



Mineralogy, fluid inclusions and genesis of the Middle Triassic carbonate-hosted Chah-Mileh Pb-Zn deposit (NE Anarak), Central Iran

Behzad Mehrabi ¹ , Nafiseh Chaghaneh ²*, Ebrahim Tale Fazel ³

¹ Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

² Ph.D. Student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

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

ARTICLE INFO

Article History

Received: 29 March 2021
 Revised: 01 October 2021
 Accepted: 11 October 2021

Keywords

Dolomitic alteration
 Carbonate-hosted
 Mississippi Valley-type
 Lead-Zinc
 Central Iran
 Anarak
 Chah-Mileh

*Corresponding author

Nafiseh Chaghaneh
 ✉ na.chaghane@gmail.com

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Himalayan-Tibetan and Zagros Mountain ranges which are the youngest and most extensive continental-collision orogens in Tethyan domain host many important sediment-hosted Pb-Zn deposits, including the world-class Jinding, Huoshaoyun, Mehdiabad, and Angouran deposits (Reynolds and Large, 2010; Rajabi et al., 2012; Rajabi et al., 2015; Hou and Zhang, 2015; Song et al., 2017). More than 300 sediment-hosted Pb-Zn deposits and occurrences have been identified in Iran (Rajabi et al., 2013). Cretaceous and Triassic carbonate successions are the most common host rocks for these deposits, which are largely distributed in both the Malayer-Esfahan metallogenic belt (MEMB) and the Yazd-Anarak metallogenic belt (YAMB) (Rajabi et al., 2012). The YAMB is located at the Yazd Block, northern margin of the Central Iranian Plate. Several Pb-Zn deposits and occurrences such as Mehdiabad, Nakhlak, Hovz-e-Sefid, Darreh-Zanjir, Mansurabad, Chah-Kharboze and Chah-Mileh have been identified distinguished at YAMB. The Chah-Mileh deposit is in 30 km northeast Anarak, 220 km northeast of Isfahan, YAMB. The Chah-Mileh Pb-Zn district is located in the Anarak Metamorphic Complex (AMC). There are three Pb-Zn deposits that have been recognized at the Chah-Mileh district, including Kuh-e Mileh, Mazra-e Deraz, and Seilacho. In this paper, we investigate geology, texture, mineralogy, alterations, fluid inclusions and genesis of the Chah-Mileh Pb-Zn deposit. The present research study provides more insight into understanding of geology and mineralization conditions in the study area with an implication for future exploration.

How to cite this article

Mehrabi, B., Chaghaneh, N. and Tale Fazeh, E., 2022. Mineralogy, fluid inclusions and genesis of the Middle Triassic carbonate-hosted Chah-Mileh Pb-Zn deposit (NE Anarak), Central Iran. *Journal of Economic Geology*, 14(2): 29–64. (in Persian with English abstract)
<https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.69561.1012>



©2022 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

Materials and methods

A total of 120 samples were collected from the host rocks and ore deposit. They were studied by a transmitted/reflected polarizing microscope, X-ray Diffraction (XRD) and Scanning Electron Microscope-Energy Dispersive X-ray analyzer (SEM-EDS). Thin sections were stained to differentiate calcite and dolomite according to the method of Dickson (1966). Fluid inclusion microthermometry was performed using a Linkam THMS600 heating-freezing stage (-190 °C to +600 °C) mounted on a ZEISS Axioplan2 microscope at the Kharazmi University (Tehran). Fluid salinity (wt.% NaCl eq.) and density (g/cm^3) were calculated using the FLINCOR v.1.4 (Brown, 1989) and FLUIDS (Bakker, 2012).

