباق سنی واحدهای چینه‌سنگی را با دشواری بسیار همراه کرده است؛ این امر به‌شکلیست که در گزارش‌های مختلف زمین‌شناسی ناحیه (برای نمونه، Ghorbani and Azizan 2009) سردرگمی مشخصی در تفکیک واحدهای چینه‌شناسی مشاهده می‌شود. در نقشهٔ زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ راور (Mahdavi et al. 1996)، سنگ میزبان کانسار سرب و روی طرز به واحد آهکی و ماسه‌سنگی دونین نسبت داده شده

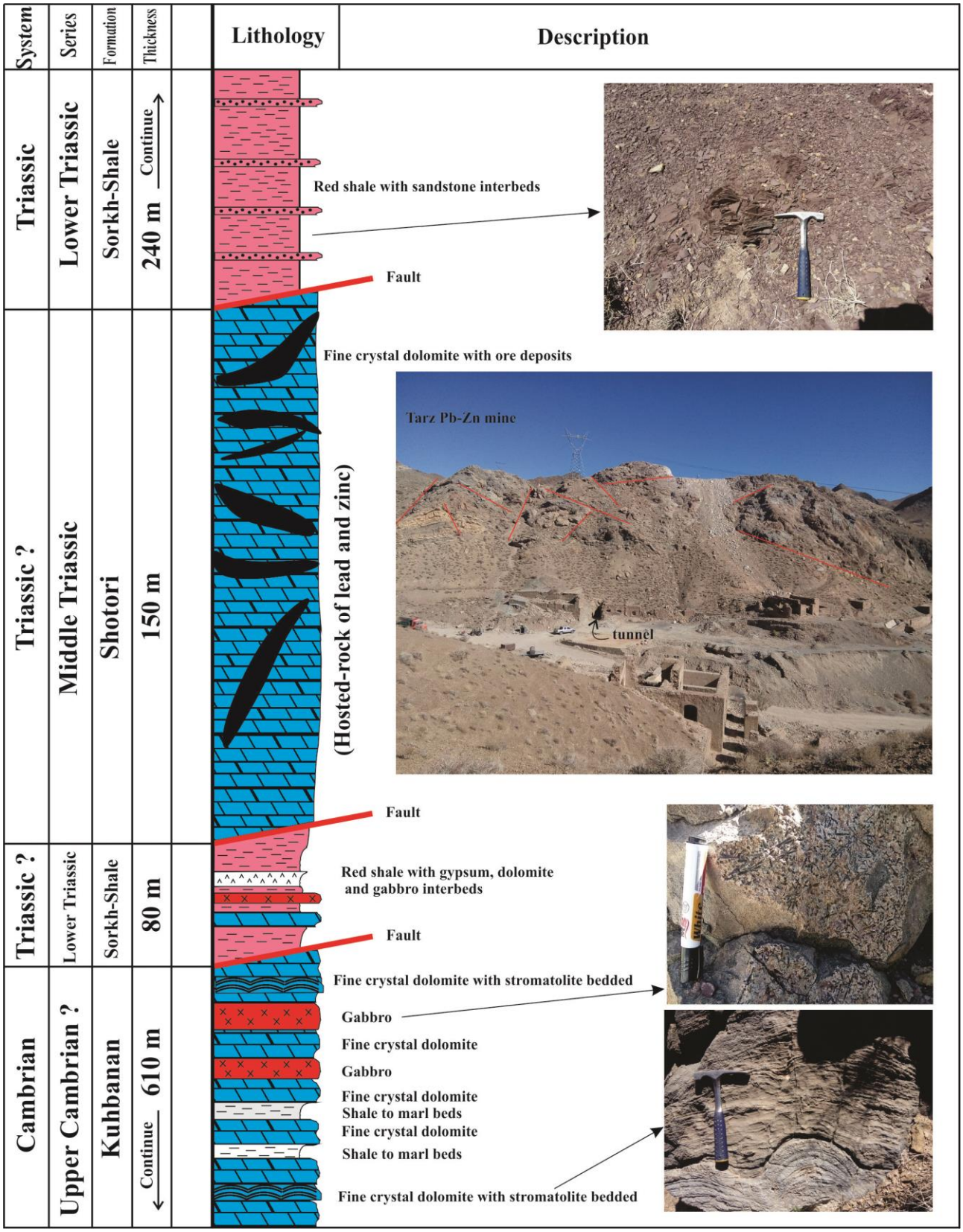
است؛ باوجوداین، بررسی شواهد صحرایی، مطالعهٔ رخساره‌ها و گسترش جانبی نهشته‌های سنگ میزبان در ناحیه (راور و کوهبنان) نشان می‌دهد به احتمال زیاد کانسار طرز در واحد آهکی دولومیتی سازند شتری به سن تریاس میانی تشکیل شده است؛ مطالعه‌های صحرایی و بررسی عکس‌های هوایی در محدودهٔ معدن طرز سبب اصلاح و ترسیم دوبارهٔ واحدهای چینه‌سنگی شده است (شکل ۱). همان‌طور که در شکل‌های ۱ تا ۳ مشاهده می‌شود، نهشته‌های سنگ میزبان کانسار سرب و روی به‌شکل توده‌های مجزا بین رسوبات شیلی- ماسه‌سنگی قرمزرنگ سازند سرخ‌شیل (تریاس زیرین) قرار گرفته‌اند؛ این درحالیست که در بخش جنوب‌غربی معدن، نهشته‌های ماسه‌سنگی سازند داهو (کامبرین زیرین) به رنگ قرمز ارغوانی وجود دارند که با مرزی گسله در اطراف سازند سرخ‌شیل و سنگ میزبان کانسار واقع شده‌اند (همان‌طور که در شکل‌های ۲ و ۳ مشاهده می‌شود، نهشته‌های داهو در راستای پیمایش و برداشت ستون چینه‌شناسی وجود ندارند). حضور سازند داهو در اینجا توسط نهشته‌های کربناتهٔ استروماتولیتی به سن کامبرین میانی- بالایی که در جنوب معدن و در مجاورت سازند داهو قرار گرفته‌اند، تأیید می‌شود؛ به‌طوری‌که هوکریده و همکاران (Huckriede et al. 1962) نیز به وجود سازند داهو در این منطقه اعتقاد دارند. پراکندگی استروماتولیت‌های گنبدی و مسطح با ویژگی‌های ریخت‌شناختی خاص (Zand-Moghadam et al. 2015) منعکس‌کنندهٔ سن کامبرین میانی- بالایی برای نهشته‌های کربناته (احتمالاً سازند کوهبنان) در جنوب معدن است که گسترش چشمگیری در اطراف کوهبنان و زرند دارند. در شمال معدن، گذر از سازند سرخ‌شیل به نهشته‌های کربناتهٔ سازند شتری به‌طور تدریجی، اما با مرز مشخص است؛ به‌طوری‌که با افقی کلیدی از دولومیت زردرنگ مشخص می‌شود که به‌طور گسترده در تمام ناحیه و در قاعدهٔ سازند شتری مشاهده می‌شود. ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های خاکستری تا سبزرنگ مربوط به گروه شمشک (تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین) گسترش زیادی در ناحیه دارند و با مرزی تدریجی روی نهشته‌های کربناتهٔ سازند شتری قرار می‌گیرند. این رسوبات در جنوب‌غرب معدن با مرزی گسله و تراستی توسط نهشته‌های کربناتهٔ مربوط به کرتاسه (Mahdavi et al. 1996) پوشیده شده‌اند؛ علاوه‌بر واحدهای چینه‌سنگی یادشده، توده‌های آذرین نفوذی از نوع گابرو به‌شکل سیل و دایک بین نهشته‌های کامبرین میانی- بالایی و سازند سرخ‌شیل گسترش یافته‌اند که گاهی سبب دگرسانی در نهشته‌های اطراف نیز شده‌اند؛ گفتنی است نقش توده‌های نفوذی در کانسارسازی یکی از پرسش‌ها و ابهام‌های اصلی در این ناحیه محسوب می‌شود که مطالعهٔ جامع سنگ‌شناسی و سن‌سنجی را طلب می‌کند. در اطراف معدن، لایه‌های تبخیری از نوع ژیپس نیز وجود دارند که به بخش‌های بالایی سازند سرخ‌شیل متعلق هستند؛ این لایه‌ها به‌طور موضعی و محلی وجود دارند و گسترش زیادی در ناحیه ندارند. بر اساس مشاهده‌های صحرایی، معدن طرز در زمان‌های مختلف تحت‌تأثیر فرایندهای تکتونیکی در جهت‌های مختلف قرار گرفته است که باعث تشکیل گسل‌ها و شکستگی‌هایی در جهت‌های مختلف شده‌اند. روند غالب گسل‌ها حدود N40E است. چهار گسل اصلی با روند شمال‌شرق- جنوب‌شرق روی تودهٔ معدنی مشاهده می‌شوند که کانی‌زایی در راستای آنها و در زون‌های برشی بزرگ‌تر از ۱ متر انجام شده است. تحلیل ساختاری و شبکه‌بندی مجموعه گسل‌های منطقه ازجمله مطالعه‌های ضروری محسوب می‌شود که در اکتشاف سایر ذخائر سرب و روی منطقه اهمیت دارد.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی، جایگاه زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی محدودهٔ اطراف معدن طرز



شکل ۲- دورنمایی از واحدهای سنگ‌شناسی محدودهٔ اطراف معدن طرز (دید به‌سمت شمال)



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی و سنگ میزبان کانسار سرب و روی در ناحیهٔ طرز؛ توجه شود برخی از گسل‌های اصلی و فرعی روی تونل اکتشافی کانسار سرب و روی طرز مشخص شده‌اند. هم‌اکنون باطله‌برداری در راستای گسل‌ها برای اکتشاف روباز درحال انجام است

روش مطالعه

به‌منظور مطالعه‌های کانی‌شناسی بخش سولفیدی کانسار سرب و روی معدن طرز، تعداد ۵۰ نمونه از رگه‌های حاوی مواد معدنی و سنگ میزبان برداشت و به آزمایشگاه منتقل شدند؛ از این میان، تعداد ۳۰ نمونه مقطع نازک صیقلی و ۵ نمونه بلوک صیقلی تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان و انعکاسی مدل OLYMPUS BH-2 در گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان مطالعه شدند. به‌منظور مطالعه‌های تکمیلی در زمینهٔ کانی‌شناسی، تعداد ۸ نمونه به روش پراش اشعهٔ ایکس (XRD) انتخاب و در آزمایشگاه زرآزمای تهران بررسی شدند. پس‌از مطالعه‌های کانی‌شناسی، تعداد ۱۰ نمونه برای تجزیه‌وتحلیل عناصر اصلی و فرعی به روش طیف‌سنج جرمی-پلاسمای جفت‌شدهٔ القایی (ICP-MS) انتخاب و به آزمایشگاه زرآزمای تهران ارسال شدند که نتایج آن در قالب شاخص‌های توصیف آماری در جدول ۲ ارائه شده‌اند. تجزیه‌وتحلیل‌های ژئوشیمیایی برای محاسبهٔ شاخص‌های غنی‌شدگی و شناسایی عناصر دارای غنی‌شدگی و همبستگی ژئوشیمیایی در کانسار سرب و روی طرز استفاده شدند. به‌منظور بررسی روند تغییرات عناصر در رگه‌های معدنی، نمودارهای عنکبوتی برای عناصر اصلی و فرعی ترسیم شدند که داده‌ها نسبت به آهک استاندارد به‌هنجار شده‌اند.

