

Original Research Paper

An approach to the origin of the Nineh Lead-Zinc deposit, the north of Mahallat, Markazi Province; insight from mineralogical, fluid inclusion and stable isotope (C-O-S) studies

Shayan Akrami¹, Mohammad Ali Aliabadi^{1*}, Mohammad Reza Hazareh², Abbas Askari¹, and Tayebbeh Ramezani³

¹ Department of Earth Science, Mahallat Branch, Islamic Azad University, Mahallat, Iran

² Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

³ Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 November 13

Accepted: 2022 June 27

Available online: 2023 March 21

Keywords:

Lead-zinc deposit

Malayer-Esfahan metallogenic belt

Mississippi Valley type

Fluid inclusion

Nineh

ABSTRACT

Nineh Pb-Zn deposit is located in the east of the Markazi province, in the Middle to Upper Jurassic rock units of the Malayer-Esfahan metallogenic belt. Stratified and epigenetic mineralization, in the form of veins, replacement and open spaces filling, including the main minerals of galena, sphalerite and barite accompanied by dolomite and siliceous alterations are observed. The microthermometry results of fluid inclusions in calcite and barite, display mean homogenization temperature of about 168.6°C and 127.3°C, and a mean salinity of 5.7 and 13.9 wt. % NaCl equiv., respectively, which indicates slight difference in their formation conditions. The homogenization temperature versus salinity diagram suggests a basinal brine fluid mineralizer and mixing and cooling processes for the mineralization. The values of $\delta^{34}\text{S}$ in galena and sphalerite (7.5‰ to 21.5‰) of this deposit are similar to the values of $\delta^{34}\text{S}$ in the upper Mississippi deposits, indicating the supply of sulfur during the process of thermochemical reduction of sulfate. The values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (-9.2 to -11.2‰) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (0.1 to 0.5‰) of the calcite veins indicate a multi-origin of oxygen, and the origin of carbon from dissolved and remobilized marine carbonates. According to the evidence obtained during this study, the Nineh deposit can be classified as the Mississippi Valley type deposits, which was formed during the orogeny processes and the movement of basinal brine fluids.

1. Introduction

The main carbonate -hosted Pb-Zn deposits of Iran are divided into 4 areas: (1) Malayer-Esfahan metallogenic belt (MEMB), (2) the Central Iranian geological zone (CIMB), (2) Yazd-Anarak metallogenic belt (YAMB), (3) and a few deposits in the Central Alborz metallogenic belt (CAMB) (Rajabi et al., 2012).

The Nineh Pb-Zn deposit is located in Malayer-Esfahan metallogenic belt (MEMB) and Sanandaj-Sirjan zone (SSZ) which is one of the structural zones of Iran characterized by extensive magmatic and metamorphic events (Mohajjel et al., 2003). The goal of the present study is to provide new insights into fluid evolution,

* Corresponding author: Mohammad Ali Aliabadi; E-mail: geo.aliabadi@gmail.com

Citation:

Akrami, Sh., Aliabadi, M. A., Hazareh, M. R., Askari, A., and Ramezani, T., 2023. An approach to the origin of Nineh Lead-Zinc deposit, North Mahallat, Markazi Province; using mineralogical, fluid inclusion and stable isotope (C-O-S) studies. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(1), 127, 197-212. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.314372.1951>.

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

doi: 10.22071/gsj.2022.314372.1951

 dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.1.1.8



metal sources, and genesis mechanisms of the deposits through mineralogical, isotopic and fluid inclusion studies of a member of MEMB Pb-Zn deposits, Nineh deposit.

2. Geology

Generally, the MEMB Pb-Zn deposits are limited by 3 stratigraphic units: (1) the Jurassic shale and sandstone Shemshak Formation, (2) the Cretaceous carbonate with sandy and silty dolomites to massive limestone, (3) and the cretaceous interlayered of shale and carbonate (Rajabi et al., 2012).

The Nineh Pb-Zn deposit is located in the north of Nineh Village, Markazi Province and south of the Kahak quadrangle map (Qalamqash and Babakhani, 1995) within middle-Jurassic limestone and lower- Cretaceous dolomitic rocks at elevation around 2260 to 2370m. The Nineh ore body with an estimated area of about 25m by 100m has a grade of 3% Pb.

3. Research methodology

After field geological survey, 32 samples were collected from ore and host rocks for mineralogical study. Fifteen doubly polished sections were prepared from the representative calcite and barite samples for the petrographic study and microthermometric measurements at the University of Lorestan using a Linkam THMS600 Stage and ZEISS microscope with a temperature range of -196 to $+600$ °C and a precision of ± 0.2 °C and ± 0.1 °C. The fluid inclusion data analyzing were accomplished by Flincor (Brown, 1989), and AqSoWHS computer programs (Bakker, 2011).

Moreover, for Carbon, Oxygen and Sulfur isotope analyses, four appropriate calcite and nine pyrite and chalcopyrite samples of the main mineralization stage were handpicked using binocular microscope and ground by an agate mortar. The prepared samples were sent to stable isotope laboratory, Arak University by isotope ratio mass spectrometer (IRMS) for isotope analysis.

4. Results and Discussion

Studies of mineral textures and relations display four main mineralization stages in the Nineh deposit: pre-mineralization, Main-mineralization, late-mineralization and post-mineralization stages.

Fine-grained quartz, dolomite and minor pyrite and galena rapidly precipitate at the first stage and replace the host carbonate rocks. Next tectonic movements as well as extensive dolomitization provide required spaces for ore precipitation of the main stage which is characterized with veins containing galena, sphalerite, pyrite in addition coarse-grained quartz and calcite. Crosscutting of the former minerals by calcite, dolomite and quartz veinlets and oxidizing of them to hematite, goethite, cerussite and anglesite are features of the late and post-

mineralization stages, respectively.

Four inclusion types were distinguished by petrographic study:

1. Monophase vapor (V) fluid inclusions with size ranging from from 1 to 10 μm with a mode of 3 to 5 μm .
2. Monophase liquid (L) fluid inclusions. The size of the inclusions differs from 1 to 10 μm , mostly 3-5 μm in size.
3. Liquid-rich two-phase (LV), with liquid to vapor ratio of about 0.6. The inclusions range in size between 2 and 30 μm , with majority of 3 to 7 μm .
4. Vapor-rich (VL) two-phase fluid inclusions with liquid to vapor ratio less than 0.4 and size between 5 and 20 μm .

The liquid-rich (LV), fluid inclusions trapped in barite homogenize at temperatures between 77 and 186.8°C, with a peak between 107 and 137°C, whereas the homogenization temperatures of calcite Fluid inclusions are 141.3-238.5 °C with a mode between 150 and 170 °C.

The final ice melting temperatures (T_{m-ice}) of barite fluid inclusions are between -15.3 and -7.3 °C, consistent with a corresponding to salinities of 10.8 - 19.2 wt. % NaCl equivalent. The T_{m-ice} of calcite fluid inclusions are from -7.6 to -0.5 °C, corresponding to salinity of about 0.8-11.2 wt. % NaCl equivalent.

The salinity mode values are 4 - 6 wt. % NaCl for the calcite fluid inclusions and 12.9 -14.9wt% NaCl for barite fluid inclusions. Furthermore, the first melting temperature of ice (T_e) is from -26.5 to -16.2 °C for barite fluid inclusions, and -7.6 to -0.5 °C for calcite fluid inclusions.

In the Salinity versus homogenization temperature diagram, most of the fluids lie in the basin water and MVT fields. Mixing, cooling and dilution trends are distinct in the diagram. Thus, mixing of the two different fluids of different density, temperature and salinity could have been responsible for the ore mineralization.

A widespread range of $\delta^{34}\text{S}$ values suggests that the sulfur could have been consequence of sedimentary rocks (Hoefs, 2009), or a dynamic fractionation by numerous mechanisms in a single reservoir or physico-chemical instabilities (T , fO_2 , pH, etc.) (Seal, 2006) or a mixture of various sources (Ohmoto, 1997).

Though the average of $\delta^{34}\text{S}$ values of the sulfides is 15.78 ‰, which could be implied that the sulfide minerals were formed by fluids whose sulfur was sourced from Cretaceous marine sulfate (15.3-20.2 ‰) (cf

On the other hand, according to the carbon and oxygen isotope values of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ diagram, the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the calcite samples are outside the value range for mantle (Taylor et al., 1967). The samples have lower oxygen isotope composition than those of the marine carbonate and sedimentary rocks.

5. Conclusion

Nineh deposit is a stratabound and epigenetic carbonate-hosted lead-zinc deposit dominantly happened as veins/veinlet in the lower Cretaceous carbonate rocks, similar to MVT deposits. But the total homogenisation temperature (T_h) and salinity of MVT ore fluids are usually less than 200 °C and about 15 wt% NaCl equiv,

while the Nineh deposit fluids relatively have higher temperature and low salinity similar to those of Ravanj deposit in Iran and SYG metallogenic province of China. Consequently, the deposits are genetically MVT deposits formed by fluid-mixing between a saline and metalliferous hot fluids and a cooler and diluted sulfate-rich fluid in the fractures and lithologic boundaries after a large-scale circulation within different rocks, but possibly more fluid circulation due to orogenic events causes high metal concentrations. A mixed source of $\delta^{18}\text{O}$ values resulted from dissolution and a wide range of sulfur isotope composition, despite $\delta^{13}\text{C}$ values comparable to those originated from marine carbonate, confirm the results.

