



## Research Article

# Stable isotope (O, C) and geochemical constraints of mineralization in the Qamishlu lead deposit, Isfahan, Iran

Mostafa Nejadhadad<sup>1\*</sup> , Somayeh Salamab Ellahi<sup>2</sup>

1-Department of Advanced Materials and Modern Technologies, Iranian Research Organization for Science and Technology (IROST), Tehran, Iran

2-Independent Researcher, Tehran, Iran

Received: 02 Aug 2025 Accepted: 30 Dec 2025

## Extended Abstract

### Introduction

Lead–zinc deposits in Iran are distributed across four major structural zones. These tectonic units include: 1) the Sanandaj–Sirjan Zone (SSZ), hosting deposits such as Irankuh (Ghazban et al, 1994), Tiran (Nejadhadad et al, 2018), Dareh Noghreh (Nejadhadad et al, 2023), and Angouran (Boni et al, 2007); 2) the Yazd–Anarak Metallogenic Belt (YAMB) in central Iran, including the world-class Mehdiabad MVT<sup>1</sup> Zn–Pb deposit (Reichert et al, 2008; Nejadhadad et al, 2025) and Nakhlak lead mine (Jazi et al, 2017); 3) the Tabas–Posht-e Badam area, hosting Pb–Zn–Ba deposits such as Ozbak-Kuh (Ehya et al, 2014); and 4) the Central Alborz Range, containing deposits like Duna and Ellika (Zabihitabar et al, 2015). The Qamishlu lead deposit is part of the Isfahan–Malayer Pb–Zn metallogenic belt within the Sanandaj–Sirjan metamorphic zone. In this deposit, mineralization occurs predominantly in lower Cretaceous massive limestone, localized along fault surfaces, shear zones, and contacts between Cretaceous carbonate and shale units. The average Zn/(Zn+Pb) ratio is less than 0.1, classifying the mineralization as Pb-rich, analogous to the Viburnum Trend in the USA and the Ravanj deposits in Iran (Plumlee et al, 1994; Nejadhadad et al, 2016). Silver concentrations in pure galena samples average 660 ppm, corresponding to the 50th–75th percentile range of Pb–Zn deposits. A strong Sb–Ag correlation ( $r = 0.93$ ), compared to moderate As–Ag ( $r = 0.66$ ) and Cu–Ag ( $r = 0.6$ ) correlations, suggests that Ag enrichment is controlled by both lattice-bound silver in galena and sulfosalt-hosted phases, including jordanite and the tetrahedrite–freibergite group. Alteration at Qamishlu primarily comprises host rock dolomitization, silicification, and late-stage open-space-filling calcite. Systematic stable isotope analyses ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ) of late-stage calcite, pure dolomite, dolomitized and silicified mineralized host rocks, weakly altered non-mineralized rocks, and distal fresh limestone indicate isotopic mixing between hydrothermal fluids depleted in  $^{18}\text{O}$  but enriched in organic carbon and the carbonate host rocks. The strong spatial association of mineralization with NE–SW-trending faults, combined with isotopic variations in altered zones, suggests that these structures acted as primary fluid conduits. Open spaces in shear zones along normal faults, coupled with interaction between ore fluids and carbonate host rocks, modified the physicochemical conditions of the metal-bearing fluids, ultimately resulting in the deposition of epigenetic mineralization.

### Materials and Methods

#### Field Investigation and Sampling Methodology

Comprehensive fieldwork was systematically carried out across the ore-bearing zone and adjacent areas, including: 1) detailed geological mapping, 2) structural analysis of fault systems and fracture networks, and 3) representative sampling of all lithological units. Special emphasis was placed on collecting specimens with varied textural features (e.g., massive, brecciated, and vein-type mineralization) from both mineralized and unaltered rocks.

**Citation:** Nejadhadad, M. and Salamab Ellahi, S., 2026. Stable isotope (O, C) and geochemical constraints of mineralization, *Res. Earth. Sci.* 17(1), (43-59) DOI: 10.48308/esrj.2026.107028

\* Corresponding author E-mail address: mostafanejadhadad@irost.ir



## Laboratory Processing and Analytical Techniques

A total of 30 thin and polished sections were prepared from the collected samples. Additionally, 12 hand-picked galena specimens were carefully purified under a binocular microscope and submitted to LabWest Laboratory, Western Australia, for ICP-MS analysis. Samples of fresh limestone, mineralized limestone, pre-ore calcite, late-stage calcite, mineralization-related dolomite, quartz, and silicified host rocks were similarly purified through manual separation under a standard binocular light microscope and subsequently sent to the Cornell Isotope Laboratory (COIL), Cornell University, USA, for carbon and oxygen isotope analyses.

## Results and Discussion

### Geological constraints

The Qamishlu lead deposit is a carbonate-hosted Pb–Zn deposit situated within the Isfahan–Malayer lead–zinc belt, part of the Sanandaj–Sirjan metamorphic zone in Iran (Fig. 1). This study demonstrates that multiple, interacting factors controlled the localization of mineralization. Ore emplacement is influenced by lithological, stratigraphic, and structural controls, which govern fluid flow at both regional and deposit scales, facilitating fluid focusing and the development of open spaces necessary for ore deposition (Nejadhaddad et al, 2023).

The deposit is classified as a vein-type system and formed epigenetically relative to the Cretaceous carbonate host rocks. Limestone, the dominant host lithology, is commonly associated with Mississippi Valley-type (MVT) base-metal sulfide deposits (Leach et al, 2010). In Qamishlu, mineralization occurs within Cretaceous carbonates overlying Jurassic to Cretaceous shale–sandstone sequences (Fig. 2). Shale and carbonate–shale units act as impermeable aquitards within the stratigraphic column, playing a critical role in channeling hydrothermal fluids (Leach et al, 2005).

Structural features, including joints and fractures related to fault activity, significantly enhanced fluid flow and created open spaces for ore deposition. Most mineralization is concentrated within NE–SW-trending fault veins and associated fracture networks, indicating that faulting and brecciation of Upper Cretaceous carbonates were key in generating structural conduits for hydrothermal fluids.

The mineralogy of the Qamishlu deposit is relatively simple. Primary ore minerals, in order of abundance, include galena, pyrite, sphalerite, tetrahedrite, and chalcopyrite. The dominant gangue phases are calcite, barite, dolomite, and quartz. Secondary supergene minerals comprise cerussite, iron oxides (mainly limonite), smithsonite, covellite, and malachite.

### Galena geochemistry

In the Qamishlu deposit, galena is more abundant than sphalerite, similar to Southeast Missouri lead deposits (Sverjensky, 1986). The deposit is classified as Pb-rich, with a Zn/(Zn+Pb) ratio below 0.1. In addition to Pb and S, silver represents the most economically significant by-product in galena due to its relative abundance and high market value (Zeng et al, 2000). Minor trace elements, including antimony, bismuth, arsenic, zinc, cadmium, selenium, and copper, are also present within galena.

The average Ag content in galena samples from Qamishlu is approximately 660 ppm. A strong correlation is observed between Ag and Sb ( $r = 0.84$ ), while moderate correlations exist with As ( $r = 0.66$ ) and Cu ( $r = 0.6$ ) (Table 2). Silver occurs in galena both as a solid solution and as inclusions of sulfosalt minerals such as jordanite and tetrahedrite (Gregory et al, 2014; Lan et al, 2023).

### Stable Isotopes (O, C)

The  $\delta^{18}\text{O}$  values in altered rocks reflect multiple factors, including the initial  $\delta^{18}\text{O}$  of the host rock, the isotopic composition of the fluid, the temperature of fluid–rock interaction, and the degree of equilibrium achieved during alteration (Sánchez-España et al, 2003; Bortnikov, 2006; Nejadhaddad et al, 2023).

In Qamishlu,  $\delta^{18}\text{O}$  values in altered carbonates (silicified and dolomitized limestones) are lower than in distal, unaltered carbonate rocks. Unmineralized host rocks display  $\delta^{18}\text{O}$  values averaging  $\sim +22\%$ , whereas altered and mineralized rocks show values around  $+20\%$ . Secondary alteration minerals—calcite, silica, and dolomite—exhibit  $\delta^{18}\text{O}$  values of approximately  $+16\%$ ,  $+18\%$ , and  $+18\%$ , respectively. This trend indicates a  $\sim 6\%$  decrease in  $\delta^{18}\text{O}$  during mineralization, reflecting extensive fluid–host rock interaction. The lowest  $\delta^{18}\text{O}$  values occur in late-stage calcite, consistent with isotopic exchange between hydrothermal fluids and carbonate host rocks. Such depletion likely reflects high temperatures and prolonged interaction, leading to secondary isotopic equilibrium in alteration minerals formed during mineralization (Schindler et al, 2016; Nejadhaddad et al, 2023). Isotopic signatures of carbonate phases, spatial patterns of alteration intensity provide further evidence for focused hydrothermal fluid flow along structurally prepared pathways. The progressive transition from fresh limestone in distal zones to weakly altered, silicified, and finally intensely dolomitized rocks toward the fault-controlled ore zones suggests a thermal and chemical gradient decreasing outward from the fluid conduits.

The  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB)<sup>2</sup> values of fresh and weakly altered host rocks average +1‰, typical of Cretaceous marine carbonates (Gilg et al, 2008; Drake et al, 2009). These values progressively decrease in altered samples, fracture-filling dolomites, and silicified rocks, reaching -2‰, with late-stage calcite recording  $\delta^{13}\text{C}$  values as low as -3‰. The depletion in heavy carbon isotopes is likely due to biological activity or the presence of organic matter in the mineralizing fluids. Thermal oxidation of organic matter and hydrocarbons during epigenetic carbonate precipitation can produce isotopically lighter carbonate minerals relative to the original host rock (Gilg et al, 2003; Evans and Battles, 2011; Drake et al, 2009).

### **Conclusion**

In the Qamishlu deposit, barite and galena precipitated together, often in alternating sequences. Geological and textural evidence indicates that ore deposition occurred after lithification of the primary carbonate host rocks and following tectonic deformation, suggesting a post-tectonic mineralization event. This behavior is comparable to other epigenetic sedimentary Pb–Zn deposits, such as Mississippi Valley-Type (MVT) systems.

The solubility and precipitation conditions of barite and galena differ significantly. Lead-rich, oxidized fluids under sulfur-deficient reducing conditions can transport substantial amounts of sulfur as dissolved lead–chloride complexes. When sulfur concentration increases, lead is reduced to lead sulfide (galena) and precipitates rapidly (Hanor, 2000).