نتایج و بحث

باتوجه‌به اهداف پژوهش حاضر، ابتدا ساخت و بافت تودهٔ معدنی بحث و در ادامه، کانی‌شناسی و ژئوشیمی کانسار مطالعه‌شده و ارتباط آنها با الگوی کانی‌زایی بررسی می‌شود.

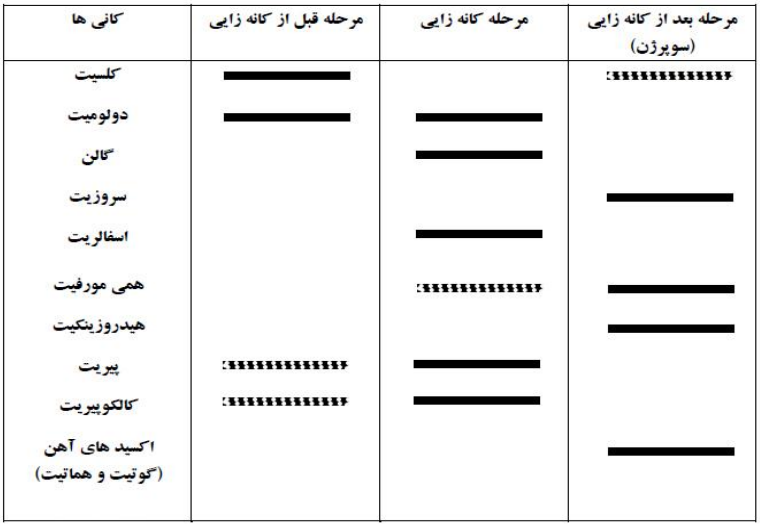
کانی‌شناسی

مطالعه‌های کانی‌شناسی (میکروسکوپی و پراش اشعهٔ X) در ناحیهٔ مطالعه‌شده نشان می‌دهند رگه‌های حاوی کانه‌زایی سرب و روی کانی‌شناسی تقریباً ساده‌ای دارند و می‌توان کانی‌های موجود را به دو گروه اولیه و ثانویه تقسیم‌بندی کرد (جدول ۱). مهم‌ترین کانی‌های اولیه شامل گالن حدود ۶۰ درصد، اسفالریت کمتر از ۴۰ درصد، پیریت و کالکوپیریت هستند که از این میان، گالن فراوان‌ترین کانی محسوب می‌شود. کانی‌های ثانویه با فراوانی اندک در بخش‌های مختلف مشاهده می‌شوند و شامل کانی‌های آنگلزیت، سروزیت، هیدروزنکیت، همی‌مورفیت و اکسیدهای آهن هستند؛ علاوه‌بر کانی‌های یادشده، دولومیت و کلسیت نیز به‌عنوان بخش اصلی کانی‌های باطله (سنگ میزبان) در کانسار طرز معرفی می‌شوند.

گالن: گالن در نمونهٔ دستی با جلای فلزی و در مقاطع میکروسکوپی با رنگ زرد متمایل به سفید و رخ‌های مثلثی تشخیص داده می‌شود (شکل ۴، الف). پراکندگی گالن تنها به بخش‌های شمالی معدن معطوف می‌شود که شکستگی‌های اصلی منطقه را پر کرده است. کانی گالن بیشتر در بافت‌های رگه‌ای، برشی و پرکنندهٔ حفره‌ها و فضاهای خالی مشاهده می‌شود؛ بنابراین، خمیدگی‌های فراوانی که در رخ‌های گالن وجود دارند، ممکن است معلول عملکرد فرایندهای تکتونیکی در منطقه باشند (برای نمونه، Adib et al. 2017; Jazi et al. 2017; Zhang et al. 2017; Parsa and Maghsoudi 2018).

اسفالریت: اسفالریت در نمونه‌های دستی به‌خوبی تشخیص داده نمی‌شود، اما در مطالعه‌های میکروسکوپی پلاریزان و انعکاسی دیده می‌شود (شکل ۴، الف). این کانی در مقاطع نازک با فراوانی بسیار کم و بیشتر به‌شکل بلورهای شکل‌دار مشاهده می‌شود که بلورهای آن با کانی گالن احاطه شده‌اند. اسفالریت معمولاً به کانی‌های ثانویهٔ روی ازجمله اسمیت زونیت و همی‌مورفیت تبدیل می‌شود (Hitzman et al. 2003) که در نمونه‌های مطالعه‌شده مشاهده می‌شوند. به‌وجودآمدن کانی‌های ثانویهٔ حاصل از تجزیهٔ اسفالریت (اسمیت زونیت و همی‌مورفیت) به سه عامل آب‌وهوا، ترکیب کان‌سنگ اولیه و زمین‌شناسی (سنگ‌شناسی و ساختار) سنگ میزبان بستگی دارد (Reichert and Borg 2008).

جدول ۱- توالی پاراژنتیکی کانی‌های مشخص‌شده در بخش سولفیدی معدن طرز؛ خطوط منقطع احتمال رخداد را در آن مرحله احتمالی نشان می‌دهند.



جدول ۲- خلاصهٔ نتایج تجزیه‌وتحلیل نمونه‌های بررسی‌شده بر اساس معیارهای آماری

عناصر (mg/Kg)	میانگین	میانه	انحراف معیار	حداقل	حداکثر	کلارک[a]	متوسط سنگ زمینه	آهک میانگین[a]
Al(%)	0.08	0.04	0.14	0.005	0.5	8.1	0.34	0.42
Ca(%)	5.4	2.7	6.8	0.06	21.5	3.6	28.1	30.4
Fe(%)	6.8	0.3	13.5	0.08	33.4	5	0.44	0.37
K(%)	0.03	0.01	0.06	0.005	0.2	2.5	0.14	0.27
Mg(%)	2.7	0.3	0.4	0.01	12.5	2	7.8	4.7
Na	398	420	84	276	512	28300	735	371
P	104	87	80	43	325	1050	110	175
Si(%)	0.14	0.06	0.22	0.01	0.8	27.7	0.7	2.4
Ag	212	143	302	0.8	1030	0.07	1.72	1
As	2230	138	5283	15	16740	1.8	6.18	2.5
Ba	4.4	3	5.25	0.5	18	425	16.4	100
Be	0.32	0.3	0.04	0.3	0.4	2.8	0.4	1
Bi	0.99	0.65	1.16	0.2	4.2	0.17	0.32	0.2
Cd	2640	1436	3807	6.9	11800	2650	8.46	0.1
Co	3.68	0.50	6.08	0.5	16.3	25	0.96	4
Cr	10.2	5	17.92	2	61	100	8.2	10
Cu	4470	791	12038	30	38700	55	26.8	15
Mn	416	474.5	242.59	19	774	950	290.2	850
Mo	23.4	1.05	69.41	0.05	220.9	1.5	2.04	1
Nb	2.5	3	1.09	0.5	3.3	20	2.66	0.3
Ni	2.8	2.5	0.92	2	4	75	3.4	12
Pb(%)	19.1	17.3	25.3	0.02	83.7	0.0013	0.04	.0008
Rb	5.7	5	2	4	11	90	8.8	5
S(%)	19.3	16.9	12.1	0.08	38.3	0.02	0.1	.02
Sb	420	90	792	2.6	2530	0.2	1.53	0.2
Se	12.8	9.9	11.08	0.25	38.15	0.05	1.952	0.08
Sn	1.2	1.05	1.08	0.1	3.9	2	0.38	4
Sr	265.4	62.8	423.5	11.7	1330	375	186	500
Ta	0.13	0.12	0.04	0.11	0.21	2	0.19	1
Te	0.27	0.28	0.14	0.05	0.53	0.001	0.558	1
Th	1.7	1.59	0.61	0.88	3.3	10	1.564	2
Tl	2.8	1.5	3.19	0.11	10.08	0.45	0.114	0.2
U	5.9	3.9	6.45	0.75	21.6	2.7	1.92	2
V	19.6	12.5	19.17	10	73	135	30.4	15
Y	2.26	1.9	0.82	1.6	3.8	30	3.84	15
Zn(%)	24.6	25.8	18.7	0.27	50.9	.007	0.17	.0025

a: Levinson, 1974.

پیریت و کالکوپیریت: این دو کانی از رایج‌ترین کانی‌های سولفیدی در بسیاری از کانسارهای سرب و روی دنیا محسوب می‌شوند (Leach et al. 2005)، اما در کانسار طرز گسترش چندانی ندارند. پیریت و کالکوپیریت عمدتاً در حاشیهٔ رگه‌های اصلی گالن و به‌طور شکل‌دار مشاهده می‌شوند (شکل ۴، ب و پ). در رگه‌های مطالعه‌شده، پیریت اغلب به هماتیت و گوتیت تبدیل شده است؛ این تبدیل اغلب به اکسیداسیون پیریت در مرحلهٔ سوپرژن مربوط است (Williamson and Rimstidt 1994; Domènech et al. 2004).

همی‌مورفیت: همی‌مورفیت در نمونهٔ دستی به‌شکل گل‌کلمی و به رنگ‌های سبز و کمتر قرمز مشاهده می‌شود. این کانی اغلب در چاه‌های عمیق معدن وجود دارد و به‌شکل کانی ثانویه در کانسار معدنی طرز شناسایی شده است. به احتمال زیاد همی‌مورفیت می‌تواند از انحلال کانی‌های اولیهٔ روی ازجمله اسفالریت و اسمیت زونیت توسط محلول‌های گرمابی تشکیل شده باشد (Hitzman et al. 2003)؛ این کانی عمدتاً در محیطی با فشار کم دی‌اکسیدکربن و غنی از سیلیس تشکیل می‌شود (Reichert and Borg 2008).