رهیافتی بر منشأ کانسار سرب و روی نینه محلات، استان مرکزی با استفاده از مطالعات کانی‌شناسی، میانبارهای سیال و ایزوتوپ پایدار (C-O-S)

شایان اکرمی^۱، محمدعلی علی‌آبادی^{۱*}، محمدرضا هزاره^۲، عباس عسکری^۱ و طیبه رضانی^۲

^۱ گروه علوم زمین، واحد محلات، دانشگاه آزاد اسلامی، محلات، ایران

^۲ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

چکیده

کانسار سرب و روی نینه در خاور استان مرکزی، در واحدهای ژوراسیک میانی تا بالایی کمر بند فلز زایی ملایر- اصفهان قرار دارد. کانه‌زایی چینه کران و دیرزاد، در اشکال رگه‌ای، جانشینی و پرکننده فضاهای باز شامل کانه‌های اصلی گالن، اسفالریت و باریت با همراهی دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی دیده می‌شوند. نتایج ریزدماسنجی میانبارهای سیال باریت و کلسیت به ترتیب دمای همگن‌شدگی ۱۲۷ و ۱۶۸ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۳/۹ و ۵/۷ را نشان می‌دهد که گویای شرایط تشکیل کمی متفاوت است. نمودار دمای همگن‌شدگی به شوری، یک سیال شورابه‌ای حوضه‌ای و فرایندهای اختلاط و سرد شدن را برای کانه‌زایی پیشنهاد می‌نماید. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در گالن و اسفالریت (۷/۵% تا ۲۱/۵%) نینه ضمن تشابه با مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ ذخایر می‌سی‌سی‌پی بالایی گویای تأمین گوگرد طی فرایند احیای ترموشیمیایی سولفات می‌باشد. مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (-۹/۲% تا -۱۱/۲%) و $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (۰/۱% تا ۰/۵%) رگه‌های کلسیتی محدوده گویای چندمنشأ بودن اکسیژن و منشأ گرفتن کربن از کربنات‌های دریایی حل شده و مجدداً متحرک شده می‌باشد. با توجه به شواهد به‌دست آمده طی این مطالعه، می‌توان کانسار نینه را در زمره کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی دانست که طی فرایندهای کوهزایی و به‌حرکت درآمدن شورابه‌های حوضه‌ای شکل گرفته است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۸/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۴/۰۶

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:

کانسار سرب و روی

کمر بند فلز زایی ملایر- اصفهان

نوع دره می‌سی‌سی‌پی

میانبار سیال

نینه

۱- پیش‌نوشتار

ذخایر سرب و روی با میزبان کربناته گروه مجزایی از ذخایر به میزبانی انواع گسترده‌ای از سنگ‌های کربناته و سیلیسی-آواری هستند و ارتباط زایشی مشخصی با فعالیت‌های آذرین ندارند. این ذخایر مهم‌ترین منابع سرب و روی

شده سن ژوراسیک میانی را برای آن در نظر گرفته‌اند. مطالعه چینه‌شناسی بر روی این واحد نشان می‌دهد که از پایین به بالا از زیرواحدهای ماسه‌سنگ زیرین، دولومیت زیرین، سنگ‌آهک زیرین، دولومیت میانی، سنگ‌آهک میانی، شیل فسیل‌دار، دولومیت بالایی و سنگ‌آهک بالایی تشکیل شده است. واحد بعدی که به صورت دگرشیب بر روی واحدهای قدیمی تر قرار گرفته است، واحد قاعده‌ای کرتاسه با سنگ‌شناسی، کنگلومرا، ماسه‌سنگ‌های درشت‌دانه و ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی با رنگ قرمز می باشد (K^c). پس از آن، واحد کربناته کرتاسه (Kl) به صورت هم‌شیب بر روی کنگلومرای قاعده‌ای کرتاسه قرار می‌گیرد (شکل ۲- a و b).

کهن‌ترین رسوب‌های ترشیری در منطقه متعلق به اتوسن آغازی است و هیچ‌گونه اثری از ته‌نشست‌های پالئوسن وجود ندارد. طی زمان اتوسن ردیفی از سنگ‌ها با خاستگاه رسوبی و آتشفشانی تشکیل شده‌اند که شامل کنگلومرا، واحدهای آتشفشانی (دارای افق ایگنمبریتی)، مارن و ماسه سنگ و توف و شیل می‌باشند. پس از آن، با پیشروی دریا و ایجاد دریایی کم‌ژرفا در زمان الیگومیوسن، سازند قم که بیشتر آهکی است، تشکیل می‌گردد.

جوان‌ترین واحدهای منطقه یادگانه‌های آبرفتی و مخروط افکنه‌های جوان دشت است. این ته‌نشست‌ها شامل مواد آواری سخت نشده یا کمی سخت شده می‌باشد که از فرسایش واحدهای سنگی قدیمی تر به‌ویژه آبرفت‌های قدیمی به‌وجود آمده‌اند. در شمال‌خاور منطقه، در محل کوه سیاه توده نفوذی نیمه‌ژرف با ترکیب گرانیت تا گرانودیوریت و سن اتوسن پایانی تا الیگوسن آغازین واحدهای قدیمی تر را قطع کرده است. هرچند در محل تماس این توده با سنگ‌های اطراف، در شمال توف‌های دگرگون شده، در خاور اسکارن و در باختر ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده دیده می‌شوند. اما تأثیرات توده بسیار محدود بود و سنگ‌های یاد شده گسترش ناچیزی دارند. همان‌گونه که در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۱- b, c) مشخص می‌باشد، گسل‌های باروندهای شمال‌باختر- جنوب‌خاور، شمال‌خاور- جنوب‌باختر و خاوری- باختری در منطقه معدنی دیده می‌شوند. بررسی‌های جزئی تر نشان می‌دهد دو گسل کوچک که دارای روند شمال‌خاور- جنوب‌باختر می‌باشند، از محدوده معدنی عبور می‌کنند، به‌نحوی که می‌توان گفت یکی از این گسل‌ها از محل تونل اکتشافی قدیمی که براساس رگه پرعیار سرب حفر شده است، عبور می‌کند.

۳-۲- کانه‌زایی

مطالعه محدوده معدنی نشان می‌دهد که کانه‌زایی سرب و روی در زیرواحدهای دولومیتی و سنگ‌آهک بالایی (واحد کربناته دولومیتی شده ژوراسیک میانی (J)) رخ داده است (شکل ۲- a و b). کانه‌زایی باریت متفاوت بوده و در بخش مرزی سنگ‌آهک بالایی با واحد قاعده‌ای کرتاسه زیرین و به صورت عدسی دیده می‌شود (شکل ۲- c). کانه‌زایی سرب- روی به صورت چینه‌کران و بافت رگه‌ای، رگچه‌ای، جانشینی و به‌ندرت ریزلایه‌ای دیده می‌شود.