Results and discussion

The Chah-Mileh Pb-Zn is a stratabound and epigenetic deposit hosted in dolomitic marble of the Chah-Gorbeh Complex with Middle Triassic age. Mineralization is composed of sulfide minerals (e.g., galena, sphalerite, chalcopyrite and minor pyrite) and non-sulfide minerals (e.g., cerussite, mimetite, wulfenite, litharge, hemimorphite, smithsonite, malachite, hematite, goethite). The gangue minerals are mainly composed of quartz, dolomite, calcite, and

barite. Silicification and dolomitization are the two main types of hydrothermal alterations. Three mineralization stages were recognized in the Chah-Mile deposit: 1) pre mineralization stage characterized by fine-grained disseminated pyrite, 2) main hydrothermal stage characterized by galena, sphalerite and chalcopyrite and 3) post-ore mineralization consisting of secondary sulfides and non-sulfide. Four types of fluid inclusions including two-phase liquid-rich (LV), two-phase vapor-rich (VL), monophasic liquid (L), and monophasic vapor (V) were observed in the dolomite, quartz and calcite. Microthermometric measurements show that ore minerals were precipitated from low-temperature (81 to 167 °C) and moderate salinity fluids (7.02-22.2 wt.% NaCl eq.). Basinal hydrothermal fluids were responsible for ore mineralization at the Chah-Mileh deposit. Ore mineralization at the Chah-Mileh deposit has been formed as a result of fluid mixing. The formation of large siliceous zones in an area is a sign of hydrothermal fluid rising to the surface and mixing and diluting with low-temperature meteoric waters. Considering all the geological evidence, mineralization style, orebody texture and structure, alterations and fluid inclusion microthermometry, it may be inferred that the Chah-Mileh deposit is similar to the Mississippi Valley-type deposits.



کانی‌شناسی، میان‌بارهای سیال و منشأ کانسار سرب و روی چاه‌میله با سنگ‌میزبان کربناتی تریاس میانی (شمال شرق انارک)، ایران مرکزی

بهزاد مهرابی^۱، نفیسه چقانه^{۲*}، ابراهیم طالع فاضل^۳

^۱ استاد، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۲ دانشجوی دکتری، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

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

چکیده

کانسار سرب و روی چاه‌میله شامل سه ذخیره مزرعه‌دراز، کوه‌میله و سیلچو در فاصله ۳۰ کیلومتری شمال شرق انارک (ایران مرکزی)، واقع شده است. واحد مرمر دولومیتی کمپلکس چاه‌گره با سن تریاس میانی، سنگ‌میزبان اصلی کانسار بوده که ماده معدنی با ماهیت چینه‌کران و بافت‌های برشی، شکافه پرکن، جان‌شینی و افشان در آن شکل گرفته است. مراحل رخداد ذخیره به ترتیب شامل: (۱) پیش از کانه‌زایی با حضور پیریت‌های ریزبلور افشان، (۲) کانه‌زایی گرمایی اصلی با حضور گالن، اسفالریت و کالکوپیریت و (۳) مرحله پس از کانه‌زایی شامل سولفیدهای ثانویه و کانی‌های غیرسولفیدی است. کوارتز، دولومیت، کلسیت و باریت مهم‌ترین کانی‌های باطله همراه کانسنگ هستند. میان‌بارهای سیال اولیه دوفازی آبگین غنی از مایع در میزان دولومیت دارای دمای همگن شدن بین ۹۳ تا ۱۶۷ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۴/۱۵ تا ۲۰/۹۷ درصد وزنی معادل نمک طعام، در میزان کلسیت دارای دمای همگن شدن بین ۹۸ تا ۱۴۷ درجه سانتی‌گراد و شوری ۷/۰۲ تا ۱۳/۷۲ درصد وزنی معادل نمک طعام و در میزان کوارتز دارای دمای همگن شدن بین ۸۱ تا ۱۵۸ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۳/۹۴ تا ۲۲/۲ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند. اختلاط و رقیق‌شدگی شورابه‌های حوضه‌ای با سیالات جوی کم‌شور احتمالاً به‌عنوان فرایندی مؤثر در ته‌نشینی فلزهاست. رخداد دگرسانی سیلیسی همواره به‌عنوان نشانه‌ای از تغییرات دمایی ناشی از رقیق‌شدگی محسوب می‌شود که در کانسار چاه‌میله قابل مشاهده است. یافته‌های زمین‌شناسی، بافتی و کانی‌شناسی و داده‌های میان‌بارهای سیال نشان‌دهنده کانی‌سازی نوع دره می‌سی‌سی‌پی در کانسار چاه‌میله است.