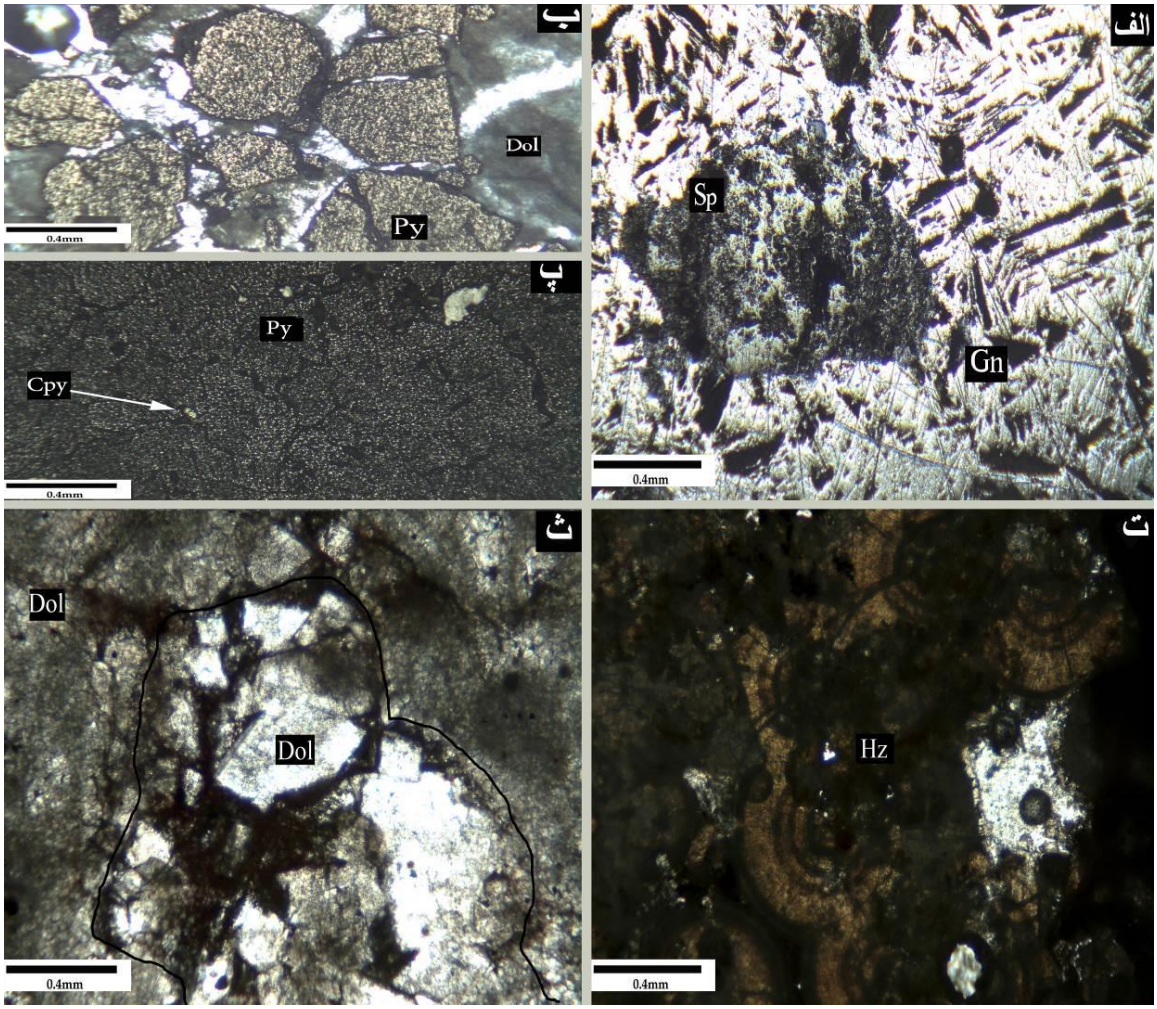
هیدروزینکیت: این کانی جزو هیدروکسیدکربنات روی است که به‌شکل ثانویه در بخش سولفیدی معدن وجود دارد (شکل ۴، ت). هیدروزینکیت در شرایط فشار معمول دی‌اکسیدکربن در اتمسفر و در حضور آب تشکیل می‌شود (Reichert and Borg 2008).

سروزیت و آنگلزیت: این دو کانی سرب‌دار به‌شکل ثانویه در مادهٔ معدنی طرز شناسایی شده‌اند. برای تشکیل آنگلزیت، یون SO_4^{2-} موردنیاز می‌تواند از سولفوریک‌اسید حاصل از فرایند اکسایش کانی‌های سولفیدی و یا از کانی‌های تبخیری ژیپس تأمین شود (Reichert and Borg 2008). در اثر تشکیل آنگلزیت، غلظت یون SO_4^{2-} در محیط کاهش و در اثر واکنش سیال اسیدی با سنگ‌های کربناتهٔ میزبان، اسیدیتهٔ محیط افزایش می‌یابد و درنتیجه، کانی سروزیت به‌طور مستقیم یا به‌شکل جانشینی در اطراف آنگلزیت تشکیل می‌شود (Reichert and Borg 2008). Guilbert and Park (1997) رابطهٔ ۱ را برای تشکیل سروزیت ارائه کرده‌اند:

رابطهٔ ۱: $PbS+H_2O+CO_2+2O_2 \rightarrow PbCO_3+SO_4^{2-}+2H^+$

گوتیت و هماتیت: این دو کانی آهن‌دار نیز به‌عنوان کانی‌های ثانویه در بخش‌های شمالی معدن که با بخش سولفیدی کانسار مرتبط است، وجود دارند. گوتیت و هماتیت از کانی‌هایی‌اند که می‌توانند در مرحلهٔ سوپرژن (جدول ۱) و از هوازدگی کانی‌های سولفیدی نظیر پیریت، کالکوپیریت و در مواردی اسفالریت حاوی آهن تشکیل شوند (Hosseini-Dinani and Aftabi 2016).

دولومیت و کلسیت: سنگ میزبان کانسار طرز از نوع کربناته و کانی شاخص آن دولومیت است. به‌طورکلی، دو نوع دولومیت ریزبلور و درشت‌بلور شناسایی شده است (شکل ۴، ث)؛ دولومیت‌های نوع اول بیشتر به رنگ خاکستری و در مقاطع میکروسکوپی به‌شکل بلورهای کوچک‌تر از ۲۰ میکرون و بی‌شکل مشاهده می‌شوند و دولومیت‌های نوع دوم درشت‌بلور، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل (دولومیت زین‌اسبی) و دارای خاموشی موجی هستند. این دولومیت‌ها اغلب همراه با مادهٔ معدنی و در حاشیهٔ رگه‌ها مشاهده می‌شوند. فرایندهای دیاژنتیکی و گرمابی از مهم‌ترین عوامل دولومیتی‌شدن در حوضهٔ رسوبی- گرمابی به شمار می‌روند (Lee and Wilkinson 2002; Wilkinson 2003). به نظر می‌رسد دولومیت‌های نوع اول اولیه تا دیاژنتیکی‌اند، اما دولومیت‌های نوع دوم بر اثر تأثیر سیالات گرمابی تشکیل شده‌اند. به عقیدهٔ کلی و همکاران (Kelley et al. 2004)، سیال گرمابی دارای عنصر منیزیم به‌محض ورود به سنگ‌های کربناته سبب تشکیل دولومیت‌های درشت‌بلور می‌شود؛ با فاصله از رگه‌های معدنی و به‌طور پراکنده، کانی کلسیت نیز مشاهده می‌شود که اغلب از نوع ریزبلور (گل آهکی یا میکریت) است و هیچ‌گونه آثاری از کانه‌زایی در آن دیده نمی‌شود؛ باوجوداین، در رگه‌های حاوی مواد معدنی و همراه با کانه‌زایی گاهی بلورهای درشتی از کلسیت نیز مشاهده می‌شوند که تشکیل آنها به‌شکل اولیه (فازهای نهایی سیال کانه‌ساز) یا ثانویه (تشکیل در مرحلهٔ تلوژنز از دیاژنز) قابل‌بحث است.



شکل ۴- کانی‌های اولیه و ثانویه زیر نور انعکاسی و پلاریزان؛ الف. کانی اسفالریت (Sp) به‌شکل ادخال در کانی گالن (Gn)؛ ب. کانی پیریت (Py) در زمینهٔ دولومیت ریزبلور (Dol)، پ. حضور پیریت و ادخال‌های کالکوپیریت در نمونه‌های مطالعه‌شده، ت. کانی هیدروزینکیت (Hz) به‌شکل شعاع، ث. بلورهای درشت دولومیت در زمینهٔ دولومیت ریزبلور

ساخت و بافت

مطالعهٔ ساخت و بافت توده‌های معدنی در تفسیر رابطهٔ بین مادهٔ معدنی و سنگ میزبان، تشخیص توالی پاراژنزی کانی‌ها و همچنین در ارائهٔ الگوی تشکیل کانسار استفاده می‌شود (Robb 2005). ساخت و بافت‌های موجود در معدن طرز اغلب درارتباط‌با سیستم گسلی فعال منطقه شکل گرفته‌اند که در ادامه شرح داده می‌شوند.

بافت توده‌ای: بافت توده‌ای بخش پرعیار کانسار را در بخش‌های سولفیدی تشکیل می‌دهد. این بافت در اثر تجمع توده‌های بزرگ با اندازه‌های یک تا چند متر درون سنگ‌های کربناتهٔ میزبان تشکیل شده است. مهم‌ترین ترکیب کانی‌شناسی این بافت شامل گالن، اسفالریت و پیریت در بخش سولفیدی است (شکل ۵، الف).