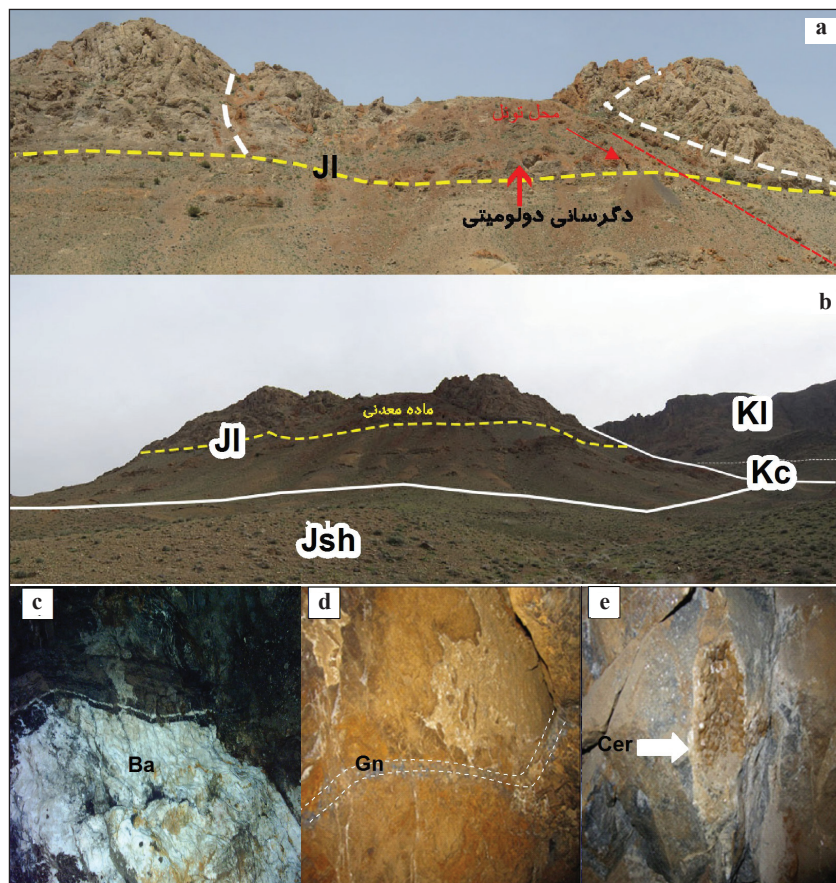
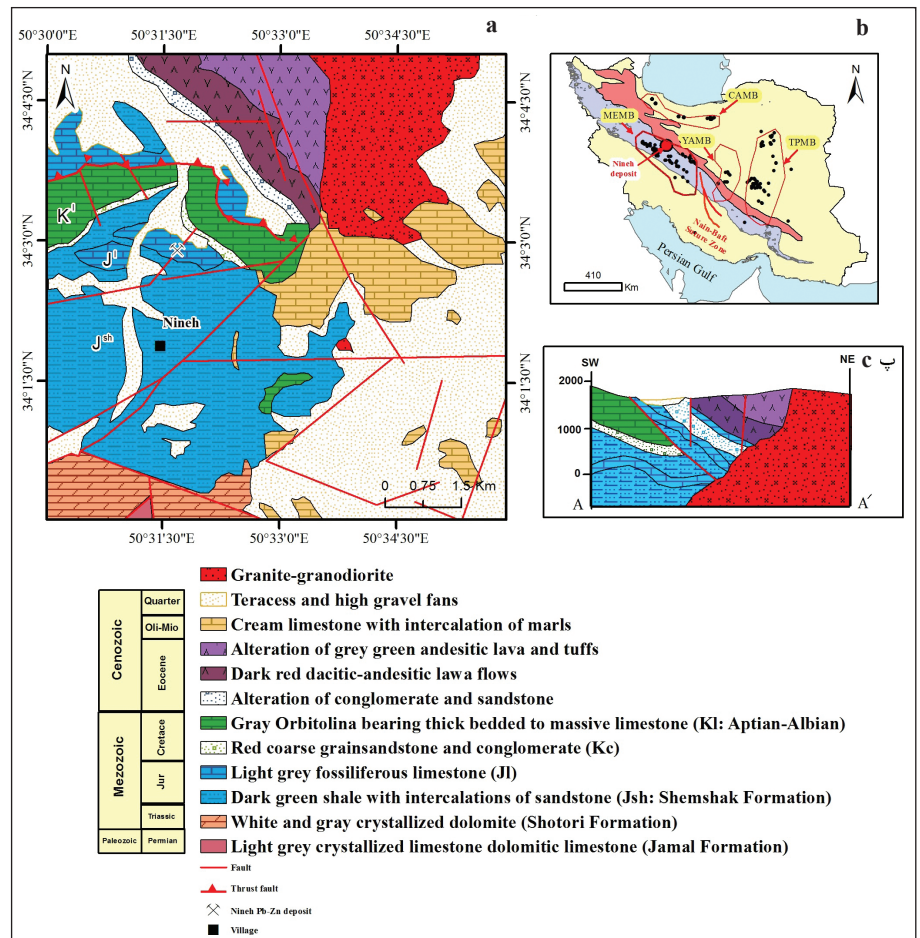
در تونل استخراجی که در محل اصلی‌ترین رگه معدنی سرب- روی‌دار منطقه حفر گردیده است، ۲ رگه اصلی و چند رگه فرعی حاوی کانی‌های گالن، اسفالریت، انگلریت، سروزیت و کلسیت و دولومیت و کوارتز دیده می‌شود (شکل ۲- d و e). در سینه کارهای استخراجی، رگه‌ها دیده نشده و کانسنگ بیشتر به صورت پراکنده حفرات خیلی ریز و رگه‌های مویین و جانشینی (شکل ۳- j) دیده می‌شود.

دگرسانی‌های سیلیسی و کربناتی (دولومیتی) در بخش‌های مختلف کانسار با گسترش و شدت متفاوت دیده می‌شوند. گسترده‌ترین دگرسانی روی‌داده که بر روی تصاویر محدوده معدنی (شکل ۲- a) و تصاویر میکروسکوپی (شکل ۳- i و j) مشخص است دگرسانی دولومیتی می‌باشد. این دگرسانی، با کانه‌زایی به‌ویژه در زیر واحد آهک بالایی همراه است و فضاهای لازم برای ته‌نشینی کانه را فراهم کرده است. سیلیسی شدن دگرسانی بعدی است که به‌صورت ریزدانه در بخش‌های کانه‌زایی شده سنگ و به‌صورت رگچه‌های میکروسکوپی در سنگ دیده می‌شود.

هکتار دارد. متوسط عیار سرب و روی آن ۰/۵ تا ۳ درصد می باشد. در این مطالعه سعی بر آن است که عوامل مؤثر بر کانه‌زایی سرب و روی و باریت در کانسار نینه با استفاده از مطالعات کانی‌شناسی، ایزوتوپی و میان

شکل ۱- موقعیت کانسار نینہ در (a) کمربند فلززایی سرب - روی ملایر- اصفهان (Rajabi et al., 2012). (b و c) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی منطقه نینہ و مقطع زمین شناسی آن (Qalamqash and Babakhani, 1995).

Figure 1. Location of Nineh deposit in a) Malayer-Esfahan Pb-Zn metallogenic belt (MEMB) (Rajabi et al., 2012) and, b,c) Nineh 1/100000 geology map and vertical section of it (Qalamqash and Babakhani, 1995).



شکل ۲- (a) همراهی کانه‌زایی با دگرسانی دولومیتی در واحدهای آهکی ژوراسیک میانی تا بالایی (Jl)؛ (b) واحدهای چینه شناسی محدوده معدنی و موقعیت بخش‌های کانه‌دار در بخش‌های بالایی واحد Jl. (دید به سمت شمال خاور)؛ کانه‌زایی مشاهده شده در تونل اکتشافی (c) و عدسی باریت؛ (d) رگه گالن (Gn). (e) سروزیت (Cer) حاصل از کربناتی شدن گالن.

Figure 2. a) Association of mineralization with dolomite alteration in Middle to Upper Jurassic limestone rock units (Jl); b) The stratigraphic

۴- کانی‌شناسی و توالی پاراژنری

کانه‌های این کانسار، شامل کانی‌های اولیه، گالن، اسفالریت و باریت به همراه مقادیر ناچیزی پیریت و تتراهدريت و کانی‌های ثانویه گوتیت، سروزیت، انگلریت، کوولیت و... است که در ادامه به توصیف آن می‌پردازیم.

۴-۱- کانی‌های اولیه

– **گالن:** گالن فراوان‌ترین کانی فلزی کانسار نینه به شمار می‌رود که اکثراً نیمه‌شکل‌دار بوده و به صورت افشان، توده‌ای، رگچه‌ای، سیمان بین بلورهای تشکیل دهنده سنگ، پرکننده فضاهای خالی و حفرات بین بلورهای دولومیت، پرکنندگی و جانشینی سنگ میزبان، پرکننده حفرات و خلل و فرج کارستی مشاهده می‌شود. دانه‌های بلورین و پراکنده گالن در متن میکرایتی که به صورت پراکنده در داخل یا در مرز میان بلورهای کلسیت و معمولاً همراه پیریت مشاهده می‌گردد. معمولاً اندازه دانه‌ها بین ۲۰ تا ۵۰ میکرومتر در تغییر است (شکل ۳-۳، c، d و e).

– **اسفالریت:** اسفالریت دومین کانه موجود در این کانسار است که به صورت مجزا یا همراه با گالن و یا به صورت ادخال در آن ظاهر می‌شود، که به صورت دانه‌های تقریباً گرد، بیضوی و گاهی کرمی شکل و خمیده است و همانند سایر ادخال‌ها رشد هم‌زمانی با گالن را نشان می‌دهد (شکل ۳-۳، a).

پیریت یکی از کانی‌های فرعی در این کانسار می‌باشد که به‌ندرت در نمونه‌ها دیده می‌شود. پیریت‌های کاتاکلاستیک در بیشتر مقاطع صیقلی نسبتاً فراوان است. این پیریت‌ها خردشدگی شدیدی را نشان داده و سیمانی از گالن بین قطعات را پر کرده است. بلورهای درشت پیریت پس از تشکیل، بر اثر اعمال تنش‌های مختلف و به دلیل مقاومت کم پیریت و نبود خاصیت جریان خمیری، خرد شده و سایر سولفیدها که به علت خاصیت خمیری خود جریان پیدا نموده‌اند (مثل گالن) فضای خالی بین این قطعات خرد شده را پر می‌نمایند و به صورت سیمانی آنها را در بر می‌گیرند (Ramdohr, 1969).

– **سروزیت:** سروزیت یک کانی کربناته سرب است که در کانسار نینه فراوان دیده می‌شود. این کانی زمانی که گالن تحت تأثیر شرایط اکسایشی (آب و هوای جوی) قرار بگیرد (شکل ۲-۲ و ۳-۳، b)، تشکیل می‌گردد (Keim and Markl, 2015). به عبارت دیگر، سروزیت محصول اکسیداسیون گالن در یک محیط قلیایی است (Dunham, 1937).