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۱/۰۹

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۷/۰۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۷/۱۹

واژه‌های کلیدی

دگرسانی دولومیتی

سنگ‌میزبان کربناته

نوع دره می‌سی‌سی‌پی

سرب و روی

ایران مرکزی

انارک

چاه‌میله

نویسنده مسئول

نفیسه چقانه

na.chaghane@gmail.com ✉

استناد به این مقاله

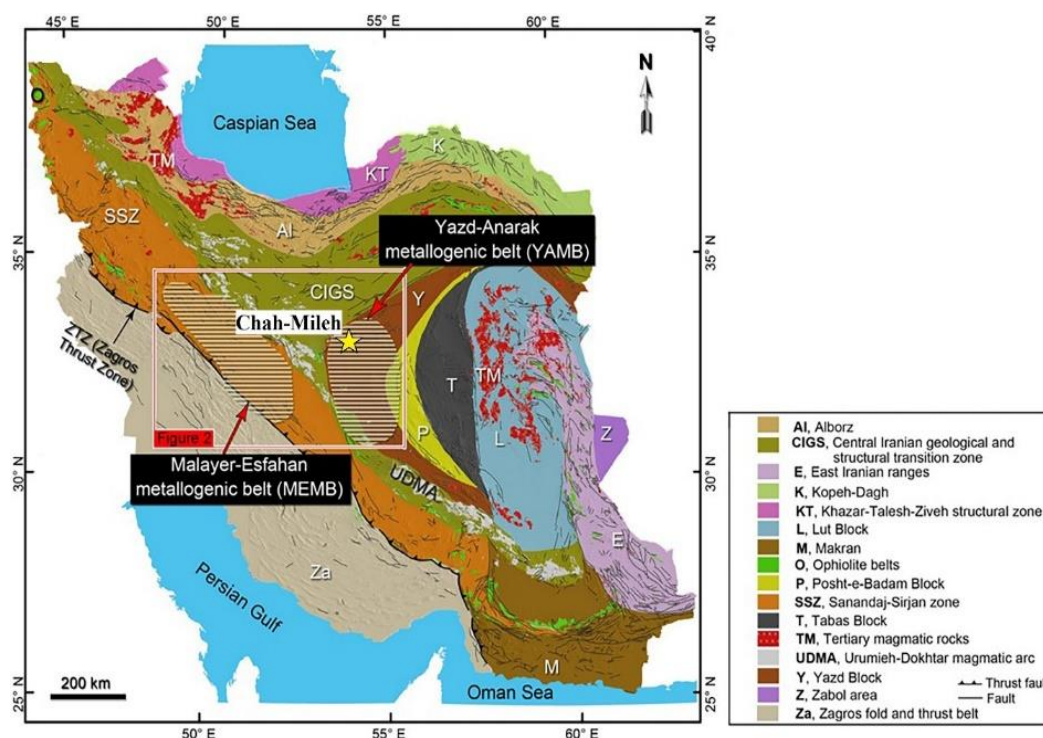
مهرابی، بهزاد؛ چقانه، نفیسه و طالع فاضل، ابراهیم، ۱۴۰۱. کانی‌شناسی، میان‌بارهای سیال و منشأ کانسار سرب و روی چاه‌میله با سنگ‌میزبان کربناتی تریاس میانی (شمال شرق

انارک)، ایران مرکزی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۲): ۲۹-۶۴. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.69561.1012>