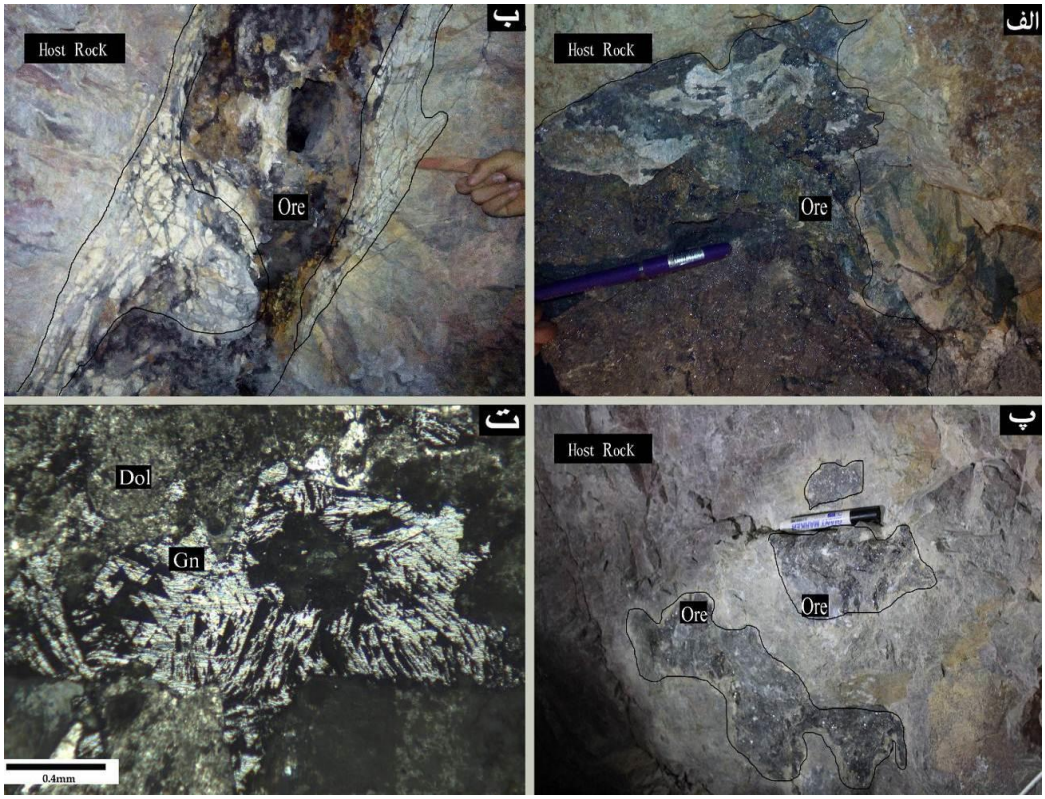
بافت رگه‌ای و رگچه‌ای: این بافت اغلب حاصل نفوذ سیالات گرمابی به درون سنگ میزبان است (Jazi and Shahabpour 2011) که در ناحیهٔ مطالعه‌شده، در نزدیکی رگه‌ها و درون سنگ میزبان به‌شکل رگچه‌هایی با ضخامت کم (چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر) مشاهده می‌شود. بافت رگه‌ای و رگچه‌ای در تمام بخش‌های معدن مشاهده می‌شود؛ به‌طوری‌که توسعهٔ بافت یادشده بیشتر از سیستم شکستگی‌های موجود در سنگ‌های آهکی تبعیت می‌کند. کانی‌شناسی این رگه‌ها و رگچه‌ها بسته به اینکه در بخش

سولفیدی یا کربناتهٔ کانسار باشند، متغیر است؛ به‌طوری‌که مهم‌ترین ترکیب کانی‌شناسی این بافت در بخش‌های سولفیدی کانسار شامل گالن و کمتر پیریت، اسفالریت و دولومیت است (شکل ۵، ب).

بافت برشی: بافت برشی از بافت‌های معمول در کانسارهای سرب و روی است که درنتیجهٔ خردشدن مواد معدنی قدیمی‌تر یا سنگ دیواره و به‌هم‌چسبیده‌شدن آنها توسط مواد معدنی جدیدتر به‌وجود می‌آید (Jazi et al. 2017). قطعه‌های برشی از جنس سنگ میزبان هستند و دامنهٔ اندازهٔ آنها بین کمتر از ۲ میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر متغیر است. این بافت شکل‌های متفاوتی ازجمله بافت برشی خردشده و بافت برشی موزائیکی دارد که تفاوت بین آنها در شکستگی زیاد و فاصلهٔ بین قطعه‌هاست؛ به‌طوری‌که در بافت برش موزائیکی، شکستگی و فاصلهٔ بین قطعه‌ها زیاد است (شکل ۵، ب).

بافت پرکنندهٔ فضای خالی: همانند بافت برشی، بافت پرکنندهٔ فضای خالی در کانسارهای رگه‌ای فلزات پایه و کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته بسیار رایج است (Craige and Vaughan 1981). این بافت بیشتر در حفره‌های ناشی از انحلال سنگ میزبان توسط آب‌های جوی و زیرزمینی مشاهده می‌شود (شکل ۵، پ)؛ همچنین در امتداد گسل‌های عادی، فضای خالی ایجادشده می‌تواند با سولفیدهای سرب و روی پر شود (Maghfouri et al. 2017)؛ علاوه‌بر تشکیل کانی‌های سولفیدی اولیهٔ سرب و روی در حفره‌های انحلالی، کانی‌های ثانویهٔ سرب و روی ازجمله اسمیت زونیت، همی‌مورفیت و سروزیت نیز می‌توانند تشکیل شوند.

بافت جانشینی: بافت جانشینی در بخش‌های گسترده‌ای از زون سولفیدی معدن طرز و به‌شکل جانشینی اسفالریت و گالن به‌جای دولومیت‌های اولیه و ثانویه و همچنین جانشینی دولومیت‌های ثانویه به‌جای دولومیت‌های اولیه (سنگ میزبان) مشاهده می‌شود (شکل ۵، ت).



شکل ۵- بافت‌های موجود در بخش سولفیدی کانسار؛ الف. نمایی از بافت توده‌ای در تونل معدن، ب. بافت رگه‌ای و رگچه‌ای همراه با بافت برشی، پ. سولفیدهای سرب و روی در فضای خالی که باعث ایجاد بافت پرکنندهٔ فضای خالی شده‌اند، ت. گالن (Gn) به‌شکل جانشینی در دولومیت (Dol)

ژئوشیمی

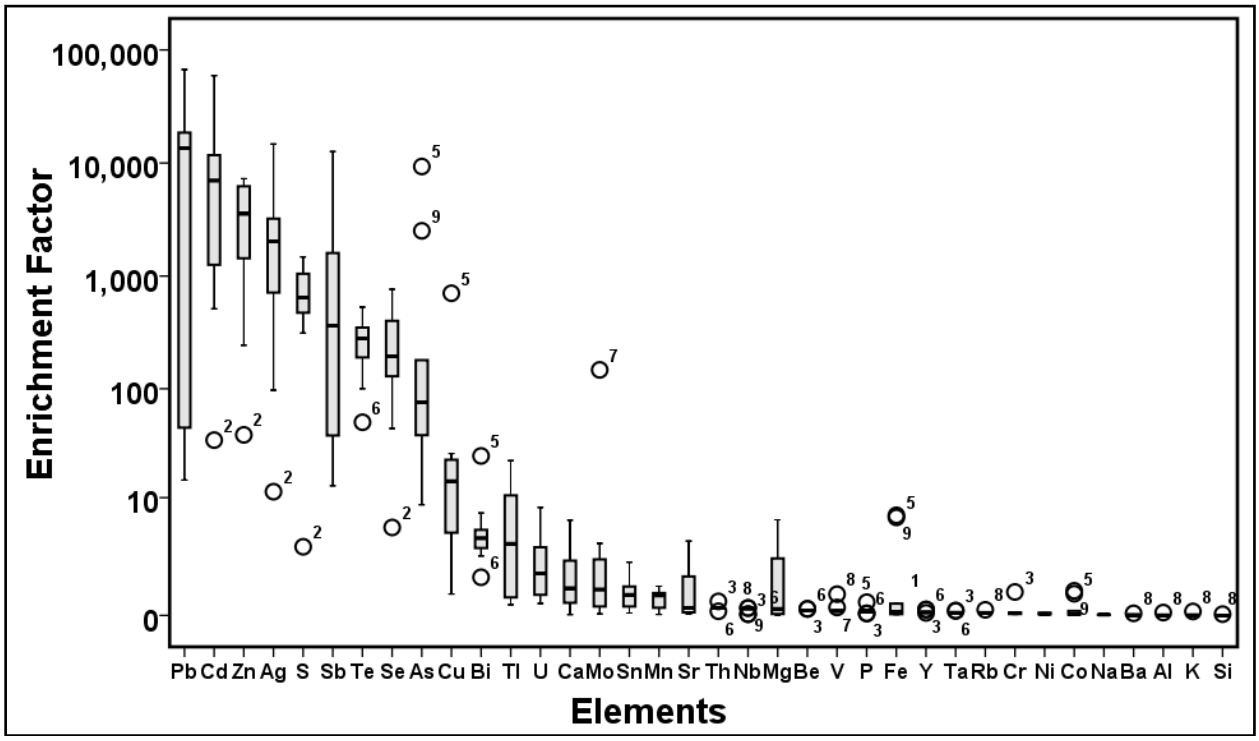
در بخش مطالعه‌های ژئوشیمیایی، ابتدا شاخص غنی‌شدگی عناصر بر مبنای متوسط پوسته‌ای محاسبه و سپس روابط عناصر از طریق روش آماری تجزیه‌وتحلیل خوشه‌ای بررسی شد؛ همچنین روند تغییر و پراکندگی عناصر از سنگ میزبان به‌سمت رگه‌های کانه‌زا بررسی شد.

شاخص غنی‌شدگی به‌منظور ارزیابی ژئوشیمیایی عناصر در نمونه‌های مدنظر استفاده و داده‌ها نسبت به مقادیر متوسط پوسته‌ای مقایسه شدند (رابطهٔ ۲).