Alteration in the Qamishlu deposit is characterized by dolomitization of the host rock, silicification, and precipitation of late-stage secondary calcite. Stable isotope analyses ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ) of carbonate samples indicate isotopic exchange between hydrothermal fluids—depleted in  $\delta^{18}\text{O}$  but enriched in organic carbon—and the  $\delta^{18}\text{O}$ -rich carbonate host rocks. The strong spatial association of mineralization with NE–SW-trending faults, along with isotopic variations observed in altered zones, suggests that fault planes served as primary fluid conduits.

The availability of open space, combined with fluid–rock interactions between ore-bearing fluids and carbonate host rocks, modified the physicochemical conditions of the metal-bearing fluids, ultimately leading to the deposition of epigenetic mineralization.

**Keywords:** Deological controls, Galena geochemistry, Qamishlu lead deposit, Post-tectonic mineralization, Stable isotopes (O, C).

## ویژگی‌های ایزوتوپ‌های پایدار (O,C) و ژئوشیمی کانسنگ کانسار سرب قومیشلو، اصفهان، ایران: رهیافتی بر شرایط کانی‌زایی

مصطفی نژادحداد<sup>۱\*</sup> , سمیه سلامب‌اللهی<sup>۲</sup>

۱- پژوهشکده مواد پیشرفته و فناوری‌های نوین، سازمان پژوهش‌های علمی و صنعتی ایران، تهران، ایران

۲- پژوهشگر آزاد، تهران، ایران

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۰۵/۱۱ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۴/۱۰/۰۹

### چکیده گسترده

#### مقدمه

کانسارهای سرب و روی با منشأ رسوبی در طیف گسترده‌ای از سنگ‌های میزبان، از کربناتی تا سیلیسی - آواری، تشکیل می‌شوند (Nejadhaddad et al, 2025). ویژگی برجسته کانسارهای سرب و روی رسوبی، نبود ارتباط ژنتیکی مشخص با سنگ‌های آتشفشانی یا آذرین است (Anderson, 1975). این کانسارها در سه بازه زمانی نسبت به سنگ میزبان نهشته می‌شوند (Leach and Song, 2019) شامل: ۱) بروندمی همراه با رسوب‌گذاری اولیه با نام سدکس<sup>۳</sup> (SEDEX) (کانسارهای نوع رسوبی بروندمی) در سنگ‌های تخریبی مانند شیل و ماسه‌سنگ، ۲) نهشت ماده معدنی در دیاژنز اولیه تا دیاژنز پسین (Irish-type deposits)، ۳) نهشت دیرزاد (Epigenetic) یا تیپ دره می‌سی‌سی‌پی (MVT). اگرچه لایه‌بندی سولفیدهای فلزی با سنگ‌های میزبان سیلیسی - آواری معمولاً به‌عنوان نشانه‌ای از کانسارسازی تیپ سدکس در نظر گرفته می‌شود، اما در برخی از این کانسارها، ماده معدنی به‌صورت جانشینی در سنگ‌های کربناتی تشکیل شده است. همچنین برخی کانسارهای تیپ دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) ممکن است در سنگ‌های ماسه‌سنگی نیز پدید آمده باشند (Leach et al, 2005; Nejadhaddad et al, 2017). کانسارهای MVT معمولاً سنگ میزبان کربناتی دارند و شواهدی از دگرسانی دما پایین مانند تشکیل برش‌های انحلالی، دولومیتی شدن و سیلیسی شدن سنگ میزبان را به ارث می‌برند (Corbella et al, 2004; Nejadhaddad et al, 2018). از اینرو باطله همراه با ماده معدنی شامل کانی‌های کلسیت ثانویه، دولومیت و کوارتز با مقادیر متفاوتی باریت است (Leach et al, 2005; Nejadhaddad et al, 2023). همانند کانسار مهدی‌آباد یزد با ذخیره بیشتر از ۴۰۰ میلیون تن فلز سرب و روی که حدود ۴۰ میلیون تن ذخیره باریت دارد (Liu et al, 2023). از سوی دیگر، نسبت و درصد فلزات سرب و روی در این کانسارها بسیار متفاوت است. در برخی از این کانسارها مقدار روی غالب است (Leach et al, 2005) مانند کانسارهای سرب و روی منطقه آرکانزاس آمریکا ( $Zn/Pb > 16$ ) یا معدن سرب و روی ایرانکوه (Ghazban et al, 1994). در برخی از کانسارهای سرب و روی ماده معدنی غنی از سرب است مانند کانسارهای جنوب شرق میسوری (حوضه ویبرنوم ترند) و کانسار سرب راونج که نسبت روی به سرب کمتر از ۱۰ درصد است ( $Zn/Pb < 0.1$ ) (Plumlee et al, 1994; Nejadhaddad et al, 2016). کانسارهای سرب و روی ایران در چهار پهنه ساختاری تشکیل شده‌اند.

استناد: نژادحداد، م. و سلامب‌اللهی، س.، ۱۴۰۵. ویژگی‌های ایزوتوپ‌های پایدار (O,C) و ژئوشیمی کانسنگ کانسار سرب قومیشلو،

پژوهشهای دانش زمین: ۱۷(۱)، (۴۳-۵۹)، DOI: 10.48308/esrj.2026.107028

E-mail: mostafanejadhaddad@irost.ir

\* نویسنده مسئول:



این پهنه‌های ساختاری شامل: (۱) پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان (SSZ) مانند کانسارهای محدوده معدنی ایرانکوه ( Ghazban et al, 1994) و تیران (Nejadhaddad et al, 2018)، معدن دره نفره (Nejadhaddad et al, 2023) و کانسار انگوران (Boni et al, 2007)، (۲) کانسارهای کمر بند فلز زایی یزد-انارک (YAMB) در ایران مرکزی مانند کانسار جهانی مهدی آباد (Reichert et al, 2008) و معدن سرب نخلک (Jazi et al, 2017) از نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) (۳) در کمر بند فلز زایی طبس-پشت بادام با کانسارهای سرب-روی-باریت مانند کانسارهای ازبک‌کوه (Ehya et al, 2014) و (۴) در منطقه مرکزی رشته کوه البرز مانند کانسارهای دونا و الیکا (Zabihitabar et al, 2015). کانسار سرب قومیشلو یکی از کانسارهای کمر بند فلز زایی سرب و روی اصفهان-ملایر است که در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان قرار دارد. در این پژوهش سعی شده تا با بررسی زمین‌شناسی کانسار، تعیین ویژگی‌های زمین شیمیایی کانی گالن و مقدار ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن ( $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$ ) منشا احتمالی سیالات کانسار ساز و شرایط زمین شیمیایی حاکم بر نهشت ماده معدنی تفسیر شود. شناسایی الگوی کانسار سازی به عنوان رهیافتی برای ادامه فرایند اکتشاف توده‌های معدنی جدید در محدوده کانساری و کمر بند سرب و روی اصفهان-ملایر اهمیت دارد.

### مواد و روش‌ها

در مرحله نخست، عملیات صحرایی شامل بررسی زمین‌شناسی منطقه کانساری و نواحی مجاور، مطالعه ویژگی‌ها و الگوهای ساختاری، و برداشت نمونه‌هایی با بافت‌ها و ساخت‌های متفاوت به منظور تهیه مقاطع سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری انجام گرفت. از این نمونه‌ها، ۳۰ مقطع نازک و صیقلی تهیه شد. همچنین تعداد ۱۲ نمونه گالن به روش دستی و زیر میکروسکوپ بینوکولار خالص سازی گردید و جهت آنالیز عنصری، به آزمایشگاه LabWest در استرالیا غربی ارسال و با روش ICP-MS مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند. نمونه‌هایی از آهک‌های تازه (fresh limestone)، آهک‌های واقع در ناحیه کانه‌زایی (mineralized limestone)، کلسیت‌های پیش از کانه‌زایی (pre-ore stage calcite)، کلسیت‌های تأخیری پس از کانه‌زایی (late-stage calcite)، دولومیت‌های مرتبط با کانه‌زایی، کوارتز و سنگ‌های سیلیسی شده مرتبط با کانه‌زایی، به منظور انجام مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن، به روش جدایش دستی در زیر میکروسکوپ نوری دوچشمی (binocular) خالص سازی شدند. این نمونه‌ها جهت انجام آنالیزهای ایزوتوپی به آزمایشگاه ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه کورنل (Cornell Isotope Laboratory) در ایالات متحده آمریکا ارسال شدند.

### نتایج و بحث

کانسار سرب و باریت قومیشلو به عنوان یکی از کانسارهای با سنگ میزبان کربناته، در کمر بند سرب و روی فلز زایی اصفهان - ملایر و در پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان ایران قرار دارد. کانسار قومیشلو از نوع کانسار رگه‌ای بوده و نسبت به سنگ‌های میزبان کربناته کرتاسه، در مرحله دیرزاد نهشته شده است. سنگ‌های آهکی به عنوان سنگ میزبان رایج کانسارهای سولفیدی فلزات پایه از نوع دره می‌سی‌سی‌پی شناخته می‌شوند (Leach et al, 2005). این مطالعه نشان می‌دهد که هم‌زمان چندین عامل کنترل کننده در مکان‌یابی و نهشت کانسنگ نقش داشته‌اند. نهشت کانسنگ در کانسار قومیشلو توسط سه عامل اصلی سنگ‌شناسی، چینه‌شناسی و ساختاری کنترل می‌شود. این عوامل را می‌توان به عنوان کنترل کننده‌های اساسی مهاجرت سیال‌های فلزدار در مقیاس منطقه‌ای یا معدنی در نظر گرفت که موجب تمرکز جریان سیال و ایجاد فضاهای مناسب برای فرآیندهای نهشت کانسنگ شده‌اند (Nejadhaddad et al, 2023). در کانسار قومیشلو، کانی‌زایی در سنگ‌های کربناته کرتاسه که بر روی سازندهای شیلی - ماسه‌سنگی ژوراسیک یا واحدهای شیلی - کربناته کرتاسه قرار دارند، رخ داده است. (شکل A۲) واحدهای شیلی و شیلی - کربناته به عنوان سفره‌های ناتراوا در یک توالی چینه‌شناسی عمل می‌کنند و نقش مهمی در کنترل مسیر مهاجرت سیال ایفا می‌کنند (Leach et al, 2005). در نهایت، حضور درزه‌ها و شکستگی‌های حاصل از فعالیت گسل‌ها باعث افزایش نفوذپذیری، تمرکز جریان سیال و ایجاد فضاهای خالی مناسب برای نهشت ماده معدنی در سنگ میزبان کانسار قومیشلو شده است. بخش عمده کانی‌زایی در رگه‌های گسلی با روند NE-SW و در فضاهای خالی درون شکستگی‌ها متمرکز است. بنابراین، گسلش و خردشدگی سنگ‌ها عامل اصلی ایجاد فضاهای باز ساختاری در سنگ‌های میزبان کرتاسه بالایی محسوب می‌شوند. کانی‌شناسی ماده معدنی و باطله در کانسار قومیشلو نسبتاً ساده است و کانی‌های زیر به ترتیب فراوانی شناسایی شده‌اند: گالن، پیریت، اسفالریت، تتراهدريت و کالکوپیریت به عنوان کانه‌های اولیه؛ کلسیت، باریت، دولومیت و کوارتز به عنوان کانی‌های باطله؛ و سروریت، اکسیدهای آهن (عمدتاً لیمونیت)، اسمیت زونیت، کوولیت و مالاکیت به عنوان کانی‌های ثانویه با