مقدمه

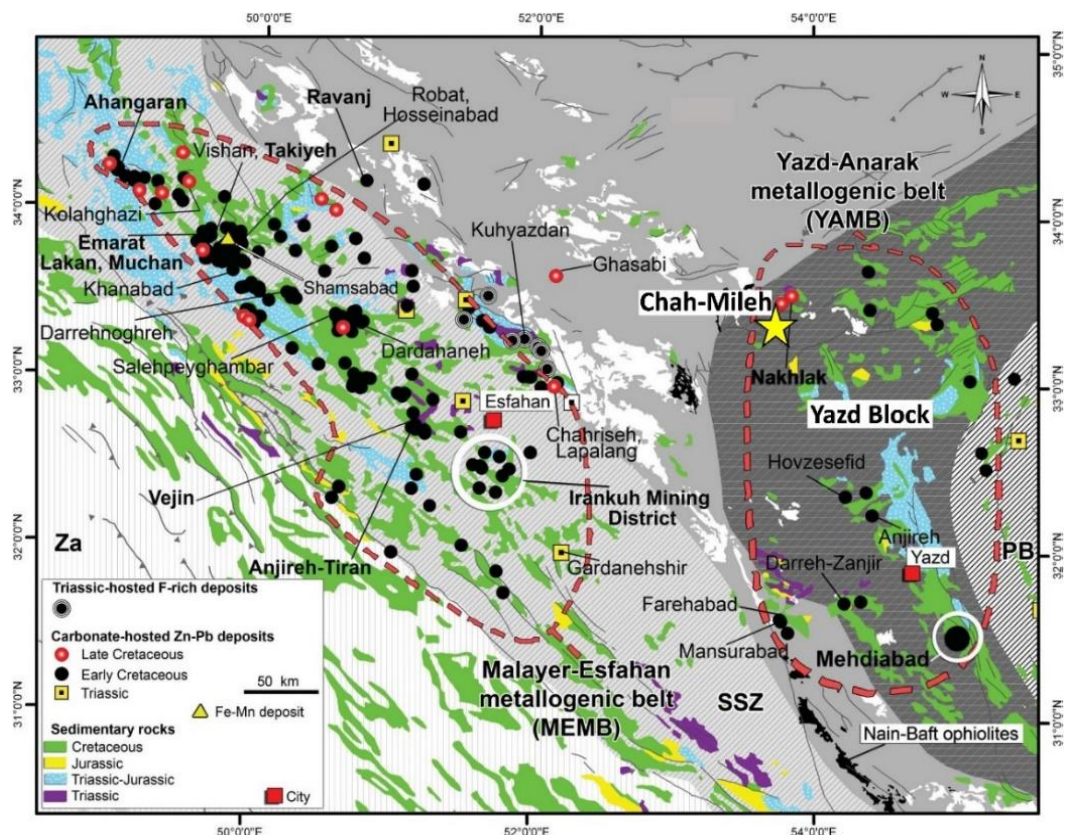
و تریاس مهم‌ترین سنگ میزبان ذخایر سرب و روی در ایران هستند که به ویژه در دو کمربند فلززایی ملایر-اصفهان^۱ و یزد-انارک^۲ تمرکز دارند (Rajabi et al., 2012; Rajabi et al., 2013) (شکل ۱ و شکل ۲). در این میان، کمربند فلززایی یزد-انارک در حاشیه شمالی ایران مرکزی و بلوک یزد قرار گرفته است که میزبان ذخایر مهمی نظیر حوض سفید (Rostami Paydar and Adelpour, 2018)، منصورآباد (Maghfouri and Hosseinzadeh, 2018)، نخلک (Jazi et al., 2017)، دره‌زنجیر (Maghfouri et al., 2018)، ازبک‌کوه (Ehya, 2014)، مهدی‌آباد (Leach et al., 2010; Maghfouri et al., 2019; Leach et al., 2010; Maghfouri et al., 2020; Maghfouri et al., 2021)، چاه‌خربزه و چاه‌میله (Technoexport, 1984) است.

ذخایر سرب و روی با سنگ میزبان رسوبی از مهم‌ترین منابع تأمین‌کننده این فلزها در جهان اغلب ارتباطی مستقیم با فعالیت‌های ماگمایی ندارد (Leach et al., 2005; Leach et al., 2010). رشته‌کوه‌های تبت-همیالیا و زاگرس به عنوان جوان‌ترین و گسترده‌ترین مناطق حاشیه فرورانش در حوضه تیس، میزبان ذخایر رده جهانی سرب و روی رسوبی نظیر Jinding (چین)، Huoshaoyun (چین)، مهدی‌آباد (جنوب‌شرق یزد-ایران) و انگوران (غرب زنجان-ایران)، هستند (Reynolds and Large, 2010; Rajabi et al., 2012; Rajabi et al., 2015; Hou and Zhang, 2015; Song et al., 2017). بیش از ۳۰۰ ذخیره سرب-روی در ایران شناسایی شده که تاکنون توافق کلی برای نوع‌شناسی و خاستگاه آنها ارائه نشده است. با این وجود، توالی‌های کربناتی کرتاسه