رابطهٔ ۲: متوسط پوسته‌ای/غلظت در نمونهٔ مدنظر = شاخص غنی‌شدگی

نتایج محاسبهٔ شاخص غنی‌شدگی به‌شکل نمودارهای جعبه‌ای برای شناسایی عناصر دارای غنی‌شدگی مرتب شدند. باتوجه‌به نمودار جعبه‌ای (شکل ۶)، عناصر دارای عامل غنی‌شدگی متوسط تا زیاد در بخش سولفیدی به‌ترتیب شامل Cu، As، Se، Te، Sb، S، Ag، Zn، Cd و Pb بودند؛ همچنین عناصر U، Tl، Bi، Mo، Co و Cr نیز در برخی نمونه‌ها غنی‌شدگی ضعیفی را نشان دادند. در ادامه، عناصر دارای غنی‌شدگی شرح داده می‌شوند:

عنصر Pb به‌عنوان عنصر اصلی در بخش کانه‌زایی سولفیدی معدن طرز دارای حداکثر عیار ۸۳/۷ درصد، حداقل ۰/۰۲ درصد و میانگین ۱۹/۱ درصد بین نمونه‌های بررسی‌شده است. همان‌طور که در مطالعه‌های کانی‌شناسی نیز شرح داده شد، کانه‌زایی سرب در معدن سرب و روی طرز با کانی گالن مرتبط است؛ در کانی گالن به‌جز عناصر سازندهٔ اصلی (Pb و S)، عناصر دیگری مانند Ag، Sb، Bi، Zn، Cd، Se و Cu نیز ممکن است به‌شکل جایگزینی و ناخالصی‌های عنصری حضور داشته باشند (Ahrens 1953).



شکل ۶- نمودار جعبه‌ای شاخص غنی‌شدگی عناصر نسبت به کلارک

عنصر Cd با حداکثر عیار ۱۱۸۰۰ mg/Kg، حداقل ۶/۹ mg/Kg و میانگین ۲۶۵۰ mg/Kg غنی‌شدگی زیادی را در نمونه‌های بررسی‌شده دارد. عیار زیاد Cd ممکن است با عیار زیاد عنصر Zn (به‌ویژه در کانی اسفالریت) در ارتباط

باشد؛ به‌طوری‌که ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه این دو عنصر سبب جانشینی آنها به‌جای یکدیگر در اسفالریت می‌شود (Ye et al. 2012). اگرچه Cd می‌تواند در ساختار گالن نیز وجود داشته باشد (Ahrens 1953)، کانی اسفالریت میزبان مناسب‌تری برای این عنصر محسوب می‌شود (Jazi and Shahabpour 2011).

مقدار عنصر Zn در نمونه‌های بررسی‌شده حداکثر عیار ۵۰/۹ درصد، حداقل ۰/۲۷ درصد و میانگین ۲۴/۶ درصد را دارد. بیشترین عیار Zn با نمونه‌های حاوی کانی‌های اسفالریت و گالن مرتبط است؛ همچنین در این نمونه‌ها، کانی‌های ثانویهٔ هیدروزینکیت، اسمیت زونیت و همی‌مورفیت نیز نسبت به سایر نمونه‌ها فراوانی بیشتری دارند.

عنصر Ag در نمونه‌های بررسی‌شده حداکثر عیار mg/Kg ۱۰۳۰، حداقل mg/Kg ۰/۸ و میانگین mg/Kg ۲۱۲ را دارد. عیار زیاد Ag با نمونه‌هایی ارتباط مستقیم دارد که مقدار کانی گالن در آنها فراوان است؛ این موضوع به‌علت قابلیت جایگزینی Ag در ساختمان گالن است (Ahrenas 1953). Ag علاوه‌بر جانشینی در ساختمان گالن می‌تواند در ساختار کالکوپیریت نیز وجود داشته باشد (Amcoff 1984)؛ این موضوع در همبستگی زیاد دو عنصر Cu و Ag در نمونه‌های حاوی کالکوپیریت نیز مشاهده می‌شود.

S یکی از فراوان‌ترین عناصر مادهٔ معدنی در منطقهٔ مطالعه‌شده است که دامنهٔ تغییرات غلظت بین حداکثر ۳۸ و حداقل ۰/۰۸ درصد را در نمونه‌ها دارد و متوسط مقدار این عنصر ۱۹/۳ درصد است؛ بدیهی است غنی‌شدگی زیاد S به وجود کانی‌های سولفیدی ازجمله گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت مربوط می‌شود.

عنصر Sb در بیشترین مقدار خود به mg/Kg ۲۵۳۰ و در کمترین حد به mg/Kg ۲/۶ می‌رسد و به‌طور میانگین غلظت mg/Kg ۴۲۰ را دارد. این عنصر می‌تواند در ساختمان گالن به‌شکل جایگزینی وجود داشته باشد (Ahrens 1953)؛ به‌طوری‌که در نمونه‌های حاوی گالن، مقدار عنصر Sb نیز افزایش یافته است.

عنصر Te با شاخص غنی‌شدگی زیاد دارای حداکثر مقدار mg/Kg ۰/۵۳ و حداقل مقدار mg/Kg ۰/۰۵ است و متوسط این عنصر در نمونه‌های بررسی‌شده mg/Kg ۰/۲۷ است. به نظر می‌رسد غنی‌شدگی Te می‌تواند بر اثر جانشینی در ساختمان پیریت باشد (Large et al. 2015).

Se حداکثر غلظت mg/Kg ۳۸/۱۵ و حداقل مقدار mg/Kg ۰/۲۵ را در نمونه‌های بررسی‌شده دارد و متوسط غلظت این عنصر mg/Kg ۱۲/۸ است. عنصر Se می‌تواند به‌آسانی جانشین گوگرد در ساختمان گالن شود (Ahrens 1953; Loftus and Solomon 1967)؛ هرچند در سایر کانی‌های سولفیدی نیز پتانسیل جایگزینی دارد.

As یکی از عناصر با شاخص غنی‌شدگی متوسط و دارای حداکثر غلظت mg/Kg ۱۶۷۴۰و حداقل غلظت mg/Kg ۱۵ در نمونه‌های بررسی‌شده است؛ همچنین متوسط مقادیر اندازه‌گیری‌شده برای این عنصر mg/Kg ۲۲۳۰ است. معمولاً در کانی‌های سولفیدی، غلظت زیادی از As مشاهده می‌شود. در نمونه‌های بررسی‌شده، اغلب افزایش غلظت یادشده با نمونه‌های حاوی فازهای سولفیدی ازجمله پیریت و کالکوپیریت مرتبط است؛ باوجوداین، جانشینی As به‌جای Pb نیز در کانی گالن گزارش شده است (برای نمونه، Jazi and Shahabpour 2011).

عنصر Cu همانند As دارای شاخص غنی‌شدگی متوسط در نمونه‌های مطالعه‌شده است؛ به‌طوری‌که مقدار آن در نمونه‌های بررسی‌شده بین حداکثر mg/Kg ۳۸۷۰۰ و حداقل mg/Kg ۳۰ تغییر می‌کند و غلظت متوسط این عنصر برابر است با mg/Kg ۴۴۷۰. اگرچه عنصر Cu می‌تواند در ساختمان گالن وجود داشته باشد (Ahrens 1953)، به نظر می‌رسد غنی‌شدگی Cu در اغلب نمونه‌ها با فراوانی نسبی کالکوپیریت در ارتباط است.

همبستگی عناصر

همان‌طور که مشاهده شد ارتباط ژئوشیمیایی بین عناصر دارای غنی‌شدگی به‌خوبی با ساختارهای کانی‌شناسی همخوانی دارد. فازهای کانی‌شناسی سولفیدی شناسایی‌شده در نمونه‌های بررسی‌شده از بخش سولفیدی معدن سرب و روی طرز، حضور کانی‌های گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت را نشان می‌دهند که هرکدام بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی می‌توانند عناصر مختلفی را در ساختمان خود جایگزین کنند. از مهم‌ترین عناصر فرعی و کمیاب موجود درساختمان کانی‌های سولفیدی یادشده می‌توان به موارد زیر اشاره کرد (Lottermoser 2003):

۱- حضور عناصر Ag، As، Bi، Cd، Cu، Fe، Hg، Mn، Ni، Sb، Se، Sn، Tl و Zn در ساختار کانی گالن؛

۲- حضور عناصر Ag، As، Ba، Cu، Cd، Co، Cr، Fe، Ga، Ge، Hg، In، Mn، Mo، Ni، Sb، Se، Sn، Tl و V در ساختار کانی اسفالریت؛

۳- حضور عناصر Ag، As، Bi، Cd، Cu، Fe، Hg، Mn، Ni، Sb، Se، Tl و Zn در ساختار کانی پیریت؛

۴- حضور عناصر Ag، As، Bi، Cd، Co، Cr، In، Mn، Mo، Ni، Pb، Sb، Se، Sn، Ti، V و Zn در ساختار کانی کالکوپیریت.

همبستگی زیاد عناصر یادشده مهم‌ترین عامل این غنی‌شدگی‌ها در نظر گرفته می‌شود؛ همچنین مطالعه‌های انجام‌شده غلظت‌های زیاد عناصر فرعی و کمیاب را در برخی کانی‌های سولفیدی نشان می‌دهند (Selinus 2005)؛ برای نمونه، غلظت‌های زیادی از عناصر Ag (۵۰۰۰–۵۰۰ mg/Kg)، As، Sb و Bi (۵۰۰۰–۲۰۰ mg/Kg)، Cu (۲۰۰–۱۰ mg/Kg) و Tl (۲۰–۱۰ mg/Kg) در کانی گالن گزارش شده است؛ همچنین در کانی اسفالریت، عناصر Cd و Cu (۵۰۰۰–۱۰۰۰ mg/Kg)، As (۵۰۰–۲۰۰ mg/Kg)، Sn (۲۰۰–۱۰۰ mg/Kg)، Hg و Tl (۵۰–۱۰ mg/Kg) قابلیت جایگزینی دارند. دو کانی پیریت و کالکوپیریت نیز هرچند نسبت به گالن و اسفالریت گسترش فراوانی در معدن سرب و روی طرز ندارند، قابلیت زیادی برای جایگزینی عناصر فرعی و کمیاب به‌شکل ناخالصی در ترکیب شیمیایی خود دارند؛ برای نمونه در کانی پیریت، عناصر Cu (۱۰۰۰۰–۱۰ mg/Kg)، Zn (۵۰۰۰–۱۰۰۰ mg/Kg)، As (۱۰۰۰–۵۰۰ mg/Kg)، Co (۵۰۰۰–۲۰۰ mg/Kg)، Pb (۵۰۰–۲۰۰ mg/Kg) و Sb (۲۰۰–۱۰۰ mg/Kg) و در کانی کالکوپیریت، عناصر Ag (۱۰۰۰–۱۰ mg/Kg)، Sn (۲۰۰–۱۰ mg/Kg) و Co و Ni (۵۰–۱۰ mg/Kg) می‌توانند در غلظت‌های نسبتاً زیاد حضور داشته باشند (Levison 1980). تفکیک عناصر دارای همبستگی با استفاده از نمودارهای خوشه‌ای نیز انجام می‌شود. نمودار تحلیل خوشه‌ای یکی از روش‌های آماری چندمتغیرهٔ دارای کاربردهای بسیار در مطالعه‌های ژئوشیمیایی است؛ این نمودار بر مبنای روش خوشه‌بندی مرتبه‌ای (Hierarchical Cluster Analysis) ترسیم می‌شود. بر اساس نتایج آزمون تحلیل خوشه‌ای (شکل ۷)، عناصر بررسی‌شده با درنظرگرفتن ویژگی‌های عنصری به گروه‌های مختلفی تفکیک می‌شوند؛ بر این اساس، گروه‌های زیر بین متغیرهای بررسی‌شده مشاهده شدند:

۱- همبستگی عناصر Ag، Pb، Tl و Sb که معرف کانه‌زایی سرب و عناصر مهم همران آن است؛

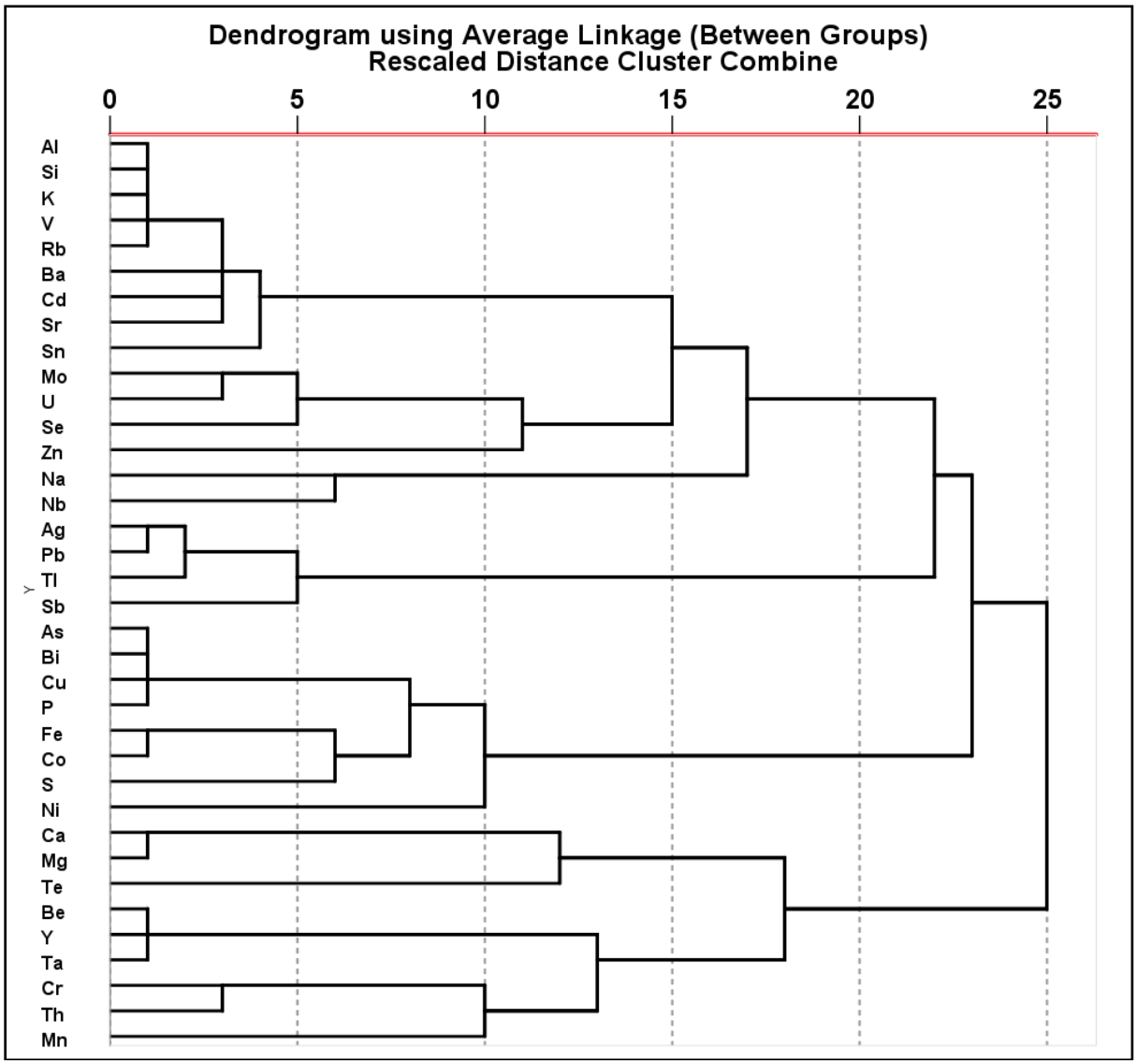
۲- همبستگی گروه عناصر As، Bi، Cu، P با عناصر Fe، Co و S؛ این گروه باتوجه‌به حضور عناصر Fe، S و Cu احتمالاً از کانه‌زایی پیریت و کالکوپیریت در معدن سرب و روی طرز متأثر است. جایگزینی Co به‌جای Fe و یا کالکوفیل‌بودن As و Bi نیز این موضوع را تأیید می‌کند؛

۳- همبستگی زیاد دو عنصر Ca و Mg؛ این همبستگی با ماهیت سنگ میزبان کانه‌زایی که سنگ کربناتهٔ دولومیتی است، متناظر است؛

۴- همبستگی ضعیف عنصر Zn با Mo، U و Se؛ این موضوع به‌علت دگرسانی و هوازدگی کانی‌های اولیهٔ سولفیدی این عنصر به فازهای کانی‌شناسی عمدتاً کربناته رخ داده است؛

۵- همبستگی خوب عنصر Cd با گروه عناصر Al، Si، K، V، Rb، Ba، Sr و Sn؛ عناصر این گروه نیز ازنظر ژئوشیمیایی قابلیت جایگزینی یکدیگر را از دیدگاه شعاع و بار یونی (پتانسیل یونی) دارند؛

۶- برخی همبستگی‌های دیگر نظیر ارتباط Na و Nb، ارتباط Be، Y و Ta، ارتباط Cr و Th نیز در تحلیل خوشه‌ای مشاهده می‌شود که ارتباط معناداری با کانه‌زایی انجام‌شده ندارند؛ همچنین برخی عناصر نظیر Mn و Te تمایل دارند گروه‌های مستقلی را در مجموعه سنگ‌های تحلیل‌شده از خود نشان دهند.