تشکیل سروزیت ابتدا در امتداد سطوح رخ، شکستگی‌ها یا مرز میان دانه‌های دوباره متبلور شده گالن شروع شده و سپس به اطراف رشد می‌کند و به تدریج به داخل گالن پیشروی می‌کند و بلورهایی از گالن را در بر می‌گیرد.

– **انگلریت:** انگلریت حاصل اکسایش گالن در یک محیط اسیدی می‌باشد (Vaughan and Ixer, 1980). همچنین، گالن ممکن است به‌وسیله سولفات فریک نیز به انگلریت اکسید تبدیل گردد.

این کانی با بافت حاشیه‌ای به صورت قشرهای متناوب در اطراف کانی گالن دیده می‌شود که معمولاً سروزیت آن را همراهی می‌کند (شکل ۳-۳، f).

۴-۲- هماتیت و اکسیدهای ثانوی آهن

از ترکیبات ثانوی آهن‌دار می‌توان به گوتیت، هماتیت و لیمونیت اشاره کرد. این کانی‌ها عمدتاً از هوازدگی پیریت حاصل شده‌اند. در برخی موارد تنها بخش‌هایی از کانی قبلی سالم مانده است ولی گاهی اکسیداسیون شدید عمل نموده و تمام کانی به هماتیت و یا سایر اکسیدهای ثانوی آهن تبدیل گردیده است و کانی ثانویه، شکل و قالب کانی قبل را نشان می‌دهد (شکل ۳-۳، c).

– **تتراندريت:** این کانی به صورت ادخال‌هایی در درون گالن و ارتباط نزدیک با آن یافت می‌شوند (شکل ۳-۳، d).

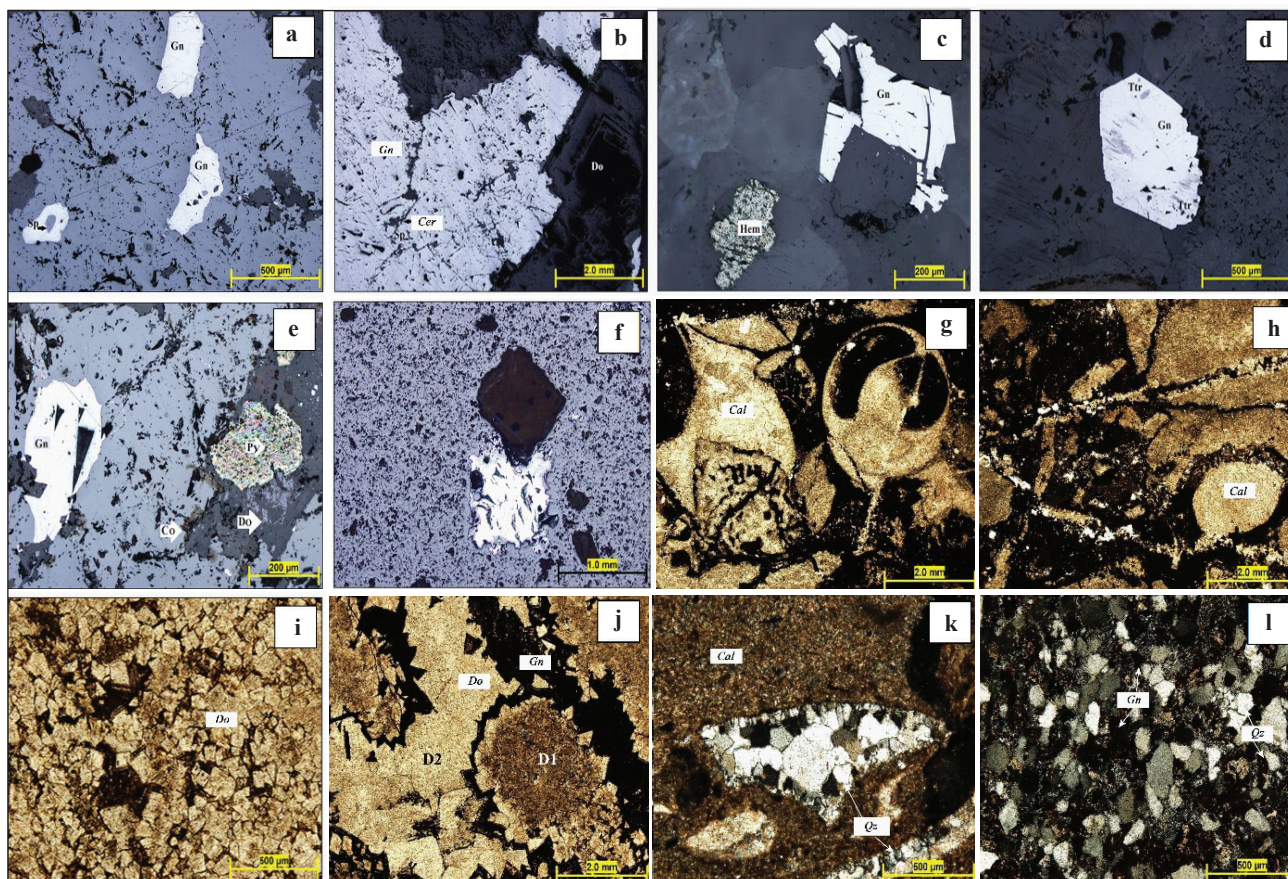
– **کوولیت:** این کانی با فرمول CuS بیشتر بر روی گالن در زون اکسایشی و به طور

معمول در زون سیمانی شدن تشکیل می‌گردد (شکل ۳-۳، e). علت به وجود آمدن این کانی، وجود مقادیر ناچیز کالکوپیریت همراه با گالن می‌

دارند (شکل ۵-ب). اندازه آنها از ۵ تا ۲۰ میکرومتر تغییر می‌کند. فراوانی این میانبارها در نمونه‌ها کم است. میانبارهای دو فاز غنی از بخار اغلب به صورت منفرد و به مقدار کمتر به صورت تجمعات مشاهده می‌گردد. شواهد جوشش و همزیستی میانبارهای دو فاز غنی از مایع با این میانبارها در این نمونه دیده نمی‌شود.

تغییر می‌کند که بازه ۳ تا ۷ میکرومتر بیشترین فراوانی را دارند. این میانبارها با اشکال نامنظم و بیضوی مشاهده شده‌اند. شواهد جوشش سیالات در این نمونه‌ها مشاهده نگردید.

۴. میانبارهای دو فاز غنی از بخار (VL): در این میانبارها حجم فاز بخار بیش از ۶۰ درصد حجم میانبار می‌باشد. این میانبارها اغلب اشکال نامنظم و بیضوی



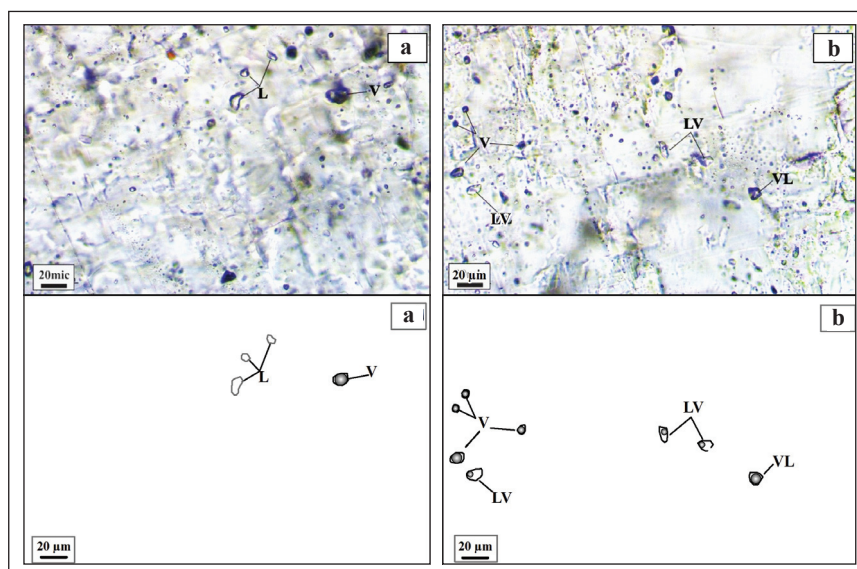
شکل ۳- تصاویر نوری انعکاسی (a) دانه‌های پراکنده اسفالریت (Sp) در داخل گالن (Gn); (b) گالن در زمینه‌ای از دولومیت (Do) رومبوند دارای زون‌بندی. بافت‌های جانشینی حاشیه‌ای، رخی و دندریتی دیده می‌شود؛ (c) هماتیت (Hem) به همراه گالن در زمینه‌ای از دولومیت؛ (d) گالن حاوی میانبارهای تتراهدریت (Ttr) با توجه به شکل رومبوند احتمالاً جایگزین کلسیت شده است؛ (e) گالن دارای پیت‌های مثلی به همراه کوولیت (Co) و پیریت (Py) در زمینه‌ای از دولومیت؛ (f) بلور پیریت که گوتیتی شده است. تصویر نوری عبوری نشان‌دهنده (g و h) جایگزینی گالن در حفرات حاصل از انحلال فسیل‌ها و فضای بین قطعات بیوکلاست کلسیتی (Cal) میزبان که گویای تأخر کانه‌زایی نسبت به فعالیت‌های رسوب‌گذاری می‌باشد؛ (i) دولومیت دانه‌درشت (D2)؛ (j) رگه گالن در زمینه دو نسل از دولومیت‌ها؛ (k) رگه و فسیل کاملاً سیلیسی شده (Qz) مربوط به مراحل کانه‌زایی؛ (l) گالن در بین دانه‌های کوارتز.