منشأ سطحی. کانی گالن در کانسار قومیشلو، همانند کانسارهای جنوب شرق میسوری (Sverjensky, 1986)، نسبت به اسفالریت غالب است. بر این اساس، کانسار قومیشلو در رده کانسارهای غنی از سرب با نسبت  $Zn/(Zn+Pb) < 0/1$  قرار می‌گیرد. در کانسارهای سرب، علاوه بر عناصر اصلی سازنده گالن (S و Pb)، نقره به‌عنوان مهم‌ترین محصول جانبی از نظر اقتصادی مطرح است. این امر ناشی از فراوانی نسبی و ارزش بالای این فلز می‌باشد (Zheng et al, 2000). علاوه بر نقره، عناصر دیگری از جمله آنتیموان، بیسموت، آرسنیک، روی، کادمیوم، سلنیوم و مس نیز به‌صورت جزئی در ساختار کانی گالن حضور دارند. مقدار میانگین نقره در نمونه‌های کانسار قومیشلو حدود ۶۶۰ ppm است. ضریب همبستگی نقره با آنتیموان قوی ( $r = 0/84$ ) بوده، در حالی که با آرسنیک ( $r = 0/66$ ) و مس ( $r = 0/60$ ) همبستگی متوسطی نشان می‌دهد (جدول ۲). نقره می‌تواند به اشکال مختلفی در گالن متمرکز شود (Gregory et al, 2014)؛ از جمله حضور به صورت محلول جامد در شبکه بلوری گالن و یا به صورت اذخال کانی‌های سولفوسالتی مانند جوردانیت و تتراهدريت (Lan et al, 2024). مقدار  $\delta^{18}O$  در سنگ‌های دگرسان‌شده تابعی از مقدار اولیه  $\delta^{18}O$  در سنگ مادر، ترکیب ایزوتوپی سیال واکنش‌دهنده (که ویژگی‌های منشأ سیال را حفظ می‌کند)، دمای سیال واکنش‌دهنده و درجه تعادل سنگ با سیال در زمان دگرسانی است (Bortnikov, 2006; Nejadhadad et al, 2023). مقادیر  $\delta^{18}O$  ثبت شده در کربنات‌های دگرسان‌شده کانسار قومیشلو (آهک‌های سیلیسی‌شده و دولومیتی‌شده) نسبت به سنگ‌های کربناته اولیه فاقد دگرسانی، مقادیر کمتری را نشان می‌دهند. به عبارت دیگر، با فاصله گرفتن از بخش کانه‌دار و در آهک‌های بدون دگرسانی، مقادیر  $\delta^{18}O$  بزرگ‌تر است. مقدار  $\delta^{18}O$  در نمونه‌های سنگ میزبان بدون کانه‌زایی حدود 22%+ بوده، در حالی که این مقدار در نمونه‌های سنگ میزبان دگرسان‌شده و کانه‌دار تا حدود 20%+ کاهش می‌یابد. در مقابل، مقادیر  $\delta^{18}O$  در نمونه‌های کلسیت، سیلیس و دولومیت به ترتیب حدود 16%+، 18%+ و 18%+ است. بنابراین، در زمان نهشت ماده معدنی و با افزایش میزان برهم‌کنش سیال کانه‌دار با سنگ میزبان، مقدار  $\delta^{18}O$  از نظر ایزوتوپی کاهش یافته است (اختلافی در حدود 6%+ کمترین مقدار  $\delta^{18}O$  در نمونه‌های کلسیت تأخیری مشاهده می‌شود که این امر احتمال تبادل ایزوتوپی میان سیالات کانه‌دار و سنگ میزبان را تقویت می‌کند. در واقع، کاهش مقادیر  $\delta^{18}O$  در کانی‌های دگرسانی ناشی از افزایش دما و حضور و برهم‌کنش گسترده سیالات گرم کانه‌دار با سنگ‌های کربناته میزبان در ناحیه کانه‌زایی است که منجر به برقراری تعادل ایزوتوپی ثانویه در کانی‌های دگرسان‌شده می‌شود (Schindler et al, 2016). مقادیر  $\delta^{13}C(PDB)$  در نمونه‌های سنگ میزبان تازه و کم‌دگرسان‌شده کانسار قومیشلو حدود 1%+ است که با مقادیر کربنات‌های دریایی کرتاسه همخوانی دارد (Gilg et al, 2008; Drake et al, 2009). مقدار  $\delta^{13}C$  در نمونه‌های دگرسان‌شده، دولومیت‌های پرکننده شکستگی‌ها و سنگ‌های سیلیسی‌شده به تدریج کاهش یافته و به مقادیر کمتر از 2%- می‌رسد. مشابه با  $\delta^{18}O$ ، کمترین مقدار  $\delta^{13}C(PDB)$  در نمونه‌های کلسیت تأخیری مشاهده می‌شود که تا حدود 3%- کاهش یافته است. دلیل اصلی کاهش مقدار ایزوتوپ سنگین کربن، تأثیر فعالیت‌های زیستی یا حضور مواد آلی در سیال کانه‌زایی است. اکسیداسیون حرارتی مواد آلی و هیدروکربن‌ها در زمان رسوب‌گذاری کربنات‌های اپی‌ژنتیک می‌تواند موجب کاهش مقادیر  $\delta^{13}C$  و تشکیل کانی‌های کربناته جدید با مقادیر  $\delta^{13}C$  کمتر نسبت به سنگ میزبان اولیه شود (Gröcke, 2000; Gilg et al, 2003; Evans and Battles, 2011).

### نتیجه‌گیری

در کانسار قومیشلو، باریت و گالن به صورت همراه و با الگوی نهشت تناوبی ته‌نشین شده‌اند. شرایط انحلال و ته‌نشینی این دو کانی در محیط‌های زمین‌شناسی با یکدیگر متفاوت است. شواهد زمین‌شناسی و بافتی بیانگر آن است که نهشت کانسنگ پس از فرآیندهای سنگ‌شدگی کربنات‌های اولیه سنگ میزبان و هم‌زمان با فعالیت‌های زمین‌ساختی رخ داده است. این موضوع نشان‌دهنده کانی‌زایی دیرزاد نسبت به سنگ میزبان بوده و با الگوی توصیف شده برای کانسارهای سرب و روی رسوبی اپی‌ژنتیک، از جمله کانسارهای نوع MVT، تطابق دارد (Schindler et al, 2016). سیالات اکسیدان غنی از سرب، در شرایط فقدان گوگرد احیایی، قادر به حمل مقادیر قابل توجهی از کمپلکس‌های کلریدی محلول سرب هستند. با افزایش میزان گوگرد محلول در سیال، سرب به‌صورت سولفید سرب (گالن) کاهیده شده و به‌سرعت ته‌نشین می‌شود (Hanor, 1996). دگرسانی در کانسار قومیشلو شامل فرآیندهای سیلیسی‌شدن و دولومیتی‌شدن سنگ میزبان، همراه با نهشت کلسیت‌های ثانویه دیرزاد است. بررسی مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن ( $\delta^{18}O$  و  $\delta^{13}C$ ) در نمونه‌های کربناته این کانسار، نشان‌دهنده تبادل ایزوتوپی کربن و

اکسیژن میان سیالات گرمایی تهی شده از نظر  $\delta^{18}\text{O}$  و غنی از کربن آلی با سنگ میزبان اولیه می باشد. با توجه به ارتباط مؤثر کانه‌زایی با گسل‌هایی با روند NE-SW و همچنین تغییرات مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار در نواحی دگرسان و کانه‌دار، به نظر می‌رسد سطوح گسلی به عنوان کانال‌هایی برای تسهیل جریان و حرکت سیال عمل کرده‌اند. وجود فضاهای خالی مناسب، همراه با واکنش سیال کانه‌دار با سنگ میزبان کربناته، موجب تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی سیال حامل فلز و در نهایت نهشت ماده معدنی اپی‌ژنتیک شده است (Plumlee et al, 1994).

**واژگان کلیدی:** کانسار سرب قومیشلو، کنترل کننده‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی دیرزاد، زمین شیمی گالن، ایزوتوپ‌های پایدار O و C.

## مقدمه

۴۰ میلیون تن ذخیره باریت است (Liu et al, 2023). نسبت و درصد فلزات سرب و روی در کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) بسیار متفاوت است. در برخی از این کانسارها مقدار روی غالب است (Leach et al, 2005) مانند منطقه آرکانزاس آمریکا ( $\text{Zn/Pb} > 16$ ) یا معدن سرب و روی ایرانکوه (Ghazban et al, 1994). در برخی از کانسارهای سرب و روی ماده معدنی غنی از سرب است مانند کانسارهای جنوب شرق میسوری (حوضه ویرنوم ترند) و کانسار سرب راونج که غنی از گالن هستند ( $\text{Zn/Pb} < 0.1$ ) (Nejadhadad et al, 2016). کانسارهای سرب و روی ایران در چهار پهنه ساختاری تشکیل شده‌اند. این پهنه‌های ساختاری شامل: ۱) پهنه دگرگونی سندنج- سیرجان (SSZ) مانند کانسارهای محدوده معدنی ایرانکوه (Ghazban et al, 1994) و تیران (Nejadhadad et al, 2018)، معدن دره نقره (Nejadhadad et al, 2023) و کانسار انگوران (Boni et al, 2007)، ۲) کانسارهای کمربند فلززایی یزد-انارک (YAMB) در ایران مرکزی مانند کانسار جهانی مهدی‌آباد (Reichert et al, 2008) و معدن سرب نخلک (Jazi et al, 2017) از نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT)، ۳) در کمربند فلززایی طبس-پشت بادام با کانسارهای سرب-روی-باریت مانند کانسارهای ازبک‌کوه (Ehya et al, 2014) و ۴) در منطقه مرکزی رشته‌کوه البرز مانند کانسارهای دونا و الیکا (Zabihitabar et al, 2015). کانسار سرب قومیشلو یکی از کانسارهای کمربند متالوژنی سرب و روی اصفهان- ملایر است که در پهنه دگرگونی سندنج- سیرجان قرار دارد. در این پژوهش سعی شده تا با بررسی زمین‌شناسی کانسار، تعیین ویژگی‌های زمین شیمیایی کانی گالن و مقدار ایزوتوپ‌های پایدار کربن و