شکل ۱. نقشه ساختاری ساده‌شده از ایران (با تغییرات از آقاباتی و رجبی و همکاران (Aghanabati, 1998; Rajabi et al., 2015)) و موقعیت کمربندهای فلززایی عمده ذخایر سرب-روی (نقره±مس±باریم) ایران. موقعیت کانسار چاه‌میله با ستاره زرد نشان‌داده شده است.

Fig. 1. Simplified structural map of Iran (modified after Aghanabati, 1998; Rajabi et al., 2015) and location of major metallogenic belts of the sediment-hosted Zn- Pb (Ag±Cu±Ba) deposits of Iran. Location of the Chah-Mileh deposit is shown by yellow star.



شکل ۲. توزیع ذخایر سرب-روی (نقره \pm مس \pm باریت) در کمرندهای فلزایی ملایر-اصفهان و یزد-انارک (با تغییرات از رجیبی و همکاران (Rajabi et al., 2012)). موقعیت کانسار چاه‌میله با ستاره زرد رنگ نشان‌دهنده شده است.

Fig. 2. Distribution of sediment hosted Pb-Zn (Ag+Cu+Ba) deposits in the Malayer-Esfahan and Yazd-Anarak metallogenic belts (modified after Rajabi et al., 2012). Location of the Chah-Mileh deposit is shown by yellow star.

زمین‌شناسی به‌همراه ۱۵۰۰ متر حفاری مغزه‌گیری و تجزیه ژئوشیمیایی تعداد ۴۵۰ نمونه در منطقه انجام‌شده که در نتیجه آن سه ذخیره کوه‌میله، مزرعه‌دراز و سیلچو مورد شناسایی قرار گرفت. در این پژوهش ضمن معرفی ویژگی‌های زمین‌شناسی، ساخت و بافت، کانی‌شناسی و دگرسانی در کانسار چاه‌میله با استفاده از بررسی‌های کلنه‌نگاری و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال، ویژگی‌های ژنتیکی کانسار چاه‌میله مورد بررسی قرار گرفته است. دستیابی به این نتایج علاوه بر جنبه‌های علمی، شناخت بهتری از وضعیت اکتشافی منطقه مورد بررسی به همراه خواهد داشت.

کانسار چاه‌میله به عنوان یکی از قدیمی‌ترین معدن‌های سرب و روی در ایران مرکزی، در فاصله ۳۰ کیلومتری شمال‌شرق انارک (استان اصفهان) و ۱۲ کیلومتری جنوب معدن سرب و روی نخلک، در رشته کوه‌های موسوم به میله-دم‌سفید-چاه‌گره، واقع شده است. توانایی کانی‌سازی فلزهای پایه در کانسار چاه‌میله برای نخستین بار در سال ۱۹۸۴ توسط کارشناسان روسی شرکت تکنواکسپورت (ژئومتال)، شناسایی شد. عملیات پی‌جویی و اکتشاف عمومی در این منطقه طی سال‌های ۱۳۹۳ تا ۱۳۹۵ توسط شرکت مهندسین مشاور کان‌آزین (Kan-Azin Co., 2014; Kan-Azin Co., 2015)، انجام‌شد. طی این بررسی‌ها، ورقه‌های ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۵۰۰۰۰