Figure 3. Reflected light photomicrographs of a) disseminated Sphalerite (Sp) in Galena (Gn); b) Galena (Gn) and Cerussite (Cer) within the groundmass of zoned dolomite (Do). Marginal, cleavage and dendritic replacement textures are seen; c) galena and hematite (Hem) in dolomite; d) Galena containing tetrahydrite (Ttr) inclusions, probably replaced calcite due to its rhomboidal shape. e) galena with clear triangular cleavage pits accompanied with pyrite (Py) and covellite (Co) within dolomite, f) replacing of pyrite by goethite (Gth). Transmitted light photomicrograph of g, h) The replacement of galena in the cavities resulting from the dissolution of fossils and the open space filling in calcite bioclast (Cal) of the host, which show epigenetic mineralization of Ore; i) Coarse-grained dolomite (D2); j) Galen vein in the context of two generations of dolomites; k) Completely silicified vein and fossil (Qz) related to the stages of mineralization, l) galena between quartz (Qz) grains.

Ore Minerals	Stages			
	Pre-mineralization	Main-mineralization	Late-mineralization	Post-mineralization
Calcite	D1	D2		
Dolomite				
Quartz				
Galena				
Sphalerite				
Pyrite				
Tetrahedrite				
Covellite				
Barite				
Cerussite				
Anglesite				
Goethite				
Hematite				

شکل ۴- توالی پاراژنری کانی‌های اصلی موجود در کانسار نینه.

Figure 4. Mineral Paragenesis of main minerals in Nineh deposit.



شکل ۵- انواع میانبار سیال در نمونه‌های مورد مطالعه. (a) میانبار تک فاز مایع و میانبار تک فاز گازی. (b) دو فاز غنی از مایع و دو فاز غنی از بخار.

Figure 5. Different fluid inclusion types of Nineh deposit, a) monophase vapor (V) and monophase liquid (L) fluids, b) Liquid-rich (LV) and Vapor-rich fluid inclusion trapped in barite.

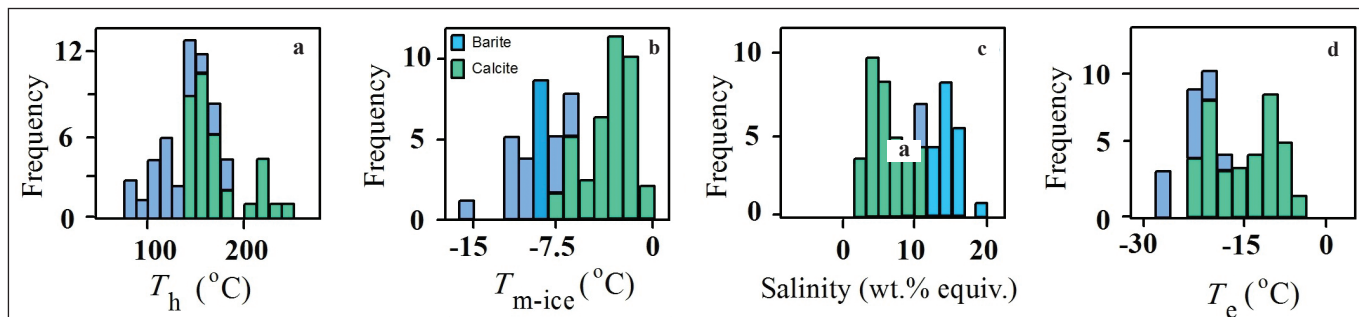
اولین دمای ذوب یخ (T_f) نیز در سیال باریت از ۲۶/۵- تا ۱۶/۲- درجه سانتی گراد در تغییر است اما فراوان‌ترین دمای ذوب اولیه بین ۲۵- و ۲۰- درجه سانتی گراد می‌باشد. این مقدار در سیال مربوط به کلسیت ۲۱/۸- تا ۴/۲- درجه سانتی گراد با فراوان‌ترین دما در حدود ۱۰- درجه سانتی گراد متغیر است (شکل ۶-د). دمای اولیه ذوب یخ پایین‌تر در سیالات باریت می‌تواند افزون بر حضور سدیم، بیانگر شراکت کاتیون‌های دوظرفیتی دیگر مانند کلسیم در محلول کانی‌ساز باشد (Goldstein and Reynolds, 1994).

چگالی سیال در این میانبارها از ۰/۹۷ تا ۱/۰۸۲ gr/cm³ تغییر می‌کند و بیشترین فراوانی چگالی سیالات بین ۱/۰۳ تا ۱/۰۸ gr/cm³ می‌باشد. در صورتی که چگالی سیال به‌دام افتاده در کلسیت ۰/۸۵ تا ۰/۹۹ gr/cm³ با بیشترین فراوانی ۰/۹ تا ۰/۹۵ gr/cm³.

بر طبق نتایج حاصل از ریز حرارت‌سنجی (جدول ۱)، در نمونه‌های باریت مورد مطالعه، میانبارهای دو فاز غنی از مایع دماهای همگن شدن از ۷۷ تا ۱۸۶/۸ درجه سانتی گراد تغییر می‌کند که بیشترین فراوانی مربوط به دمای ۱۰۷ تا ۱۳۷ درجه سانتی گراد می‌گردد اما در کلسیت دما همگن‌شدگی از ۱۴۱/۳ تا ۲۳۸/۵ درجه سانتی گراد با بیشترین فراوانی ۱۵۰ تا ۱۷۰ درجه سانتی گراد متغیر است (شکل ۶-ا). دمای نهایی ذوب یخ در سیال مربوط باریت ۱۵/۳- و ۷/۳- درجه سانتی گراد و در کلسیت از ۷/۶- تا ۰/۵- درجه سانتی گراد تغییر می‌کند (شکل ۶-ب). نمودار فراوانی- شوری، بیشترین فراوانی شوری سیال به‌دام افتاده در باریت را در محدوده ۱۲/۹ تا ۱۴/۹ درصد وزنی معادل نمک طعام به نمایش می‌گذارد، در صورتی که این مقدار برای کلسیت حدود ۴ تا ۶ درصد وزنی معادل نمک طعام است (شکل ۶-ج).

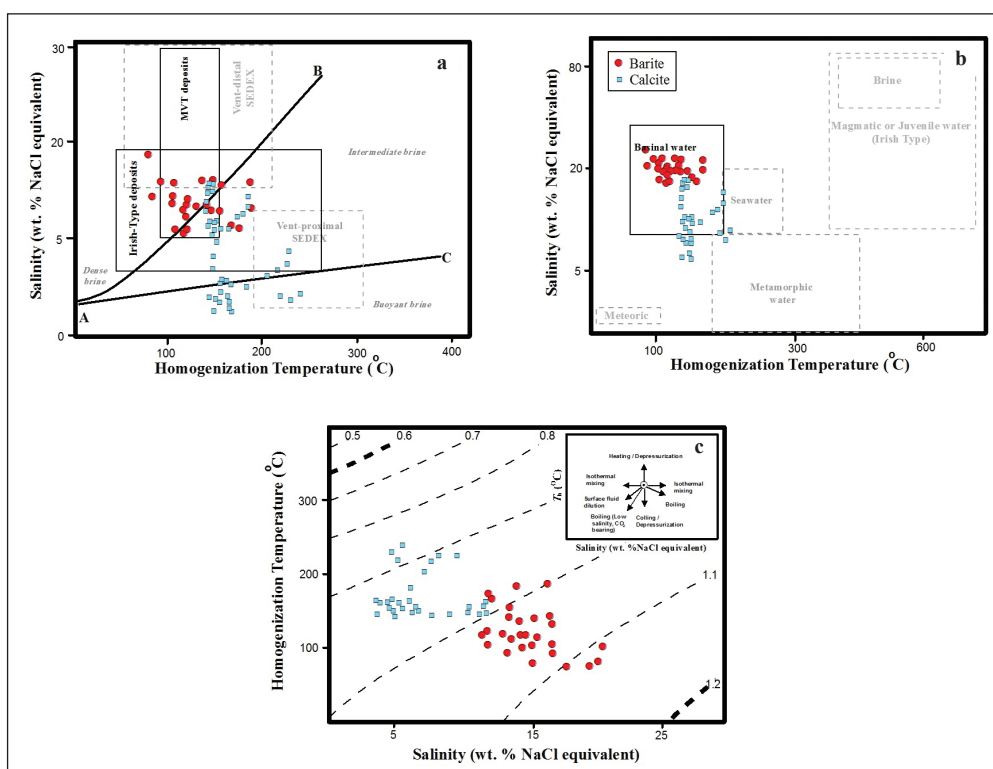
کلسیت باشد. در نمودار شوری به دمای همگن‌شدگی (شکل ۷-ا و ۷-ب) بیشتر سیالات در میدان ذخایر MVT و آب حوضه‌ای واقع می‌شوند. در شکل ۷-ج روند کلی اختلاط و سرد شدن را می‌توان تشخیص داد.