کانسارهای سرب و روی با منشأ رسوبی در طیف وسیعی از سنگ‌های میزبان کربناتی تا سیلیسی- آواری نهشته می شوند (Leach and Song, 2019). ویژگی اصلی این کانسارها عدم ارتباط ژنتیکی مشخص با رخدادهای آتشفشانی یا آذرین است (Anderson, 1975). این کانسارها بر اساس سن نهشته شدن نسبت به سنگ میزبان در سه روش زمان تشکیل می‌شوند. که شامل: ۱) به شکل برونومی با رسوبگذاری اولیه (SEDEX) در سنگ‌های تخریبی مانند شیل و ماسه سنگ‌ها، ۲) نهشت ماده معدنی در دیاژنز اولیه تا دیاژنز تاخیری (Irish-type deposits)، و ۳) دیرزاد (Epigenetic) نسبت به سنگ همبر (MVT) هستند. اگر چه لایه‌بندی کانی‌های سولفیدی با سنگ میزبان سیلیسی آواری نشانه‌ای از کانسارسازی تیپ رسوبی برونومی (SEDEX) معرفی شده است، ولی در برخی از این کانسارها، ماده معدنی در سنگ‌های کربناتی جانشین شده‌اند. برعکس، برخی از کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) در سنگ میزبان ماسه سنگی ته نشین شده‌اند (Leach et al, 2005, Nejadhadad et al, 2017). کانسارهای MVT معمولاً سنگ میزبان کربناتی دارند و شواهدی از دگرسانی‌های دماپایین مانند تشکیل برش‌های انحلالی، دولومیتی شدن و سیلیسی شدن سنگ میزبان را به ارث می‌برند (Corbella et al, 2004). (Nejadhadad et al, 2018). از اینرو باطله همراه با ماده معدنی عموماً کلسیت ثانویه، دولومیت - آنکریت و کوارتز با مقادیر متفاوتی باریت است (Leach et al, 2005; Nejadhadad et al, 2023). همچنین کانسار مهدی‌آباد یزد با ذخیره بیشتر از ۴۰۰ میلیون تن فلز سرب و روی، شامل

پسین به دلیل همگرایی صفحات عربستان و ایران رخ داد. آشفستگی زمین ساختی از شمال شرق به سمت جنوب غرب افزایش می‌یابد که بیشترین شدت آن در منطقه گسلی اصفهان-لیگودرز مشاهده می‌شود. گسل‌ها و شکستگی‌های طولی در این منطقه موازی با گسل‌های اصلی راندگی زاگرس هستند (Ghasemi et al, 2006, Agard et al, 2005). مطالعات نشان می‌دهد که کانسارهای سرب-روی در امتداد گسل‌های راندگی و امتدادلغز منطقه‌ای قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده ارتباط نزدیک بین کانه‌زایی و گسل‌های منطقه‌ای به عنوان مسیرهای اصلی حرکت سیالات کانه‌زا است.

### زمین‌شناسی منطقه‌ای

کانسار سرب قومیشلو در جنوبی‌ترین بخش کمر بند کانه‌زایی سرب و روی اصفهان - ملایر قرار دارد (شکل ۱ b). سنگ میزبان این کانسار، سنگ‌های کربناتی و کربناتی - شیلی کرتاسه زیرین است که در کوه دماغه سیاه رخنمون دارند (شکل ۲). لایه‌های چین‌خورده سنگ میزبان، با دگرشیب، بر روی شیل‌های خاکستری و سیاه ژوراسیک (معادل سازند شمشک) قرار گرفته‌اند (Emami, 1996). در منطقه قومیشلو، سازند شیلی ژوراسیک معادل شمشک عمدتاً از لایه‌های خاکستری و سیاه شیلی با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی، کنگلومرای و آهکی تشکیل شده است. بر اساس فسیل‌های یافت‌شده، سن این سازند از توآرسین (Toarcian) تا کیمریجین (Kimmeridgian) است. بالاترین بخش شیل‌های ژوراسیک با سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی در جنوب زاینده‌رود مشخص می‌شود. این لایه‌ها با ناپیوستگی توسط رسوبات کرتاسه زیرین با سن آپتین (Aptian) پوشیده می‌شوند. گذر از رسوبات شیلی ژوراسیک به توالی کربناتی - آواری کرتاسه، شامل تناوبی از لایه‌های ماسه‌سنگی و آهک کنگلومرای (K2) با کانی‌شناسی مسکوویت و کوآرتز و ماتریکس هماتیستی است. پیشروی دریا و تشکیل رسوبات آواری با ضخامت‌های متفاوت در بیشتر بخش‌های کمر بند اصفهان - ملایر گزارش شده است (Ehyah et al, 2010; Ghazban et al, 1994). این لایه‌های آواری و دولومیت ماسه‌دار، ضخامت بین ۵ تا ۵۰ متر دارند. به سمت بالای توالی، واحد آواری به لایه‌های آهکی خاکستری روشن تا تیره اوربیتولین‌دار ضخیم‌لایه و متبلور تبدیل می‌شود (K3). ضخامت این واحد با بین‌لایه‌هایی از

اکسیژن ( $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$ ) منشا احتمالی سیالات کانسار ساز و شرایط زمین‌شیمیایی حاکم بر نهشت ماده معدنی تفسیر شود. شناسایی الگوی کانسار سازی به عنوان رهیافتی برای ادامه فرایند اکتشاف توده‌های معدنی جدید در محدوده کانساری و کمر بند سرب و روی اصفهان-ملایر اهمیت دارد.

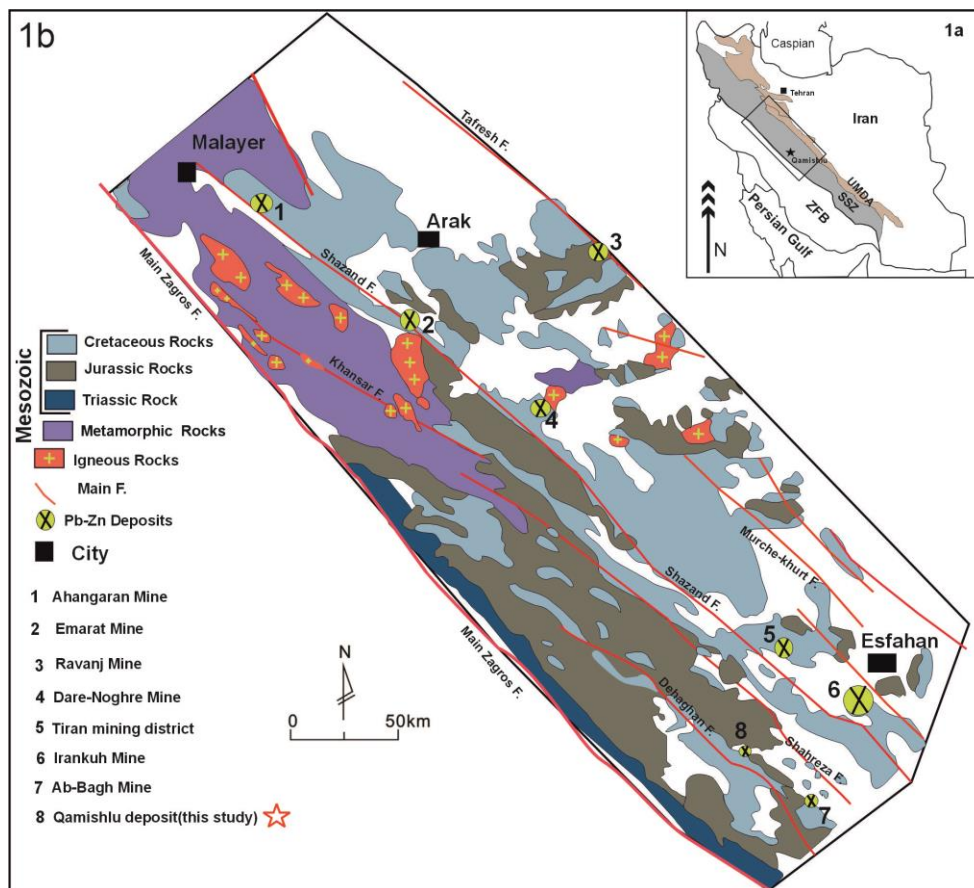
### منطقه‌ی مورد مطالعه

#### زمین‌شناسی ناحیه‌ای

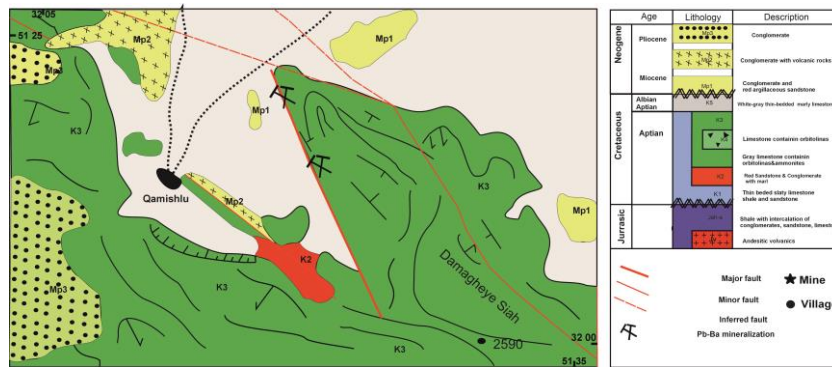
کوهزایی زاگرس بخشی از کوهزاد آلپ-همیالیا است. پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان در کوهزایی زاگرس (1a) در ایران، میزبان کانسارهای سرب-روی فراوانی است. کمر بند کوهزایی آلپ-همیالیا تحت تاثیر باز شدن اقیانوس تیتیس در زمان پالئوزوئیک تا زمان بسته شدن آن در زمان سنوزوئیک شاهد کانه زایی متنوعی همراه با سنگ‌های رسوبی - آذرین و دگرگونی است. این کوهزاد شامل سه واحد تکنونواستراتیگرافی تقریباً موازی است (Agard et al, 2005). نیمرخ زمین‌شناسی این کمر بند از جنوب غرب به سمت شمال شرق ایران، شامل واحدهای کمر بند چین‌خورده-رانشی زاگرس (ZFTB)، پهنه سنندج-سیرجان (SSZ)، کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) می‌شود. گسل اصلی زاگرس (MZT) (شکل 1b) کمر بند چین خورده-رانشی زاگرس را از پهنه سنندج-سیرجان جدا می‌کند و به عنوان مرز اصلی بین عربستان و ایران شناسایی شده است (Berberian et al, 1981; Stöcklin, 1968). این کمر بند به عنوان یک کمان ماگمایی در زمان ژوراسیک تا کرتاسه می‌باشد. تشکیل این کمر بند منجر به دگرگونی‌های شدید، گسل‌های راندگی مایل راستگرد و امتدادلغز متعدد با روند شمال غرب-جنوب شرق در طول برخورد قاره-قاره در سنوزوئیک می‌شود (Agard et al, 2005). قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه شامل مجموعه‌های دگرگونی پرکامبرین/کامبرین شامل سنگ‌بستر دگرگونی پان-آفریقایی است که توسط یک سری ضخیم از سنگ‌های فانروزوئیک و بقایای نئوتتیس پوشیده شده است (Berberian et al, 1981; Alavi, 1994). رسوبات دریایی کم عمق سیلیسی آواری و کربناته پالئوزوئیک تا مزوزوئیک در این منطقه با عدسی‌های دیاباز و لایه‌های نازک جریان‌های گدازه بازال و ریولیت بین لایه‌ای شده‌اند. اولین تغییر شکل عمده در ژئوسینکلینال زاگرس در دوره کرتاسه