روش مطالعه

پس از بررسی پژوهش‌های پیشین و نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف کانسار، در مجموع تعداد ۱۲۰ مقطع نازک، صیقلی و نازک-صیقلی برای انجام بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان نور بازتابی و عبوری زایس مدل Axioplan2 در دانشگاه خوارزمی تهران، بررسی شد. از این میان، تعداد ۱۰ مقطع نازک برای تفکیک کلسیت از دولومیت به روش دیکسون (Dickson, 1966) با محلول آلزاین قرمز و پتاسیم فروسیانید ($K_4[Fe(CN)_6] \cdot 3H_2O$) با اسید HCl (۱/۵ درصد) و نسبت ۳ به ۲ ترکیب و در ظرف مخصوص رنگ‌آمیزی شد. همچنین برای تکمیل بررسی‌های کانه‌نگاری و شناسایی کانی‌های غیرسولفیدی کمیاب، از میکروسکوپ الکترونی روبشی^۳ زایس همراه طیف‌سنجی پراش انرژی پرتو ایکس^۴ استفاده شد که این بررسی‌ها در دانشگاه خوارزمی تهران، انجام شد. علاوه بر آن، برای شناسایی کانی‌های غیرسولفیدی و دگرسانی همراه، تعداد ۱۰ نمونه پودر سنگ به روش طیف‌سنج پراش پرتو ایکس^۵ در بخش کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (کرج)، مورد آزمایش قرار گرفت. بررسی میان‌بارهای سیال با تهیه تعداد ۱۰ مقطع دوبرصیقل (ضخامت متوسط ۱۵۰ تا ۲۰۰ میکرون) از کانی‌های دولومیت، کوارتز و کلسیت توسط میکروسکوپ زایس و دستگاه ریزدماسنجی مدل لینکام، در دانشگاه خوارزمی تهران، انجام شد. گستره تغییرات دمایی در این دستگاه، بین ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد و دقت اندازه‌گیری آن طی مرحله سرمایش و گرمایش به ترتیب در حدود ± 0.2 درجه سانتی‌گراد و ± 0.6 درجه سانتی‌گراد، است. کالیبراسیون دستگاه در مرحله گرمایش با دقت ± 0.6 درجه سانتی‌گراد توسط نترات سزیم با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد و در مرحله سرمایش با دقت ± 0.2 درجه سانتی‌گراد توسط ماده استاندارد ان-هگزان با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد، انجام شد. در نهایت، مؤلفه‌های شوری (برحسب درصد وزنی معادل نمک طعام) و چگالی (گرم بر سانتی‌متر مکعب)، با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی (FLINCOR (Brown, 1989) و (FLUIDS (Bakker, 2012)، محاسبه شدند. محاسبه شوری در

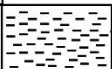
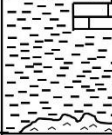
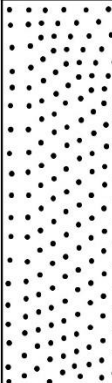
میان‌بارهای دوفازی آبگین در سامانه $H_2O-NaCl$ با دمای یوتکتیک بیش از ۲۱/۲- درجه سانتی‌گراد و معادله هال و همکاران (Hall et al., 1988) شامل، $Salinity = 1.78 \times Tm_{ice} - 0.0442 \times Tm_{ice}^2 + 0.000557 \times Tm_{ice}^3$ ، انجام شد. در رابطه یادشده، Tm_{ice} نشان‌دهنده دمای ذوب نهایی یخ در میان‌بار سیال است.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

تاریخچه ژئوتکتونیک ایران متأثر از توسعه و تکامل مجموعه اقیانوس‌های عظیم پروتوتیس طی نئوپروتروزوئیک- کامبرین (کوه‌زایی پان-افریقا)، پالتوتیس طی پالئوزوئیک- مزوزوئیک (کوه‌زایی سیرین) و نتوتیس طی سنوزوئیک (کوه‌زایی لارامید)، است (Bagheri and Stampfli, 2008). پهنه زمین‌ساختی ایران مرکزی، پیچیده‌ترین و بزرگ‌ترین واحد زمین‌ساختی در ایران، از تغییر شکل‌های قاره‌ای در پاسخ به هم‌گرایی مداوم بین ورقه‌های عربی (گندوانا) و توران (اوراسیا)، شکل گرفته است (Stocklin, 1974). این پهنه از شمال توسط گسل شرقی- غربی درونه (یا کویر بزرگ) با مؤلفه چپ‌گرد، محدود شده است (Nozaem et al., 2013). این جدایش گسلی توسط بلوک‌های سنگی پوسته‌ای (نظیر بلوک لوت، طبس و یزد) که از تحولات پالئوزوئیک به یادگار مانده‌اند، قابل تشخیص است. بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های رسوبی- ساختاری ایران توسط آقائاتی (Aghanabati, 2004)، منطقه چاه‌میله در غرب خرده قاره ایران مرکزی و بلوک یزد واقع شده (شکل ۱ و شکل ۲) که بخشی از کمپلکس دگرگونی انارک را تشکیل می‌دهد. کمپلکس دگرگونی انارک شامل یک مجموعه لیتوتکتونیک با سن پالئوزوئیک- تریاس بوده که از سنگ‌های رسوبی و آذرین دگرگون‌شده (نظیر میکاشیست، شیست سبز، اپیدوت کوارتزشیست، کوارتزشیست، گنیس اپیدوت‌دار و فلیت و بازالت دگرگون‌شده) و سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی همراه میان‌لایه‌های رسوبی ژوراسیک تا نئوژن تشکیل شده است (Buchs et al., 2013). کمپلکس دگرگونی انارک از چندین زیر کمپلکس که تحولات دگرگونی و ساختاری ناهمگنی را نشان می‌دهند، تشکیل شده است (Sharkovski et al., 1984; Bagheri and