است (شکل ۷-ج). بنابراین، بر اساس شواهد موجود، سیال به‌دام افتاده در باریت چگال‌تر، شورتر، دما پایین‌تر و نیز حاوی کاتیون‌های بیشتری است و این می‌تواند بیانگر برهمکنش بیشتر سیالات آن با سنگ دیواره نسبت به سیالات به‌دام افتاده در



شکل ۶- نمودار فراوانی داده‌های حاصل از مطالعه میانبارهای سیال در نمونه‌های کلسیت و باریت کانسار نینه، (ا) دمای همگن‌شدگی؛ (ب) دمای ذوب نهایی یخ؛ (ج) شوری، (د) اولین دمای ذوب یخ.

Figure 6. Histograms of data from fluid inclusion study in calcite and barite samples from Neineh deposit, a) homogenization temperature, b) final melting temperature of ice, c) salinity and d) first melting temperature of ice.



شکل ۷-ا) تفکیک انواع کانسارهای سرب و روی بر اساس نمودار دما - شوری (Wilkinson, 2001) و قرارگیری کانسار نینه در محدوده ذخایر MVT. (ب) تفکیک سیالات کانه‌زا بر اساس نمودار دما - شوری کسler (Kesler, 2005) و قرارگیری سیالات کانه‌زای کانسار نینه در محدوده آب‌های درون حوضه‌ای. (ج) فرایندهای مؤثر بر رسوب کانه‌ها از سیالات گرمابی بر اساس نمودار دما - شوری ویلکینسون (Wilkinson, 2001) که در کانسار نینه عمدتاً فرایندهای مخلوط‌شدگی سیالات و کاهش دما در رسوب کانه مؤثر بوده است.

Figure 7. a) Separation types of lead and zinc deposits based on the temperature-salinity diagram (Wilkinson, 2001) and the location of the Nineh deposit in the range of MVT deposits. b) Separation of ore-forming fluids based on temperature-salinity diagram (Kesler, 2005) and placement of the ore-forming fluids of the Nineh deposit in the basinal waters. c) Processes affecting the precipitation of ores from hydrothermal fluids based on temperature-salinity diagram (Wilkinson, 2001) that in the Nineh deposit, the processes of fluid mixing and cooling were important in ore mineralization.

جدول ۱- نتایج ریز حرارت سنجی میانبارهای سیال به دام افتاده در کانی‌های باریت و کلسیت کانسار نینه.

Table 1. Microthermometric results of fluid inclusions in calcite and barite samples of Nineh deposit.

Mineral	Number	$T_h(^{\circ}\text{C})$		$T_c(^{\circ}\text{C})$		$T_{m-ice}(^{\circ}\text{C})$		Salinity (wt. % NaCl equiv)	
		Mean	Range	Mean	Range	Mean	Range	Mean	Range
Barite	24	127.3	77-186.2	-21.7	-26.8 to -16.2	-10.1	-15.8 to -7.3	13.9	10.8-19.2
Calcite	36	168.6	141.3-238.5	-13.2	-21.8 to -4.2	-3.6	-7.6 to -0.5	5.7	2-11.2

۶- مطالعات ایزوتوپی

بیشترین تطابق را با سولفیدهای حاصل از فرایندهای رسوبی نشان می‌دهد. میانگین مقادیر این ایزوتوپ گوگرد در نمونه‌های سولفیدی ۱۵/۷۸ در هزار است که با مقادیر معرفی شده برای دریا‌های کرتاسه و سولفات تبخیری‌ها همخوانی دارد (Leach et al., 2005)، اما به صورت دقیق‌تر، وضعیتی تقریباً مشابه از نظر مقدار ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ آب دریای کرتاسه و یا سولفات تبخیری در سه نمونه با مقادیر ۲۱، ۲۱/۵ و ۱۹/۴ در هزار قابل مشاهده است. اما از سوی دیگر، مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ مربوط به گالن و اسفالریت به ترتیب با مقادیر ۷/۵ و ۹/۵ در هزار در حدود بیشتر از ۱۰ در هزار مقادیر سبک‌تری نسبت به مقادیر ارائه شده برای دریای کرتاسه و یا سولفات تبخیری نشان می‌دهد.

در این مطالعه، به منظور ارزیابی منشأ سیال کانه‌ساز، از ایزوتوپ‌های گوگرد در گالن، اسفالریت و باریت و اکسیژن و کربن در کلسیت استفاده شده است که نتایج آنالیز نمونه‌های کانسار نینه در جدول‌های ۲ و ۳، و فراوانی آنها در شکل ۸ نشان داده شده‌اند. بیشترین مقدار $\delta^{34}\text{S}$ در کانی باریت (۴۳/۷ در هزار) و کمترین مقدار در گالن (۷/۵ در هزار) دیده می‌شود که با توجه به ماهیت متفاوت سولفاتی و سولفیدی این کانی‌ها این تفاوت منطقی به نظر می‌رسد. البته، مقدار $\delta^{34}\text{S}$ برای دو کانی سولفیدی همزاد گالن و اسفالریت یکسان نبوده و از ۷/۵ تا ۵/۵ در هزار متغیر می‌باشد (جدول ۲). با توجه به محدوده‌های ایزوتوپی گوگرد در سامانه‌های زمین‌شناسی (Hoefs, 2009) نمونه‌های مورد مطالعه (شکل ۹-ا)

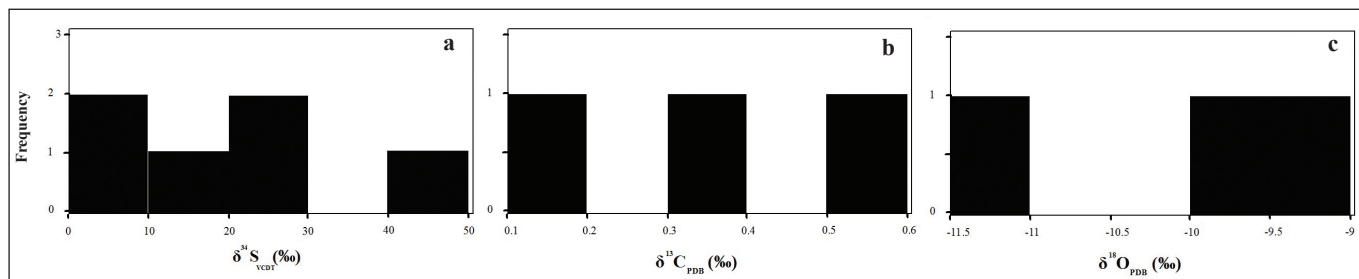
جدول ۲- مقادیر ایزوتوپی ($\delta^{34}\text{S}$ (%)) در نمونه‌های گالن، اسفالریت و باریت مورد مطالعه از کانسار نینه.

Table 2. $\delta^{34}\text{S}$ values of galena, sphalerite and barite samples of the Nineh deposit.

Sample Name	Mineral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}(\text{‰})$	Stdev
AKS1	Galena	7.5	0.2
AKS2	Galena	19.4	0.2
AKS3	Sphalrite	9.5	0.2
AKS4	Sphalrite	21	0.2
AKS5	Sphalrite	21.5	0.1
AKB1	Barite	43.7	0.2

جدول ۳- مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در نمونه‌های کلسیت مورد مطالعه از کانسار نینه.

Table 3. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of calcite samples of the Nineh deposit.



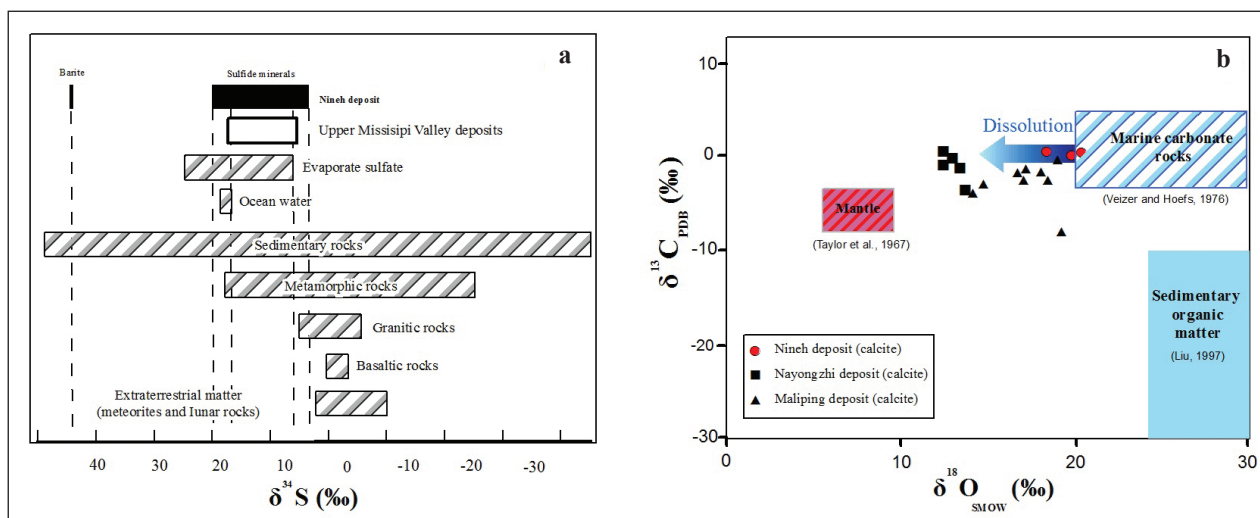
شکل ۸- نمودار فراوانی ایزوتوپ های (a) گوگرد، (b) کربن و (c) اکسیژن.