لایه‌های آهکی نازک لایه شیلی، آهک مارنی، شیلی‌های آرژلیتی و لایه‌های مارنی با سن آپتین تا آلبین، واحدهای آهک اوربیتولین دار ضخیم لایه را پوشانده است (Hosseini- Hosseini, 2021). لایه‌های کرتاسه زیرین به شکل دگرشیب توسط توالی لایه‌های ائوسن شامل کنگلومرا، با بین لایه‌های کنگلومرای آهکی، مارن و آهک مارنی پوشیده شده‌اند. واحد ائوسن و در برخی نقاط لایه های کرتاسه، توسط لایه‌های کنگلومرای جدیدی با سن میوسن- پلیوسن پوشیده می‌شوند که معادل کنگلومرای بختیاری هستند. از خصوصیات این واحد کنگلومرای لایه بندی و چین خوردگی آن‌ها است (Zahedi et al, 1966).

آهک ماسه‌ای و آهک الیتی، مجموعاً حدود ۵۰۰ متر است. بر اساس مطالعات فسیل‌شناسی، این واحد آهکی دارای سن آپتین است (Zahedi et al, 1966). در بخش شمال شرق بر گه ۱:۱۰۰,۰۰۰ زمین‌شناسی لنجان، تناوبی از لایه‌های آهکی آمونیت‌دار (K1) با سن بارمین در زیر واحد آواری و آهک اوربیتولین‌دار مشاهده می‌شود. این واحد با سنگ‌شناسی آهک شیلی نازک لایه و میان لایه‌های شیلی، مارنی و ماسه‌سنگ، به صورت هم‌شیب توسط واحد اوربیتولین‌دار پوشیده می‌شود (Zahedi et al, 1966). به سمت جنوب غرب نقشه، لایه‌های آهکی کرتاسه بر روی لایه‌های شیلی ژوراسیک و بخش آتشفشانی ژوراسیک، گسلیده و تراستی شده‌اند. بر روی واحد K3، تناوبی از



شکل ۱: a: موقعیت کانسار سرب قومیشلو در ایران و پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان. b: نقشه زمین‌شناسی ساده شده کمربند سرب و روی اصفهان-ملایر همراه با موقعیت برخی از کانسارهای سرب و روی شناخته شده (شکل با تغییرات از لیو و همکاران (Liu et al, 2019)).  
 Fig. 1: a: Location of the Qamishlu lead deposit in Iran and the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone. b: Simplified geological map of the Isfahan-Malayer lead-zinc belt showing the location of some known lead-zinc deposits (modified after Liu et al, 2019).



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، ستون چینه‌شناسی کرتاسه زیرین با تفکیک واحد سنگ‌شناسی (شکل با تغییرات از Zahedi et al, 1966).

Fig. 2: Geological map of the study area and stratigraphic column of the Lower Cretaceous with differentiation of lithological units (modified from Zahedi et al, 1966).

### مواد و روش‌ها

در مرحله نخست، عملیات صحرائی شامل بررسی زمین‌شناسی منطقه کانساری و نواحی مجاور، مطالعه ویژگی‌ها و الگوهای ساختاری، و برداشت نمونه‌هایی با بافت‌ها و ساخت‌های متفاوت به منظور تهیه مقاطع سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری انجام گرفت. از این نمونه‌ها، ۳۰ مقطع نازک و صیقلی تهیه شد. همچنین تعداد ۱۲ نمونه گالن به روش دستی و زیر میکروسکوپ باینوکولار خالص‌سازی گردید و جهت آنالیز عنصری، به آزمایشگاه LabWest در استرالیای غربی ارسال و با روش ICP-MS مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند. نمونه‌هایی از آهک‌های تازه (fresh limestone)، آهک‌های واقع در ناحیه کانه‌زایی (mineralized limestone)، کلسیت‌های پیش از کانه‌زایی (pre-ore stage calcite)، کلسیت‌های تأخیری پس از کانه‌زایی (late-stage calcite)، دولومیت‌های مرتبط با کانه‌زایی، کوارتز و سنگ‌های سیلیسی‌شده مرتبط با کانه‌زایی، به منظور انجام مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن، به روش جدایش دستی در زیر میکروسکوپ نوری دوچشمی (binocular) خالص‌سازی شدند. این نمونه‌ها جهت انجام آنالیزهای ایزوتوپی به آزمایشگاه ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه کورنل (Cornell Isotope Laboratory) در ایالات متحده آمریکا ارسال شدند. تجزیه نمونه‌ها با دستگاه طیف سنج جرمی نسبت ایزوتوپی مدل ترمودلتای وی (Thermo Delta V isotope ratio mass spectrometer) ساخت کشور آلمان (Bremen Germany) نصب شده بر روی مبدل حرارتی تجزیه گر عنصری (Temperature

Conversion Elemental Analyzer: TC/EA انجام شد. در نمونه‌های کربناته CO<sub>2</sub> با روش مک کری (McCrea, 1950) استخراج شده است. در این روش حدود ۳۰ میلی-گرم از نمونه کربناته در یک ظرف دربسته مهر و موم شده با ۳ میلی‌لیتر فسفریک اسید به مدت یک تا دو ساعت در دمای ۲۵ تا ۵۰ درجه سانتی‌گراد واکنش می‌دهند. برای استخراج اکسیژن از نمونه‌های کوارتزی از روش بورتویک و هارمن (Borthwick and Harman, 1982) به کار رفته است. در این روش نمونه خشک به مدت ۱۲ ساعت در دمای ۸۵۰°C با محلول CIF3 در یک ظرف دربسته مهر و موم شده از جنس نیکل واکنش می‌دهد. اکسیژن آزاد شده در مرحله بعد به CO<sub>2</sub> تبدیل می‌شود و برای تجزیه به دستگاه وارد می‌شود. کالیبراسیون دستگاه با نمونه‌های استاندارد سازمان بین‌المللی انرژی اتمی (IAEA) انجام شد. انحراف معیار دست آمده جهت صحت سنجی نمونه‌های آزمایشگاهی حدود ۰/۱۲ و ۰/۶۹% برای δ<sup>18</sup>O به ترتیب در نمونه‌های کربناته و سیلیسی می‌باشد. صحت سنجی δ<sup>13</sup>C نمونه‌های کربناته حدود ۰/۰۳% است. تصحیحات نرمال‌سازی نمودار بر اساس نمونه‌های استاندارد USGS 602 و 601 برای δ<sup>18</sup>O و NBS18 و NBS19 برای δ<sup>13</sup>C انجام شد. نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن و کربن به صورت قسمت در هزار (‰) نسبت به استاندارد میانگین آب دریای وین (Vienna standard mean ocean water: V-SMOW) و پی دی بلمنیت (Vienna Pee Dee VPDB) (Belemnite) گزارش شدند.

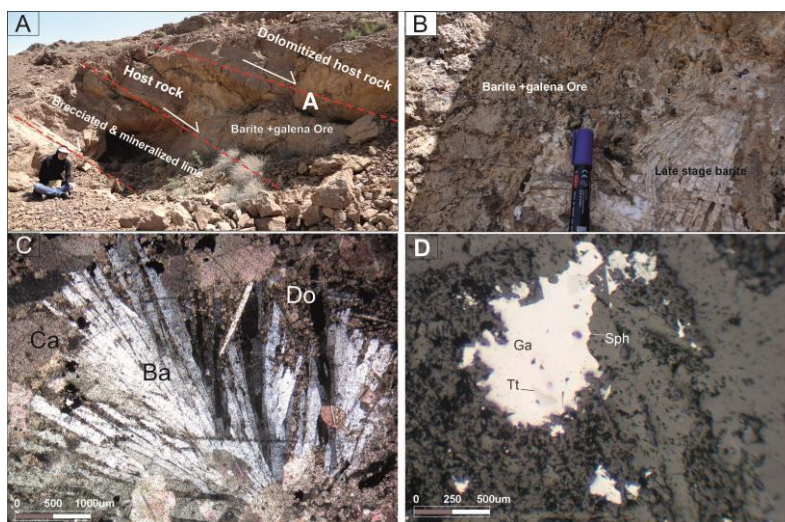
در مرحله نخست، عملیات صحرائی شامل بررسی زمین‌شناسی منطقه کانساری و نواحی مجاور، مطالعه ویژگی‌ها و الگوهای ساختاری، و برداشت نمونه‌هایی با بافت‌ها و ساخت‌های متفاوت به منظور تهیه مقاطع سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری انجام گرفت. از این نمونه‌ها، ۳۰ مقطع نازک و صیقلی تهیه شد. همچنین تعداد ۱۲ نمونه گالن به روش دستی و زیر میکروسکوپ باینوکولار خالص‌سازی گردید و جهت آنالیز عنصری، به آزمایشگاه LabWest در استرالیای غربی ارسال و با روش ICP-MS مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند. نمونه‌هایی از آهک‌های تازه (fresh limestone)، آهک‌های واقع در ناحیه کانه‌زایی (mineralized limestone)، کلسیت‌های پیش از کانه‌زایی (pre-ore stage calcite)، کلسیت‌های تأخیری پس از کانه‌زایی (late-stage calcite)، دولومیت‌های مرتبط با کانه‌زایی، کوارتز و سنگ‌های سیلیسی‌شده مرتبط با کانه‌زایی، به منظور انجام مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن، به روش جدایش دستی در زیر میکروسکوپ نوری دوچشمی (binocular) خالص‌سازی شدند. این نمونه‌ها جهت انجام آنالیزهای ایزوتوپی به آزمایشگاه ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه کورنل (Cornell Isotope Laboratory) در ایالات متحده آمریکا ارسال شدند. تجزیه نمونه‌ها با دستگاه طیف سنج جرمی نسبت ایزوتوپی مدل ترمودلتای وی (Thermo Delta V isotope ratio mass spectrometer) ساخت کشور آلمان (Bremen Germany) نصب شده بر روی مبدل حرارتی تجزیه گر عنصری (Temperature