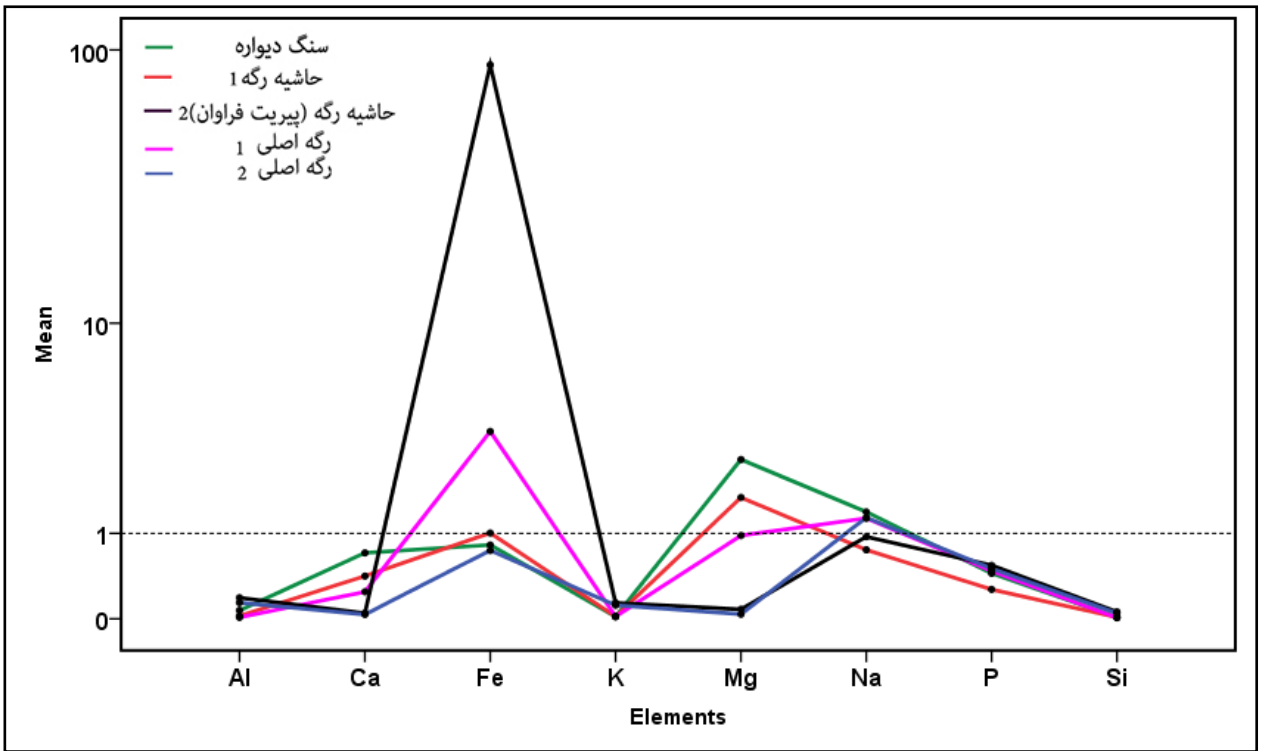


شکل ۷- همبستگی عناصر در نمودار تحلیل خوشه‌ای

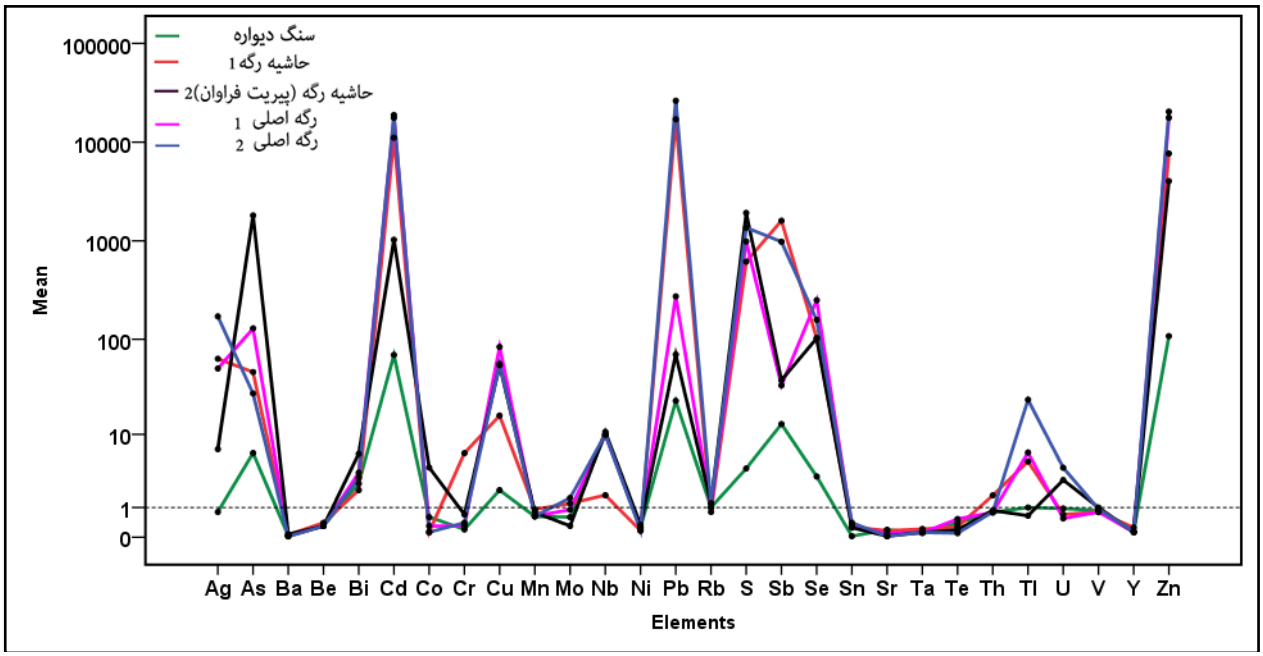
پراکندگی عناصر

شناخت ارتباط و وابستگی‌های متقابل عناصر مختلف و پراکندگی آنها در شناخت هرچه دقیق‌تر تغییرات محیط‌های

ژئوشیمیایی کاربرد دارد (Basilevsky 1994). طی نمونه‌برداری، گاهی نمونه‌های هدفمندی از سنگ میزبان به‌سمت داخل رگه‌های حاوی مواد معدنی برداشت می‌شوند تا تغییرات کانی‌شناسی و پراکندگی عناصر در حاشیهٔ مادهٔ معدنی بررسی شود. نمودارهای عنکبوتی پراکندگی عناصر اصلی (شکل ۸) نشان می‌دهند به‌جز آهن، سایر عناصر مقادیر تقریباً مشابهی با سنگ‌آهک استاندارد دارند؛ این امر با حضور کانی پیریت در ارتباط است. مقایسهٔ سنگ میزبان با آهک استاندارد نیز گویای غنی‌شدگی منیزیم و در عوض تهی‌شدگی آلومینیوم، سیلیسیم و پتاسیم است. ازآنجاکه سنگ میزبان در حاشیهٔ رگه‌ها تا حد زیادی تحت‌تأثیر دولومیتی‌شدن قرار دارد، این تغییرات دور از انتظار نیست. اگرچه عناصر اصلی مقدار تقریباً مشابهی با سنگ‌آهک استاندارد دارند، عناصر فرعی تغییرات زیادی نشان می‌دهند (شکل ۹)؛ به‌طوری‌که به‌ترتیب عناصر Pb، Cd، Zn، Ag، S، Sb، Te، Se، As و Cu غنی‌شدگی درخور توجهی نسبت به آهک استاندارد دارند. این غنی‌شدگی‌ها اغلب تحت‌تأثیر کانه‌زایی‌اند و عمدتاً به‌شکلی‌اند که از سمت دیواره به‌سمت مرکز رگه بر مقدار آنها افزوده می‌شود.



شکل ۸- روند تغییرات عناصر اصلی در نمودار عنکبوتی (به‌هنجارشده نسبت به آهک استاندارد)



شکل ۹- روند تغییرات عناصر فرعی در نمودار عنکبوتی (به‌هنجارشده نسبت به آهک استاندارد)

الگوی احتمالی کانه‌زایی

از مهم‌ترین ویژگی‌های کانسارهای سرب و روی MVT می‌توان به اپی‌ژنتیک، استراتی باند، دمای تشکیل کم، عمق کم، سنگ میزبان کربناته، ریخت‌شناسی رگه‌ای، بافت‌های جانشینی و پرکنندهٔ فضای خالی و ارتباط‌نداشتن با فعالیت‌های آذرین اشاره کرد (Sangster 1990)؛ به‌طوری‌که جای‌گیری مادهٔ معدنی در کانسار سرب و روی طرز و همچنین سایر کانسارهای سرب و روی در ناحیهٔ معدنی راور- بهاباد اغلب به‌شکل رگه‌ای است. کانه‌زایی در کانسار طرز در فضای ساختاری منظم عمدتاً در راستای شکستگی‌ها و گسل‌ها رخ داده است. بافت جانشینی در بخش‌های گسترده‌ای از زون سولفیدی معدن طرز مشاهده می‌شود و درخور مقایسه با گسترش بافت جانشینی در دیگر کانسارهای نوع MVT است (برای نمونه، Bradley and Leach 2003; Pfaff et al. 2010; Leach et al. 2010; Zhou et al. 2013). از بین عوامل سنگ‌شناسی و ساختاری در تشکیل کانسارها می‌توان به نقش غالب‌تر کنترل‌کننده‌های ساختاری در تشکیل کانسارهای سرب و روی در منطقه اشاره کرد (Jazi et al. 2017; Parsa and Maghsoudi 2018). سیالات کانه‌زا در تشکیل کانسارهای MVT ممکن است از دو منبع دیاژنز حوضه و فرایندهای تکتونیکی حاصل شوند (Leach et al. 2005) که باتوجه‌به سیستم‌های فعال گسلی در منطقه، نقش ساختارهای تکتونیکی در تشکیل کانسار طرز و دیگر کانسارهای منطقه مهم‌تر است. بر اساس مطالعه‌های ماری و کسلر (Marie and Kesler 2000) کانسارهای MVT بر اساس مقدار Fe به دو گروه آهن کم و آهن زیاد تقسیم می‌شوند و اغلب آهن در تشکیل بلورهای پیریت شرکت می‌کند. ازنظر ژنتیکی، مقدار آهن رابطهٔ مستقیمی با دمای تشکیل کانسار دارد؛ به‌طوری‌که کانسارهای سرب و روی با مقدار پیریت کم نسبت به پیریت زیاد در دمای کمتری تشکیل می‌شوند. مقدار پیریت در کانسار طرز به‌طور جزئی در حاشیهٔ رگه‌های حاوی گالن و اسفالریت مشاهده می‌شود. یکی از مهم‌ترین عناصر فرعی در کانسارهای سرب و روی، Cd است که مقدار آن در کانسارهای سرب و روی MVT بین ۱۸۰۰-۱۴۰۰۰ mg/Kg، در کانسارهای سولفیدی آتشفشانی رسوبی به‌طور میانگین ۱۴۰ mg/Kg و میانگین آن در کانسارهای متصاعدی ۱۵۴ mg/Kg است

(Wolf 1976). مقدار Cd در کانسار طرز به‌طور میانگین ۲۶۴۰ mg/Kg است که این مقدار بیشتر به کانسارهای MVT نزدیک است؛ همچنین حضور زیاد Sb معمولاً در کانسارهای دمای کم رخ می‌دهد (Marshal and Joensuu 1961)؛ ازاین‌رو، زیادبودن مقدار Sb در کانسار طرز را می‌توان به کم‌بودن دمای تشکیل این کانسار مربوط دانست. بر اساس مطالعه‌های سنگستر (Sangester 1990)، کانسارهای MVT در دمای بین ۵۰ تا ۲۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند؛ ازاین‌رو باتوجه‌به شواهد کانی‌شناسی و عنصری که کم‌بودن دمای تشکیل کانسار طرز را نشان می‌دهند، می‌توان گفت این کانسار از نوع کانسارهای MVT است. سنگ منشأ اغلب کانسارهای سرب و روی MVT با سنگ میزبان کربناته در جهان، شیل معرفی شده است (برای نمونه، Ghazban and Hajikazemi 1994; Zhoua et al. 2018)؛ ازاین‌رو به نظر می‌رسد شیل‌های سازند سرخ‌شیل می‌توانند به‌عنوان منشأ اصلی فلزات در نظر گرفته شوند؛ باوجوداین، Amiri et al. (2009) سنگ منشأ کانسارهای سرب و روی در ناحیهٔ معدنی بهاباد را سنگ‌های کربناتهٔ میزبان و الگوی آمیختگی شورابه‌های حوضه‌ای با سیالات سنگ میزبان را مهم‌ترین عامل کانی‌زایی در منطقه دانسته‌اند؛ گفتنی است منشأ سیالات تشکیل‌دهندهٔ کانسار طرز جزو اهداف پژوهش حاضر نیست و مطالعهٔ آن مستلزم مطالعه‌های ایزوتوپی است.

نتیجه

معدن سرب و روی طرز در شمال استان کرمان و در جنوب‌شرق کوهبنان واقع شده و کانه‌زایی در آن در دو بخش مجزا و به دو شکل کربناته و سولفیدی رخ داده است. کانه‌زایی‌های انجام‌شده اغلب درون واحدهای کربناته (دولومیتی- آهکی) رخ داده‌اند. مطالعه‌های چینه‌شناسی و گسترش واحدهای سنگی در منطقه منعکس‌کنندهٔ سنگ میزبان کربناته به سن تریاس و معادل با سازند شتری است. در مقالهٔ حاضر، ساخت و بافت، کانی‌شناسی و ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی در بخش سولفیدی معدن با سنگ میزبان غالب دولومیتی بررسی شد. مطالعه‌های انجام‌شده دربارهٔ مقاطع نازک و صیقلی و همچنین تجزیه‌وتحلیل‌های XRD حضور کانی‌های گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت را نشان می‌دهند که به‌شکل اولیه از سیالات کانه‌ساز تشکیل شده‌اند. کانی گالن که اغلب همراه با اسفالریت و گاهی دارای ادخال اسفالریت است، فراوانی بیشتری نسبت به سایر کانی‌ها دارد؛ از دیگر کانی‌های موجود می‌توان به کانی‌های ثانویه ازجمله همی‌مورفیت، آنگلزیت، سروزیت، هیدروزنکیت و کانی‌های اکسیدی آهن که در اثر فرایند سوپرژن تشکیل شده‌اند، اشاره کرد. بافت‌های توده‌ای، رگچه‌ای و رگه‌ای، برشی، پرکنندهٔ فضای خالی و جانشینی از بافت و ساخت‌های اصلی موجود در معدن هستند. باتوجه‌به نتایج شاخص غنی‌شدگی، ۱۰ عنصر Pb، Cd، Zn، Ag، S، Sb، Te، Se، As و Cu به‌ترتیب دارای غنی‌شدگی زیاد تا متوسط در نمونه‌ها هستند. غنی‌شدگی و همبستگی عناصر اغلب منعکس‌کنندهٔ ویژگی‌های مشابه ژئوشیمیایی عناصر در ساختمان کانی‌های گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت است. تلفیق ویژگی‌های ساختی، بافتی، کانی‌شناسی و عنصری کانسار طرز با داده‌های پیشین نشان می‌دهد به احتمال زیاد کانسار طرز از نوع کانسارهای MVT است؛ باوجوداین، مطالعه‌های ایزوتوپی و ساختاری برای تعیین منشأ سیالات و ترسیم الگوی جامع کانی‌زایی لازم است.