Figure 8. Histograms of a) sulfur, b) carbon and c) oxygen isotope values.

دریایی (Veizer and Hoefs, 1976) قرار می گیرد. با توجه به نتایج ارائه شده در جدول ۲، مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ نمونه های کلسیت شامل ۱۱/۲۹- تا ۹/۲۶- در هزار است. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ نمونه های مورد مطالعه در حد بالاتر از ترکیب گوشته و کمتر از ترکیب سنگ های کربناته دریایی و مواد آلی رسوبی واقع می شود. بنابراین، اگرچه روند نسبتاً افقی مشاهده شده در شکل ۹- b می تواند بیانگر نقش انحلال از سنگ های کربناته دریایی باشد (Luo et al., 2019)، اما این مطلب، نشان دهنده برهمکنش نسبتاً بالای سیال کانه زای و سنگ دربرگیرنده است (Savard et al., 2000; Li et al., 2015; Zhou et al., 2018).

مقادیر ایزوتوپ $\delta^{34}\text{S}$ برای نمونه های مورد مطالعه کانسار نینه در دو محدوده قرار می گیرد و به طور میانگین ترکیب آب دریای کرتاسه و شورابه های حاصل از تبخیری ها را نشان می دهد (شکل ۹- a).

مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در نمونه های مورد مطالعه کانسار نینه نیز در جدول ۲ آورده شده است. همان گونه که مشاهده می شود، داده ها مقادیری نزدیک به هم (۵۷/۰، ۳۶/۰ و ۱۱/۰ در هزار) دارند. در نمودار مقادیر $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ در برابر مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (شکل ۹- b) مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در محدوده بالاتر از مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ گوشته (Taylor et al., 1967) و مواد آلی رسوبی (Liu, 1997) و در حد سنگ های کربناته



شکل ۹- a) مقایسه مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ گالن و اسفالریت های کانسار نینه (مستطیل مشکی توپر) در مقایسه با مقادیر ایزوتوپی سامانه های مختلف زمین شناسی (مستطیل های مخطط) (Hoefs, 2009) و کانسارهای دره می سی سی پی بالایی (مستطیل های سفید) (Leach et al., 2005)؛ (b) نمودار مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در برابر $\delta^{13}\text{C}$ کلسیت کانسار نینه در مقایسه با مقادیر گوشته (Taylor et al., 1967)، سنگ های کربناته دریایی (Veizer and Hoefs, 1976)، مواد آلی رسوبی (Liu, 1997)، ذخایر نایونگژی (Zhou et al., 2018) و مالیپینگ (Luo et al., 2019).

Figure 9. a) Schematic comparison of $\delta^{34}\text{S}$ values in sulfide, sulfate and barite from Nينه deposit with those of different geological reservoirs (Hoefs, 2009) and upper Missipi valley. b) Plot of $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ vs. $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ value for Nينه calcites in comparison with marine carbonate rocks (Veizer and Hoefs, 1976), mantle (Taylor et al., 1967), sedimentary organic matter (Liu, 1997), Maliping (Luo et al., 2019) and Nayongzhi (Zhou et al., 2018) deposits.

۷- بحث

بافت بیان شده است. بر اساس این نظریه، در نتیجه رژیم چیره فشارشی ناشی از همگرایی صفحات ایران و عربی، و مهاجرت رو به شمال و شمال خاور پهنه ساختاری سندج-سیرجان، فروانش پوسته اقیانوسی ناین-بافت به زیر خردقاره ایران مرکزی

تشکیل ذخایر سرب و روی ایران عمدتاً به زمین درز زاگرس (Liaghat et al., 2000; Ehya et al., 2010) و یا ناین

سانتی گراد است، اما دمای بهینه برای این واکنش حدود ۳۰ تا ۴۰ درجه سانتی گراد می باشد (Jørgensen et al., 1992).

افزون بر این، احیای ترموشیمیایی سولفات ها به وسیله مواد آلی می تواند H_2S با نسبت ایزوتوپی مشابه منشأ سولفات (حدود ۱۵ هزار) و یا کمتر تولید کند. همچنین واکنش های ترموشیمیایی احیای سولفات ها در دمای کمتر از ۱۲۵ درجه سانتی گراد به سبب کنتیک واکنش آهسته چندان مؤثر نیست. از سوی دیگر، احیای باکتریایی سولفات ها بازه تفکیک سولفید-سولفات ۱۵ تا ۶۰ در هزار ایجاد می کند (Goldhaber and Kaplan, 1975)، در صورتی که واکنش های نازیت زاد ترموشیمیایی توسط ترکیبات آلی مقادیر بین صفر تا ۱۰ در هزار ایجاد می کند (Orr, 1974; Kiyosu, 1980). داده های ایزوتوپ گوگرد ذخایر MVT در دو دسته قرار می گیرند که مقادیر بیشتر اکثراً به سولفات ها تعلق دارند و به تفکیک حاصل از احیای نازیت زاد ترموشیمیایی مربوط می شود (Kesler, 1996). بنابراین، احیای ترموشیمیایی سولفات و تبدیل آن به H_2S سازوکار اصلی تولید گوگرد احیایی در کانسار نینه می تواند باشد. وجود لایه های شیل و ماسه سنگ دارای مواد آلی شمشک در فرادیواره این کانسار این حقیقت را پشتیبانی می کند. از سوی دیگر، تهی شدگی مقادیر $\delta^{18}O$ سیالات کانی ساز نینه نسبت به کربنات های دریایی و مواد آلی رسوبی و غنی شدگی نسبت به ترکیب گوشته احتمالاً اهمیت برهمکنش سیال با سنگ دیواره را نشان می دهد (Li et al., 2015).

این ویژگی های ایزوتوپی به همراه دمای بالاتر و شوری کمتر سیال کانه ساز نسبت به ذخایر MVT در ذخایر مختلف از جمله ذخایر ایالات فلزایی سیچوان-یانان-گویو (Zhang et al., 2015; Luo et al., 2019) و یانگتزه چین (Yangtze) (Zhou et al., 2018; Zhou et al., 2013; Li et al., 2015;) (Sichuan-Yunnan-Guizhou) (Luo et al., 2019) (شکل ۹- b و ۱۰) و حتی در نزدیک ترین (حدود ۲۵ کیلومتری) ذخیره سرب و روی نوع MVT به کانسار نینه یعنی ذخیره راونج (Nejadjhadad et al., 2016) نیز مشاهده شده است. این ذخایر با سازوکار ذخایر MVT تشکیل شده اند، با این تفاوت که به علت فعالیت های کوهزایی، بیشتر تحت تأثیر سیالات کانه زا قرار گرفته اند و اغلب غنی شدگی فلزات بیشتری نسبت به ذخایر MVT نشان می دهند (Zhou et al., 2014; Zhou et al., 2018). این موضوع اهمیت مطالعه بیشتر این ذخایر و نیز پی جویی و اکتشاف بیشتر منطقه را نشان می دهد.

آغاز شد. این فاز فشارشی، در نهایت، به بسته شدن حوضه پشت کمائی ناین-بافت در طول فاز کوهزایی لارامید در زمان ماستریشین-پالئوسن انجامیده است (Ghasemi and Talbot, 2006; Azizi and Jahangiri, 2008). در نتیجه این فاز، حوضه های پیش بوم (foreland) در دو طرف زمین درز ناین-بافت توسعه یافتند و بیشتر ذخایر MVT زون های فلزایی سرب و روی در نتیجه حرکت سیالات کانه زا به سمت شمال خاور و شمال باختر تشکیل شدند. ادامه این همگرایی و فاز فشارشی، سبب دگرگونی واحدهای پالئوزوییک و مزوزوییک موجود در زون سندج-سیرجان در حد رخساره های شست سبز تا آمفیولیت و نیز ماگما تیسیم کمائی شد (Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003). ذخایر موجود در کمربند فلزایی ملایر-اصفهان مانند نینه از جمله ذخایر مرتبط با حوضه های یاد شده هستند که در واحدهای کرتاسه و ژوراسیک حاشیه حوضه پیش بوم قرار دارند (Rajabi et al., 2012). بر اساس مطالعات سیالات درگیر، شورابه های حوضه ای با دمای کمتر از ۲۰۰ درجه سانتی گراد و میانگین شوری حدود ۱۵ درصد وزنی معادل نمک طعام احتمالاً فلزات را از سازند شمشک شسته و پس از اختلاط با سیال موجود در واحدهای کربناته کرتاسه، به صورت پرشدگی رگه ای و جانیشینی کانسار MVT ته نشین کرده اند. در این مطالعه، سیال سردتر، شورتر و چگال تر مربوط به باریت و سیال دمابالاتر و با شوری کمتر مربوط به کلسیت است که می تواند نمایانگر دو سیال یاد شده باشد.