چاه‌گره و کمپلکس افیولیتی است و دارای محدوده سنی کربونیفر بالایی-تریاس میانی هستند (شکل ۳). در این میان، بخش کربناتی کمپلکس چاه‌گره، مهم‌ترین سنگ میزبان در کانسار چاه‌میله است.

(Stampfli, 2008; Zanchi et al., 2009; Zanchi et al., 2015; Zanchi et al., 2015) که بر اساس بررسی‌های زانچی و همکاران (Zanchi et al., 2015) زیر کمپلکس‌های اصلی آن شامل کمپلکس مرغاب، کمپلکس

Age	Name	Symbol	Lithology
Triassic	Chah Gorbeh Complex		T_{ch}^{mb} Thick layer dolomitic marble (Chah Mileh Pb-Zn deposit)
			T_{ch}^{sch} Phyllite, micaschist and metabasites Serpentinite with minor blueschist and trondjemites
Carboniferous	Morghab Complex		C_{mr}^{sch} Phyllite to micaschist alternated with quartzite and metabasites layers and thin marble intercalations

شکل ۳. ستون چینه‌شناسی کمپلکس انارک و موقعیت کانسار سرب و روی چاه‌میله در آن

Fig. 3. Stratigraphic column of the Anarak Complex and situation of the Chah-Mileh Pb-Zn deposit