## بحث و نتایج

### ۴.۱. عوامل کنترل کننده کانسار

کانسار سرب و باریت قومیشلو به عنوان یکی از کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان کربناته در کمربند سرب و روی اصفهان-ملایر در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان است. این مطالعه نشان می‌دهد که همزمان چندین عامل کنترل کننده در مکان‌یابی کانسار نقش داشته است. نهشت کانسنگ در کانسار قومیشلو توسط سه عامل سنگ‌شناسی، چینه‌شناسی و ساختاری کنترل می‌شود. این عوامل را می‌توان به عنوان کنترل کننده‌های اساسی انتقال سیال در مقیاس منطقه‌ای یا معدنی در نظر گرفت که باعث تمرکز جریان سیال و ایجاد فضاهایی برای فرآیندهای نهشت کانسنگ شده‌اند (Hosseini-Dinani and Yazdi, 2021). کانسار قومیشلو یک کانسار رگه‌ای است و نسبت به تشکیل سنگ‌های کربناته کرتاسه در مرحله دیرزاد نهشته شده است. سنگ‌های آهکی به عنوان سنگ میزبان رایج کانسارهای سولفیدی فلزات پایه از نوع دره می‌سی‌سی پی شناخته می‌شوند (Leach et al, 2005). در کانسار قومیشلو، کانی‌زایی در سنگ‌های کربناته کرتاسه که بر روی سازندهای شیلی - ماسه سنگی

ژوراسیک یا کرتاسه رخ داده است (شکل ۲ A). واحدهای شیلی و کربناته - شیلی که به عنوان سفره‌های ناتراوا در یک توالی چینه‌شناسی عمل می‌کنند، نقش مهمی در کنترل مسیر مهاجرت سیال ایفا می‌کنند (Leach et al, 2005). در نهایت حضور درزه‌ها و شکستگی‌های حاصل از فعالیت گسل‌ها، باعث افزایش سرعت سیال و ایجاد فضای خالی برای نهشت ماده معدنی در سنگ میزبان کانسار قومیشلو است. بیشتر کانی‌زایی در رگه‌های گسلی با روند NE-SW و در فضاهای شکستگی‌ها متمرکز شده است. بنابراین، گسلش و خردشدگی سنگ‌ها مسئول ایجاد فضاهای باز ساختاری در سنگ‌های میزبان کرتاسه بالایی است (شکل ۳ A و B). کانی‌شناسی ماده معدنی و باطله در کانسار قومیشلو ساده و کانی‌های زیر به ترتیب فراوانی شناسایی شدند: گالن، پیریت، اسفالریت، تتراهدریت و کالکوپیریت به عنوان کانه‌های اولیه، کلسیت، باریت، دولومیت و کوارتز کانی‌های باطله و سروزیت، اکسیدهای آهن (عمدتاً لیمونیت)، اسمیت زونیت، کوولیت و مالاکیت کانی‌های ثانویه محیط سطحی زاد هستند (شکل ۳ C و D).



شکل ۳: A: کانه زایی گالن و باریت در فضاهای برشی آهک توده‌ای (دید به سمت شمال غرب)، B: باریت‌های درشت بلور تاخیری نهشته شده در فضای خالی حفرات باقی مانده از کانه زایی مرحله گالن اصلی را پر می‌کنند، C: رشد شعاعی بلورهای باریت. رشد موازی و شعاعی بلورهای باریت نشان دهنده وجود فضای کافی برای رشد آزادانه است. D: اسفالریت و تتراهدریت به عنوان ادخال درون گالن حضور دارند. تصاویر میکروسکوپی در نور XPL.

Fig. 3: A: Mineralization of galena and barite in open spaces of shear zone of massive limestone (view towards northwest). B: Fracturing and brecciation of the massive limestone host rock filled with ore minerals. C: he coarse-crystalline barites, formed at a later stage, fill the void spaces remaining from the primary galena mineralization stage. D: hand specimen of galena-rich mineralization deposited in the shear fracture space.

## تفسیر ژئوشیمی گالن

گالن، این عناصر کمیاب از طریق محلول جامد به صورت جذب سطحی یا تشکیل فازهای مستقل به شکل کانی‌های ادخال وارد ساختار کانی می‌شوند (Li et al, 2022). بنابراین، به نظر می‌رسد که مقدار نقره و سایر عناصر کمیاب موجود در گالن نسبتاً بالا است.

نتایج آنالیز ترکیب شیمیایی گالن در کانسار قومیشلو در جدول ۱ ارائه شده است. آنالیز ICP-OES گالن نشان‌دهنده حضور عناصر کمیاب باارزشی نظیر نقره (667 ppm)، آنتیموان (218 ppm)، مس (476 ppm)، آرسنیک (90 ppm) و روی (440 ppm) می‌باشد. در طی فرآیند تبلور

جدول ۱: نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های انتخابی کانی گالن در کانسار قومیشلو، داده‌ها بر حسب ppm.

Table 1: Chemical analysis results of selected galena samples from the Qamishlu deposit. Data are reported in ppm.

	Ag	As	Bi	Cd	Cu	Sb	Zn	Ore texture	inclusion minerals
s-7	445	15.2	1.17	7.95	300	188	147	Breccia filing	Jo+Tt+Sph
s-8	275	18.8	1.56	8.18	131	165	32	Breccia filing	-
s-9	295	20.4	2.06	6.62	137	157	22	Breccia filing	-
s-10	340	12.8	2.18	4.7	337	252	14	Breccia filing	jo+Py
s-11	315	18.9	1.08	6.5	110.7	259	23	Breccia filing	Jo+Sph+Py
s-12	100	21.3	1.54	4.78	82	49.6	71	Breccia filing	-
s-13	45	12.4	2.06	5.01	98	33.3	13	massive breccia filling	-
s-14	1330	110.2	2.16	90.5	425	304	4845	massive breccia filling	Jo+Tt+Sph+Py
s-15	1430	348	1.06	18.1	1700	373	280	massive breccia filling	Jo+Tt+Sph+Py+Cc
s-16	985	26.2	1.53	10.46	466	221	53	massive breccia filling	Tt+Jo
s-17	748	225	2.22	5.92	1505	200	46	Breccia filing	Jo
s-18	1150	314	2.31	12.5	528	351	173	Breccia filing	Jo+Tt+Sph+Py
s-19	1220	26.9	1.26	5.71	373	291	12	Breccia filing	Tt+Jo

در ساختار کانی گالن حضور دارند. مقدار میانگین نقره در نمونه‌های کانسار قومیشلو حدود ۶۶۰ ppm است. ضریب همبستگی نقره با آنتیموان قوی ( $r = 0/84$ ) بوده، در حالی که با آرسنیک ( $r = 0/66$ ) و مس ( $r = 0/60$ ) همبستگی متوسطی نشان می‌دهد (جدول ۲). نقره می‌تواند به اشکال مختلفی در گالن متمرکز شود (Gregory et al, 2014)؛ از جمله حضور به صورت محلول جامد در شبکه بلوری گالن و یا به صورت ادخال کانی‌های سولفوسالتی مانند جوردانیت و تتراهدریت (Lan et al, 2024).

کانی گالن در کانسار قومیشلو، همانند کانسارهای جنوب شرق میسوری (Sverjensky, 1986)، نسبت به اسفالریت غالب است. بر این اساس، کانسار قومیشلو در رده کانسارهای غنی از سرب با نسبت  $Zn/(Zn+Pb) < 0/1$  قرار می‌گیرد. در کانسارهای سرب، علاوه بر عناصر اصلی سازنده گالن (S و Pb)، نقره به‌عنوان مهم‌ترین محصول جانبی از نظر اقتصادی مطرح است. این امر ناشی از فراوانی نسبی و ارزش بالای این فلز می‌باشد (Zheng et al, 2000). علاوه بر نقره، عناصر دیگری از جمله آنتیموان، بیسموت، آرسنیک، روی، کادمیوم، سلنیوم و مس نیز به صورت جزئی

جدول ۲: نتایج همبستگی پیرسون در زوج عناصر نمونه‌های گالن خالص سازی شده کانسار قومیشلو

Table 2: Results of Pearson correlation for element pairs in purified galena samples from the Qamishlu deposit.

	Ag	As	Bi	Cd	Cu	Sb	Zn
Ag	1	-	-	-	-	-	-
As	0.66	1	-	-	-	-	-
Bi	-0.06	0.15	1	-	-	-	-
Cd	0.50	0.17	0.24	1	-	-	-
Cu	0.60	0.81	-0.03	0.07	1	-	-
Sb	0.84	0.63	-0.12	0.35	0.50	1	-
Zn	0.43	-0.19	0.27	0.99	0.01	0.28	1

تغییرات  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در سنگ میزبان

نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن ( $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$ ) در جدول ۳ گزارش شده است. داده‌های ایزوتوپی برای سنگ میزبان کربناتی بدون کانی‌زایی، سنگ میزبان دگرسان و معدنی‌شده (سیلیسی‌شده و دولومیتی‌شده) و نمونه‌های کلسیت و دولومیت در شکل ۱۲ نمایش داده شده‌اند. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در سنگ میزبان کربناتی بدون کانی‌زایی بر حسب PDB محدوده‌های باریکی به ترتیب بین  $-۸/۲$  تا  $-۷/۲$  ‰ و  $+۰/۷۵$  تا  $+۲/۲$  ‰ را نشان

می‌دهند. ترکیبات ایزوتوپی در سنگ میزبان کربناتی برشی شده، دگرسان و معدنی‌شده، تا حدی از نظر  $\text{O}^{18}$  تهی شده و از نظر  $\text{C}^{13}$  تهی شدگی نشان می‌دهند، به طوری که مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در نمونه‌های معدنی‌شده به ترتیب بین  $-۹/۴$  تا  $-۱۱/۳$  ‰ و  $+۰/۸۵$  تا  $-۳/۲$  ‰ متغیر هستند. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در ۵ نمونه تک‌کانی کلسیت و ۳ نمونه دولومیت از پهنه معدنی، کاهش بیشتری را نشان داده و به ترتیب بین  $-۹/۸$  تا  $-۱۷/۸$  ‰ و  $-۰/۷۵$  تا  $-۳/۲$  ‰ رسیده‌اند.