References

Adib A. Afzal P. Mirzaei Ilani S. and Aliyari F. 2017. Determination of the relationship between major fault and zinc mineralization using fractal modeling in the Behabad fault zone, central Iran. Journal of African Earth Sciences, 134: 308-319.

Ahrens L. 1953. The use of ionization potentils ii.Anion affinity and geochemistry, geochim. et Cosmochim, Acta 4: 1-24.

Alavi M. 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of American Bulletin, 103: 983-992.

Iran: a geological, mineralogical, geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope study. Ore Geology Reviews, 80: 27-47.

Jazi M.A. and Shahabpour J. 2011. Mineralogical, textural, structural and geochemical aspects of Nakhlak lead mine, Isfahan. Journal of Economic Geology, 2(3): 131-151.

Kelley K.D. Dumoulin J.A. and Jennings S. 2004. The Anarraaq Zn-Pb-Ag and barite deposit, northern Alaska: evidence for replacement of carbonate by barite and sulfides. Economic Geology, 99, 1577–1591.

Large R.R. Gregory D.D. Steadman J.A. Tomkins A.G. Lounejeva E. Danyushevsky L.V. Halpin J.A. Maslennikov V. Sack P.J. Mukherjee I. Berry R. and Hickman A. 2015. Gold in the oceans through time. Earth Planetary Sciences Letter, 428: 139–150.

Leach D.L. Bradley D.C. Huston D. Pisarevsky S.A. Taylor R.D. and Gardoll S.J. 2010. Sediment-hosted lead-zinc deposits in Earth history. Economic Geology, 105: 593–625.

Leach D.L. Sangster D.F. Kelley K.D. Large R.R. Garven G. Allen C.R. Gutzmer J. and Walters S. 2005. Sediment hosted lead-zinc deposits: A global perspective. Economic Geology, 100th Anniversary Volume, 561–607.

Lee M.J. and Wilkinson J.J. 2002. Cementation, hydrothermal alteration, and Zn-Pb mineralization of carbonate breccia's in the Irish midlands: textural evidence from the Cooleen zone, near Silvermines, county Tipperary. Economic Geology, 97: 653–662.

Levinson A.A. 1980. Introduction to Exploration Geochemistry. (Applied Publishing: Calgary), 612 p.

Loftus G. and Solomon M. 1967. Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of genesis. Mineralium Deposita, 2: 228-242.

Lottermoser B.G. 2003. Mine Waste: Characterization, Treatment and Environmental Impacts. Springer Press, Berlin, Germany, 304p.

Maghfouri S. Hosseinzadeh M.R. Rajabi A. and Azimzadeh A.M. 2017. Darreh-Zanjir deposit; a typical carbonate hosted Zn-Pb deposit (MVT) in Early Cretaceous sedimentary sequence, Southern Yazd basin. Scientific Quarterly Journal, Geosciences, 26(103): 13-28.

Mahdavi M.A. Soheili M. Mohajel M. and Haj-Mola A. 1996. Geological map of Ravar, 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Amcoff O. 1984. Distribution of silver in massive sulfide ores. Mineralium Deposita, 19: 63-69.

Amiri A. Rassa I. Khakzad A. and Adabi M.H. 2009. Thermometry and formation model of carbonate-hosted Zn-Pb sulfide deposits in the Ravar-Bafgh area based on sulfur stable isotopes. Scientific Quarterly Journal, Geoscience, 18(72): 3-10.

Basilevsky A. 1994. Statistical Factor Analysis and Related Methods. Theory and applications. New York. USA, 250 p.

Bradlley D.C. and Leach D.L. 2003. Tectonic controls of Mississippi Valley-type lead–zinc mineralization in orogenic forelands. Mineralium Deposita, 38: 652–667.

Craige J.R. and Vaughan D.J. 1981. Ore Microscopy and Ore Petrography. John Wiley and Sons, 406 p.

Domenech X. Jardim W.F. and Litter M.I. 2004. Advanced oxidation processes for contaminant removal. In: Contaminants removal by heterogeneous photocatalysis, Blesa M.A., Sánchez B. (Ed.), Editorial CIEMAT, Madrid, Spain.

Ghazban F. and Hajikazemi E. 1994. Geological and geochemical evidence on the genesis of carbonate-hosted Zn-Pb-Ba deposite in Irankuh district, West Central Iran. Proceeding of 4th Mining Symposium of Iran, Yazd University 1: 49-77.

Ghorbani M. and Azizan H. 2009. Report of economic geology of Kuhbanan 1:100000 sheet. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, 197p.

Guilbert J.M. and Park Jr.C.F. 1997. The Geology of Ore Deposite. Freeman and Company, New York, 985p.

Hitzman M.W. Reynolds N.A. Sangster D.F. Allen C.R. and Carman C.E. 2003. Classification, genesis, and ezploration guides for nonsulfide zinc deposits. Economic Geology, 96: 684-714.

Hosseini-Dinani H. and Aftabi A. 2016. Vertical lithogeochemical halos and zoning vectors at Goushfil Zn-Pb deposit, Irankuh district, southwestern Isfahan, Iran: implications for concealed ore exploration and genetic models. Ore Geology Reviews, 72, 1004–1021.

Huckriede R. Kursten M. and Venzlaff H. 1962. Zur Geolog. Des Gebietes Zuischen Kerman and Saghakd (Iran). Beih. Geo. Jarb, 51, 197p.

Jazi, M.A. Karimpour M.H. and Malekzadeh Shafaroudi A. 2017. Nakhlak carbonate-hosted PbU(Ag) deposit, Isfahan province,

Marie J.S. and Kesler S.E. 2000. Iron-Rich and Iron-Poor Mississippi Valley-Type Mineralization, Metaline District, Washington. Economic Geology, 95: 1091-1106.

Marshal R.R. and Joensuu O. 1961. Crystal habit and trace element content of some galena. Economic Geology, 56: 758-771.

Parsa M. and Maghsoudi A. 2018. Controls on Mississippi Valley-Type Zn-Pb mineralization in Behabad district, Central Iran: Constraints from spatial and numerical analyses. Journal of African Earth Sciences, 140: 189-198.

Pfaff K. Hildebrandt H.L. Leach D.L. Jacob E.D. and Markl G. 2010. Formation of the Wiesloch Mississippi Valley-type Zn-Pb-Ag deposit in the extensional setting of the Upper Rhinegraben, SW Germany. Miner Deposita, 45: 647-666.

Rajabi A. Rastad E. and Canet C. 2013. Metallogeny of Permian–Triassic carbonate-hosted Zn–Pb and F deposits of Iran: A review for future mineral exploration, Australian Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia, 60(2): 197-216

Reichert J. and Borg G. 2008. Numerical simulation and a geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits. Ore Geology Reviews, 33: 134–151.

Robb L. 2005. Introduction to Ore-Forming Processes. Blackwell Science Ltd a Blackwell Publishing company, 372 p.

Sangster D.F. 1990. Mississippi Valley-type and sedex deposite: a comparative examination: Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy, Section B, 99: 21-42.

Sangster D.F. Outridge P.M. and Davis W.J. 2000. Stable lead isotope characteristics of lead ore deposits of environmental significance. Environmental Reviews, 8: 115-147.

Selinus O. 2005. Essentials of Medical Geology. Elsevier: 812 p.

Wilkinson J.J. 2003. On diagenesis, dolomitisation and mineralization in the Irish Zn-Pb orefield Mineralium Deposita, 38: 968–983.

Williamson M.A. and Rimstidt J.D. 1994. The kinetics and electrochemical rate-determining step of aqueous pyrite oxidation. Geochim Cosmochim Acta, 58: 5443-5454.

Wolf K.H. 1976. Handbook of Stratabound and Stratiform Ore deposite. I. principles and general studies, 2: 363 p.

Ye L. Cook N.J. Liu T. Ciobanu C.L. Gao W. and Yang Y. 2012. The Niujiaotang Cd-rich zinc deposit, Duyun,Guizhou province, southwest China: ore genesis and mechanisms of cadmium concentration. Mineralum Deposita, 47: 683-700.

Zand-Moghadam H. Bavi H. Mahboubi A. and Moussavi-Harami R. 2015. Formation of different types of microbial structures (stromatolites) based on environmental changes and sea level fluctuation: an example from Late Cambrian carbonate deposits, NW Kerman, Iran. Paleontology, 2(2): 152-169.

Zhang H. Yang T. Hou Z. Song Y. Liu Y. and Yang Zh. 2017. Structural controls on carbonate-hosted Pb–Zn mineralization in the Dongmozhazhua deposit, central Tibet. Ore Geology Reviews, 90: 863–876.

Zhou J. Huang Z. and Bao G. 2013. Geological and sulfur–lead–strontium isotopic studies of the Shaojiwan Pb–Zn deposit, southwest China: Implications for the origin of hydrothermal fluids. Journal of Geochemical Exploration, 128: 51–61.

Zhoua J. Xianga Zh. Zhouc M. Fengd Y. Luoa K. Huanga Zh. and Wud T. 2018. The giant Upper Yangtze Pb–Zn province in SW China: Reviews, new advances and a new genetic model. Journal of Asian Earth Sciences, 154: 280–315.