بر

۸- نتیجه گیری

پس از ته نشینی کانی های سولفیدی در مرحله اصلی، در مرحله تأخیری تحت تأثیر رگچه های سیلیسی و کربناته و در نهایت، اکسیداسیون در مرحله آخر قرار گرفته اند. با توجه به نتایج ایزوتوپ گوگرد، کربن و اکسیژن، گوگرد سولفیدهای این کانسار از احیای ترموشیمیایی سولفات آب دریای کرتاسه فراهم شده است و مشابه کانسارهای دره می سی سی پی بالایی می باشد. دما و شوری سیالات این کانسار مشابه به ذخایر نوع MVT و نیز مقادیر ایزوتوپ اکسیژن کلسیت های این کانسار مشابه ذخایر دیده شده در چین و راونج که گویای تأثیر بیشتر سیال با سنگ دیواره است را نشان می دهد. شباهت این کانسار، با ذخایر نام برده، می تواند بیانگر اهمیت اقتصادی آن باشد.

کانسار نینه یک کانسار سرب و روی با میزبان کربناته نوع MVT است که عمدتاً در گسل ها، شکستگی ها تشکیل شده است. سیالی دما پایین نسبتاً شور با خاصیت شورابه های حوضه ای عامل تشکیل این کانسار در کمربند ملایر - اصفهان بوده است که در زمان کرتاسه در محیط فشارشی حاصل از همگرایی صفحات ایران و عربی فلزات را از سازند شمشک شسته و به حاشیه حوضه منتقل کرده است. کانی زایی در چهار مرحله اولیه، اصلی، تأخیری و پسا کانه زایی رخ داده است. در مرحله پیش کانه زایی یا اولیه، با دخالت نیروهای حاصل از تدفین، زمین ساختی و چرخش سیالات، گسلش و دگرسانی دولومیتی فضای لازم برای کانه زایی را فراهم کرده اند.

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*. 94, 401-419. 10.1007/s00531-005-0481-4.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*. 229, 211-238. 10.1016/0040-1951(94)90030-2.
- Azizi, H., and Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Geodynamics*. 45, 178-190. 10.1016/j.jog.2007.11.001.
- Bakker, R. J., 2011. The use of quantities, units and symbols in fluid inclusion research. *Berichte der Geology. Bundesanstalt*. 87, 5-11.
- Bodnar, R., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D., and Steele-MacInnis, M., 2014. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Treatise on Geochemistry*. 2nd edn. Elsevier, Oxford. 119, 142. DOI:10.1016/B978-0-08-095975-7.01105-0
- Brown, P. E., 1989. FLINCOR; a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*. 74, 1390-1393.
- Dunham, K. C., 1937. The paragenesis and color of fluorite in the English Pennines. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*. 22, 468-478.
- Ehya, F., Lotfi, M., and Rasa, I., 2010. Emarat carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study. *Journal of Asian Earth Sciences*. 37, 186-194. 10.1016/j.jseas.2009.08.007.
- Emami, M. H., 1981. Géologie de la région de Quom-Aran (Iran). Contribution à l'étude dynamique et géochimique du volcanisme tertiaire de l'Iran central, Université Joseph-Fourier-Grenoble I.
- Ghasemi, A., and Talbot, C. J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*. 26, 683-693. 10.1016/j.jseas.2005.01.003.
- Goldhaber, M., and Kaplan, I., 1975. Controls and consequences of sulfate reduction rates in recent marine sediments. *Soil Science*. 119, 42-55.
- Goldstein, R. H., and Reynolds, T. J., 1994. *Systmatyc in Fluid inclusion microthermometry in Diagenetic Minerals*,. SEPM Society for Sedimentary Geology .183 p.
- Gonfiantini, R., 1978. Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature*. 271, 534-536. 10.1038/271534a0.
- Hoefs, J., 2009. *Stable isotope geochemistry*, Springer, Springer Berlin, Heidelberg.286p.
- Jørgensen, B. B., Isaksen, M. F., and Jannasch, H. W., 1992. Bacterial sulfate reduction above 100 C in deep-sea hydrothermal vent sediments. *Science*. 258, 1756-1757. 10.1126/science.258.5089.1756.
- Keim, M. F., and Markl, G., 2015. Weathering of galena: Mineralog

- 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*. 100, 561-607.
- Li, B., Zhou, J.-X., Huang, Z.-L., Yan, Z.-F., Bao, G.-P., and Sun, H.-R., 2015. Geological, rare earth elemental and isotopic constraints on the origin of the Banbanqiao Zn–Pb deposit, southwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*. 111, 100-112. 10.1016/j.jseae.2015.08.007.
- Liaghat, S., Moore, F., and Jami, M., 2000. The Kuh-e-Surmeh mineralization, a carbonate-hosted Zn–Pb deposit in the simply folded belt of the Zagros Mountains, SW Iran. *Mineralium Deposita*. 35, 72-78.
- Liu, J., 1997. Basin fluid genetic model of sediment-hosted micro-disseminated gold deposits in the gold-triangle area between Guizhou, Guangxi and Yunnan. *Acta Miner. Sin.* 17, 448-456.
- Luo, K., Zhou, J. X., Huang, Z. L., Wang, X. C., Wilde, S. A., Zhou, W., and Tian, L., 2019. New insights into the origin of early Cambrian carbonate-hosted Pb–Zn deposits in South China: A case study of the Maliping Pb–Zn deposit. *Gondwana Research*. 70, 88-103. 10.1016/j.gr.2018.12.015.
- Mohajjel, M., Fergusson, C., and Sahandi, M., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. 21, 397-412. 10.1016/S1367-9120(02)00035-4.
- Nejadhaddad, M., Taghipour, B., Zarasvandi, A., Somarin, A. K., 2016. 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*. 25, 179-200.
- Ohmoto, H., 1997. Sulfur and carbon isotopes, in: Barnes, H. (Eds.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposit*, 3rd ed., New York, John Wiley and Sons (1997), pp. 517-611.
- Orr, W. L., 1974. Changes in sulfur content and isotopic ratios of sulfur during petroleum maturation—study of Big Horn basin Paleozoic oils. *AAPG bulletin*. 58, 2295-2318.
- Paytan, A., Kastner, M., Campbell, D., and Thiemens, M. H., 2004. Seawater sulfur isotope fluctuations in the Cretaceous. *Science*. 304, 1663-1665. 10.1126/science.1095258.
- Qalamqash, J., and Babakhani, A., 1995. Geological map of Kahak on the scale of 1:100000. Map, Tehran, Iran.
- Rajabi, A., Rastad, E., and Canet, C., 2012. Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn–Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. *International Geology Review*. 54, 1649-1672. 10.1080/00206814.2012.659110.
- Ramdohr, P., 1969. *The ore minerals and their intergrowths*, Pergamon Press. 1174 p.
- Sasaki, A., and Krouse, H. R., 1969. Sulfur isotopes and the Pine Point lead-zinc mineralization. *Economic Geology*. 64, 718-730. 10.2113/gsecongeo.64.7.718.
- Savard, M., Chi, G., Sami, T., Williams-Jones, A., and Leigh, K., 2000. Fluid inclusion and carbon, oxygen, and strontium isotope study of the Polaris Mississippi Valley-type Zn–Pb deposit, Canadian Arctic Archipelago: implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*. 35, 495-510.
- Seal, R. R., 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in mineralogy and geochemistry*. 61, 633-677. 10.2138/rmg.2006.61.12.
- Taylor, Jr, H. P., Frechen, J., and Degens, E. T., 1967. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alnö District, Sweden. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 31, 407-430. 10.1016/0016-7037(67)90051-8.
- Vaughan, D., and Ixer, R., 1980. Studies of sulfide mineralogy of north Pennine ores and its contribution to genetic models. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy Section B-Applied Earth Science*. 89, B99-B109.
- Veizer, J., and Hoefs, J., 1976. The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 40, 1387-1395. 10.1016/0016-7037(76)90129-0.
- Wilkinson, J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*. 55, 229-272. 10.1016/S0024-4937(00)00047-5.
- Zhang, C., Wu, Y., Hou, L., and Mao, J., 2015. Geodynamic setting of mineralization of Mississippi Valley-type deposits in world-class Sichuan–Yunnan–Guizhou Zn–Pb triangle, southwest China: Implications from age-dating studies in the past decade and the Sm–Nd age of Jinshachang deposit.

- Zhou, J., Huang, Z., and Yan, Z., 2013. The origin of the Maozu carbonate-hosted Pb–Zn deposit, southwest China: constrained by C–O–S–Pb isotopic compositions and Sm–Nd isotopic age. *Journal of Asian Earth Sciences*. 73, 39-47. 10.1016/j.jseaes.2013.04.031.
- Zhou, J. X., Huang, Z. L., Lv, Z. C., Zhu, X. K., Gao, J. G., Mirnejad, H., 2014. Geology, isotope geochemistry and ore genesis of the Shanshulin carbonate-hosted Pb–Zn deposit, southwest China. *Ore Geology Reviews*. 63, 209-225. 10.1016/j.oregeorev.2014.05.012.