جدول ۳: مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن در کربنات‌ها و سنگ میزبان سیلیسی‌شده در معدن قومیشلو.

Table 3: Stable Oxygen and Carbon Isotope Values of Carbonates and silicified host rock in the Qamishlu mine.

Sample No	Mineral/rock sample	O18(PDB)	C13(PDB)	O18(SMOW)
1	Mineralized limestone	-9.48	-1.08	20.52+
2	Silicified lim.	-14.06	-1.09	15.94+
3	Silicified lim.	-10.58	0.81	19.42+
4	Silicified lim.	-11.06	1.01	18.94+
5	Dolomite	-12.01	-1.85	17.99+
6	Dolomite	-14.30	-1.94	15.70+
7	Calcite	-13.75	-3.18	16.25+
8	Calcite	-12.77	-2.44	17.24+
9	Calcite	-14.51	-2.46	15.49+
10	Dolomite	-13.91	-2.32	16.09+
11	Calcite	-15.64	-0.72	14.36+
12	Calcite	-15.81	-1.23	14.19+
13	Unmineralized lim.	-8.35	0.85	21.65+
14	Unmineralized lim.	-8.64	1.27	21.36+
15	Unmineralized lim.	-8.03	0.99	21.97+
16	Unmineralized lim.	-7.43	2.21	22.57+
17	Unmineralized lim.	-7.18	1.46	22.82+
18	Mineralized limestone	-9.62	1.31	20.38+
19	Mineralized limestone	-9.60	-0.43	20.40+
20	Mineralized limestone	-9.45	-1.26	20.55+
21	Mineralized limestone	-11.26	-3.18	18.74+
22	Mineralized limestone	-9.55	-0.26	20.45+
23	Mineralized limestone	-9.27	0.21	20.73+
24	Mineralized limestone	-10.41	-1.07	19.59+
25	Mineralized limestone	-9.37	-0.37	20.63+
26	Mineralized limestone	-9.77	0.25	20.23+

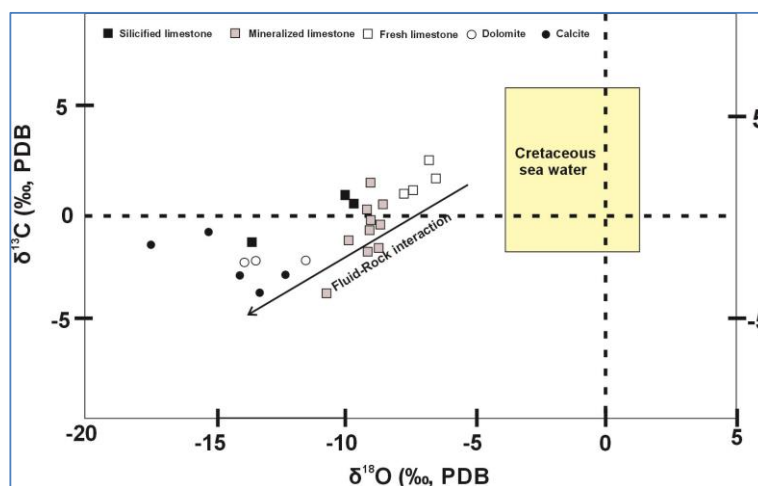
از بخش کانه‌دار، نشان می‌دهند. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در نمونه‌های سنگ میزبان بدون کانه‌زایی حدود  $+۲۲$  ‰ و در نمونه‌های سنگ میزبان دگرسان شده و کانه‌دار تا  $+۲۰$  ‰ کاهش می‌یابد. در مقابل مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در نمونه‌های کلسیت، سیلیس و دولومیت‌های دگرسانی ثانویه به ترتیب حدود  $+۱۶$  ‰،  $+۱۸$  ‰ و  $+۱۸$  ‰ است. بنابراین  $\delta^{18}\text{O}$  در زمان نهشت ماده معدنی با افزایش مقدار واکنش سیال کانه‌دار با سنگ میزبان، از نظر ایزوتوپی کاهش یافته است (اختلاف حدود  $۶$  ‰). کمترین مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  در نمونه‌های کلسیت

مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  در سنگ‌های دگرسان‌شده تابعی از مقدار اولیه  $\delta^{18}\text{O}$  در سنگ مادر، ترکیب ایزوتوپی سیال واکنش‌دهنده (که ویژگی‌های منشا سیال را در خود حفظ کرده است)، دمای سیال واکنش‌دهنده، و درجه تعادل سنگ با سیال در زمان دگرسانی می باشد (Bortnikov, 2006; Nejadhadad et al, 2023). مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  ثبت شده در کربنات‌های دگرسان‌شده کانسار قومیشلو (آهک‌های سیلیسی‌شده و دولومیتی‌شده) مقادیر کمتری نسبت به سنگ‌های کربنات‌های اولیه فاقد دگرسانی در فاصله دورتری

$\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$  در نمونه‌های کلسیت تاخیری مشاهده می‌شود که تا حدود ۳- % می‌رسند. دلیل اصلی کاهش مقادیر ایزوتوپ کربن سنگین، ناشی از فعالیت‌های زیستی یا حضور کربن موجود در مواد آلی همراه با سیال کانی‌زا است. اکسیداسیون حرارتی مواد آلی و هیدروکربن‌ها در زمان رسوب‌گذاری کربنات‌های اپیژنتیک می‌تواند منجر به کاهش مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  و تشکیل کانی‌های کربناتی جدید با مقادیر پایین‌تر نسبت به سنگ میزبان اولیه گردد (Gröcke, 2000; Gilg et al, 2003; Evans and Battles, ) (Drake et al, 2015; 2011). بنابراین، ممکن است مواد آلی از سیالات یا از سنگ‌های شیلی مجاور منشأ گرفته باشند. از این‌رو، حضور سیالات گرم با مشارکت کربن آلی، که نسبت به ایزوتوپ‌های  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  تهی‌شدگی دارند، در زمان رسوب‌گذاری کانسنگ موجب تشکیل کانی‌های دگرسانی با مقادیر منفی ایزوتوپ‌های  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  شده باشد (شکل ۴).

تاخیری مشاهده می‌شود. این موضوع احتمال تبادل ایزوتوپی بین سیالات کانه‌دار و سنگ میزبان را تقویت می‌کند. در حقیقت، مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  پایین‌تر ممکن است ناشی از افزایش دما، حضور و برهم‌کنش گسترده بین سیالات گرم کانه‌دار و سنگ‌های کربناته میزبان در محل کانه‌زایی است که منجر به تعادل ایزوتوپی ثانویه در کانی‌های دگرسانی شده‌ای است که در ضمن کانه‌زایی تشکیل شده‌اند (Bouabdellah et al, 2012; Schindler et al, ) (Nejhadhad et al, 2023; 2016).

مقادیر  $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$  در نمونه‌های سنگ میزبان تازه و کمتر دگرسان کانسار قومیشلو حدود +۱ % است که به مقادیر سنگ کربنات‌های دریایی زمان کرتاسه نزدیک است (Gilg et al, 2008; Drake et al, 2015). مقدار  $\delta^{13}\text{C}$  به تدریج در نمونه‌های دگرسان شده، و دولومیت‌های پرکننده شکستگی‌ها و سنگ‌های سیلیسی‌شده به مقادیر کمتر از ۲- % می‌رسد. همانند مقدار  $\delta^{18}\text{O}$ ، کمترین مقدار



شکل ۴: مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در برابر  $\delta^{13}\text{C}$  در کربنات‌ها و سنگ میزبان سیلیسی‌شده در معدن قومیشلو.

Fig. 4:  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\delta^{13}\text{C}$  values of Carbonates and silicified host rock in the Qamishlu mine.

دارند. این عوامل شرایط لازم برای تحرک و تمرکز سیالات معدنی و ایجاد فضاهای باز جهت نهشت ماده معدنی را فراهم کرده‌اند. کانی‌های اصلی ماده معدنی شامل گالن، پیریت، اسفالریت، تتراهدريت و کالکوپیریت هستند و کانی‌های باطله شامل باریت، دولومیت، کلسیت و کوارتز می‌شوند. نسبت روی به سرب در کانسار قومیشلو کمتر از یک است ( $\text{Zn}/(\text{Zn}+\text{Pb}) < 0.1$ )، بنابراین کانسار در رده کانسارهای غنی از سرب (Lead-rich) طبقه‌بندی می‌شود. مقدار متوسط نقره در گالن حدود ۶۶۰ ppm است و

## نتیجه‌گیری

کانسار قومیشلو یک کانسار رگه‌ای (vein-type) است که به صورت اپی‌ژنتیک (دیرزاد) نسبت به سنگ‌های میزبان کربناته کرتاسه نهشته شده است. نهشت ماده معدنی پس از فرآیند سنگ‌شدگی و تحولات زمین‌شناختی رخ داده و مشابه کانسارهای MVT دره می‌سی‌سی‌پی است. سه عامل مهم سنگ‌شناسی (آهک‌های کرتاسه)، چینه‌شناسی (واحدهای شیل و آهک شیلی نفوذناپذیر) و ساختاری گسل‌های با روند (NE-SW) در کنترل کانه‌زایی نقش

دلیل تأثیر حضور مواد آلی در سیالات کانه‌ساز و فرآیندهای اکسیداسیون حرارتی تفسیر شده است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که کانه‌زایی در نتیجه‌ی نفوذ سیالات غنی از فلز به درون فضای باز ساختاری ناشی از عملکرد گسل‌ها با روند NE-SW می‌باشد. فضای باز ساختاری به عنوان مسیرهای اصلی جریان سیال کانه‌دار منجر به واکنش بین سیالات و سنگ میزبان کربناته است. این فرایندها منجر به تغییر در شرایط فیزیکیوشیمیایی سیال و نهشت کانسنگ شده‌اند.

### سیاسگزاری

بدینوسیله از حمایت‌های مالی و معنوی صورت گرفته توسط سازمان پژوهش‌های علمی و صنعتی ایران در قالب پژوهانه شماره (GN:۰۴۶۰۳۸) در انجام این پژوهش کمال تشکر و قدردانی به عمل می‌آید.

همبستگی قوی بین نقره و آنتیموان ( $r = 0.84$ ) و همبستگی متوسط با آرسنیک ( $r = 0.66$ ) و مس ( $r = 0.6$ ) مشاهده می‌شود. این امر احتمالاً ناشی از حضور نقره به صورت محلول جامد در ساختار گالن و همچنین ادخال سولفوسالتی‌هایی نظیر تتراهدریت است. سنگ‌های کربناته دگرسان شده (آهک‌های سیلیسی شده و دولومیتی شده) دارای مقادیر پایین‌تری از  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  نسبت به سنگ میزبان اولیه هستند. مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  در نمونه‌های معدنی شده بین  $-9.4$  تا  $-11.3$  ‰ و در کانی‌های دگرسان مانند کلسیت و دولومیت تا  $-17.8$  ‰ می‌باشد که نسبت به سنگ میزبان اولیه کاهش یافته است.

این تغییرات نشان‌دهنده تبادل ایزوتوپی بین سیالات گرمابی تهی از  $\delta^{18}\text{O}$  و غنی از کربن آلی با سنگ میزبان کربناته غنی از  $\delta^{18}\text{O}$  می‌باشد. مقدار  $\delta^{13}\text{C}$  در نمونه‌های میزبان دگرسان کانه دار تا  $-3.2$  ‰ کاهش یافته که به

### پانویس

1-MVT deposits: Mississippi Valley Type deposits  
2-Pee Dee Belemnite (PDB)

3-SEDEX deposits: Sedimentary Exhalative deposits  
4-Standard mean Ocean Water (SMOW)

### References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, v. 100(5), DOI: 10.1007/s00531-005-0481-4
- Alavi, M., 1994. Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation. *Tectonophysics*, v. 229, p. 211-238. DOI: 10.1016/0040-1951(94)90030-2
- Anderson, G.M., 1975. Precipitation of Mississippi Valley-type ores: *Economic Geology*, v. 70, p. 937-942.
- Appold, M.S. and Wenz, Z.J., 2011. Composition of Ore Fluid Inclusions from the Viburnum Trend, Southeast Missouri District, United States: implications for Transport and Precipitation Mechanisms. *Economic Geology*, v. 106, p. 55-78. DOI: 10.2113/econgeo.106.1.55
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210-265. DOI: 10.1139/e81-019
- Boni, M., Gilg, H.A., Balassone, G., Schneider, J., Allen, C.A. and Moore, F., 2007. Hypogene Zn carbonate ores in the Angouran deposit, NW Iran. *Mineralium Deposita*, v. 42, p. 799-820. DOI: 10.1007/s00126-007-0139-1
- Bortnikov, N.S., 2006. Geochemistry and Origin of the Ore-Forming Fluids in Hydrothermal-Magmatic Systems in Tectonically Active Zones, *Geology of Ore Deposits*, v. 48(1), p. 1-22.
- Corbella, M., Ayora, C. and Cardellach, E., 2004. Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-Type deposits: *Mineralium Deposita*, v. 39, p. 344-357. DOI: 10.1007/s00126-004-0418-z
- Drake, H. and Tullborg, E.L., 2009. Paleohydrogeological events recorded by stable isotopes, fluid inclusions and trace elements in fracture minerals in crystalline rock, Simpevarp area, SE Sweden. *Applied Geochemistry*, v. 24, p. 715-732. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2009.01.006
- Ehya, F., Lotfi, M. and Rastad, E., 2010. Emarat carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 37, p. 186-194. DOI: 10.1016/j.jseaes.2009.08.003
- Ehya, F., 2014. The Paleozoic Ozbak-Kuh carbonate-hosted Pb-Zn deposit of East Central Iran: Isotope (C, O, S, Pb) geochemistry and ore genesis. *Mineral. Petrol.*, v. 108, p. 123-136.
- Evans, A.M. and Battles, D.A., 2011. Fluid inclusion and stable isotope analyses of veins from the central Appalachian Valley and Ridge

- province: Implications for regional synorogenic hydrologic structure and fluid migration. *Geological Society of America Bulletin*, v. 12, p.1841-60.
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 26, p. 683-693.
- Gilg, H.A., Hochleitner, R., Keller, P. and Struck, U., 2003. A fluid inclusion and stable isotope study of secondary oxidation minerals from the Tsumeb Cu-Pb-Zn deposit, Namibia. *Proceedings ECROFI XI, Budapest, Hungary, (2003) Acta Miner-alogica-Petrographica (Szeged), Abstract Series*, v. 2, p. 78-79.
- Gilg, H.A., Boni, M., Hochleitner, R. and Struck, U., 2008. Stable isotope geochemistry of carbonate minerals in supergene oxidation zones of Zn-Pb deposits. *Ore geology Review*, v. 13, p. 117-133.
- Ghazban, F., McNutt, R.H. and Schwarcz, H.P., 1994. Genesis of sediment-hosted Zn–Pb–Ba deposits in the Irankuh district, Esfahan area, west-central Iran. *Economic Geology*, v. 89, p. 1262–1278. DOI: 10.2113/gsecongeo.89.6.1262
- Gregory, D., Meffre, S. and Large, R., 2014. Comparison of metal enrichment in pyrite framboids from a metal-enriched and metal-poor estuary. *Am. Mineral.*, v. 99, p. 633-644.
- Hanor, J.S., 1996. Controls on the solubilization of lead and zinc in basinal brines: Society of Economic Geologists Special Publication, v. 4, p. 483-500. DOI: 10.5382/SP.04.25
- Hanor, J.S., 2000. Barite–celestine geochemistry and environments of formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 40, p. 193-275. DOI: 10.2138/rmg.2000.40.4
- Hosseini-Dinani, H. and Yazdi, M., 2021. Multi-dataset analysis to assess mineral potential of MVT-type zinc-lead deposits in Malayer-Isfahan metallogenic belt, Iran | SpringerLink Multi-dataset analysis to assess mineral potential of MVT-type zinc-lead deposits in Malayer-Isfahan metallogenic belt, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, v. 11(14), 673 p.
- Jazi, M.A., Karimpour, M.H. and Mlekzadeh Shafaroudi, A., 2017. Nakhlak carbonate-hosted Pb-(Ag) deposit, Isfahan province, Iran: a geological, mineralogical, geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope study. *Ore Geology Reviews*, v. 80, p. 27-47. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.06.018
- Lan, Q., Hu, R., Xianwu, Bi., Jiafei Xiao, Zhi Zhang and Fu, Sh., 2024. In-situ analysis of sphalerite trace elements and sulfur isotope of the Zhaxikang Pb-Zn-Sb-Ag deposit in southern Tibet: Implications for source and mineralization process. *Ore Geology Reviews*, v. 167, 105976.
- 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*, p. 561-608. DOI: 10.5382/AV100.16
- 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*, v. 105, p. 593-625. DOI: 10.2113/gsecongeo.105.3.593.
- Leach, D. and Song, Y., 2019. Sediment-hosted zinc-lead and copper deposits in China, in Chang, Z., and Goldfarb, R.J., eds., *Mineral Deposits of China: Society of Economic Geologists Special Publication*, v. 22, p. 325-349.
- Liu, Y.Ch., Song, Y., Fard, M., Hou, Z., Ma, W., Yue, L. and Hou, Zh., 2019. Pyrite Re-Os age constraints on the Irankuh Zn-Pb deposit, Iran, and regional Implications. *Ore Geology Reviews*, v. 104, p. 148-159.
- Liu, Y., Song, Y., Fard, M., Hou, Z., Ma, W. and Yue, L., 2023. The Characteristics and Origin of Barite in the Giant Mehdiabad Zn-Pb-Ba Deposit, Iran. *Economic Geology*, v. 118, p. 1495-1519.
- Nejhadhad, M., Taghipour, B., Zarasvandi, A., Karimzadeh Somarin, A., 2015. Geological, geochemical, and fluid inclusion evidences for the origin of the Ravanj Pb–Ba–Ag deposit, north of Delijan city, Markazi Province, Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 24, p. 1501-1526. DOI: 10.3906/yer-1407-15.
- Nejhadhad, M., Taghipour, B. and Lentz, D.R., 2018. Geochemical, isotopic, and fluid inclusion signatures of Zn-Pb mineralization in the Tiran mining district, Isfahan, Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Ore Geology Reviews*, v. 101, p. 854-869. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2018.08.018.
- Nejhadhad, M. et al, 2023. Structural and sulfur isotope evidence for Mississippi Valley-Type deposits in the Sanandaj–Sirjan zone, Iran. *Journal of Ore Geology Review*, v. 245, 105624. DOI: 10.1016/j.jseaes.2023.105624.
- Nejhadhad, M., Taghipour, B. and Salamab Ellahi, S., 2025. Comment on Rajabi et al. Barite Replacement as a Key Factor in the Genesis of Sediment-Hosted Zn-Pb±Ba and Barite-Sulfide Deposits: Ore Fluids and Isotope (S and Sr) Signatures from Sediment-Hosted Zn-Pb±Ba Deposits of Iran. *Minerals*, v. 15, 634 p. DOI: 10.3390/min15060634.
- Plumlee, C.S., Leach, D.L., Hofstra, A.H., Landis, G.P., Rowan, E.L. and Viets, J.C., 1994. Chemical reaction path modeling of ore deposition in Mississippi Valley-type Pb-Zn deposits of the Ozark region, U.S. midcontinent. *Economic Geology*, v. 89, p. 1361-1383. DOI: 10.2113/gsecongeo.89.6.1361
- Reichert, J. and Borg, G., 2008. Numerical simulation and a geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits. *Ore Geology Reviews*, v. 33, p. 134-151. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2007.04.002.

- Sánchez-España, J., Velasco, F., Boyce, A.J. and Fallick, A.E., 2003. Source and evolution of ore-forming hydrothermal fluids in the northern Iberian Pyrite Belt massive sulphide deposits (SW Spain): evidence from fluid inclusions and stable isotopes, *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 519-537.
- Schindler, C., Hagemann, S.G. and Banks, D.A., 2016. Magmatic Hydrothermal Fluids at the Sedimentary Rock-hosted, Intrusion-related Telfer Gold-Copper Deposit, Paterson Orogen, Western Australia: P-T-X Constraints on the Ore Forming Fluids. *Economic Geology*, v. 111(5). ISSN 0361-0128
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran; a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 1229-1258.
- Sverjensky, D.A., 1986. Genesis of Mississippi valley-type lead-zinc deposits: *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 14, p. 177-199.
- Zabihitabar, S., Shafiei, B. and Mirnejad, H., 2015. Sulfur source tracing of sulfide and sulfate minerals in fluorite mines of the Elika Formation (East of Mazandaran province): Implications of sulfur isotope. *Iran. J. Geol.*, v. 33, p. 62-78. 2015. 75-92.
- Zahedi, M., 1966. Geological Map of Lenjan Quadrangle 6354. Geological Survey of Iran scale 1:100,000.
- Zeng, N., Izawa, E., Motomura, Y. and Lai, L., 2000. Silver minerals and paragenesis in the Kangjiawan Pb\Zn\Ag\Au deposit of the Shuikoushan mineral district, Hunan Province, China. *Can. Mineral.* v. 38, p. 11-22.