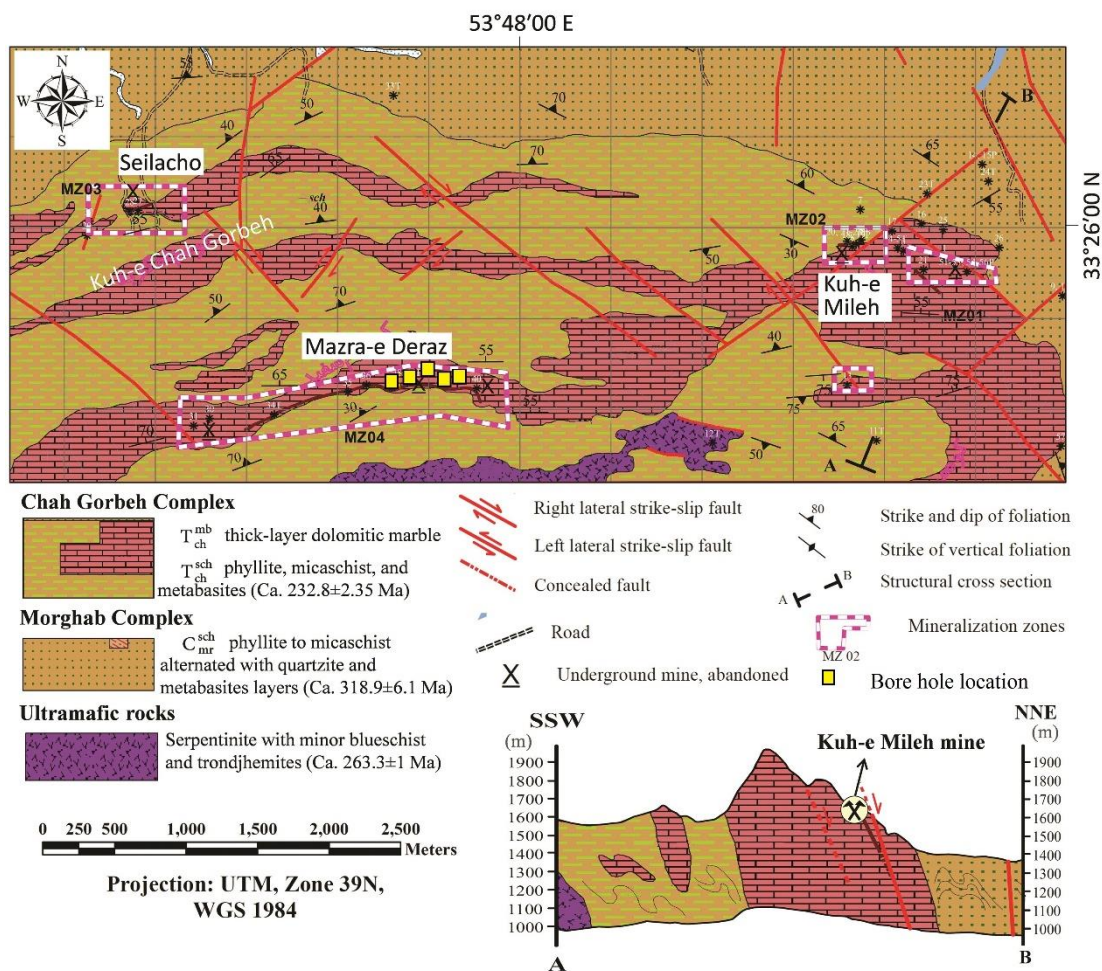
(شکل ۵-۱). سن ترونجمیت‌ها بر اساس روش اورانیوم-سرب بر روی بلورهای زیرکن، پرمین بالایی ($263/3 \pm 1$ میلیون سال) تعیین شده است (Bagheri and Stampfli, 2008; Torabi, 2012). کمپلکس مرغاب از مجموعه‌ای یکنواخت شامل فیلیت و میکاشیست متناوب با لایه‌های کوارتزیت و مرمرهای نازک لایه (C_{mr}^{sch})، تشکیل شده که سن این واحد بر اساس روش $^{40}Ar/^{39}Ar$ مسکوویت، حدود $318/9 \pm 6/1$ میلیون سال تعیین شده است (Bagheri and Stampfli, 2008). کمپلکس چاه‌گره از دو واحد: (۱) فیلیت‌های غنی از کوارتزیت، میکاشیست و سنگ‌های اولترامافیک دگرگون شده (متابازیت‌ها) (T_{ch}^{sch}) و (۲) مرمرهای دولومیتی ضخیم لایه (T_{ch}^{mb})

زمین‌شناسی و تحولات ساختاری منطقه چاه‌میله

کانسار چاه‌میله در شمال برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ انارک (Nabavi and Houshmandzadeh, 1984) و چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ انارک (Nabavi and Houshmandzadeh, 1990)، قرار دارد. مهم‌ترین واحدهای سنگی در منطقه چاه‌میله از قدیم به جدید شامل کمپلکس مرغاب، سنگ‌های اولترامافیک و کمپلکس چاه‌گره هستند (شکل ۴). سنگ‌های اولترامافیک شامل توالی از هارزبورگیت سرپانتینی و الوبین پیروکسنیت لایه‌ای هستند که در آن توده‌های نفوذی پلاژیوگرانیت، کوارتزیدیوریت، ترونجمیت، تونالیت و گابرو نفوذ کرده‌اند (Sharkovski et al., 1984; Bagheri and Stampfli, 2008)

تشکیل شده است (شکل ۵-B و C). واحد مرمر دولومیتی ضخیم لایه،
میزبان اصلی کانی‌سازی در کانسار چاه‌میله است. سن شیب‌های
کمپلکس چاه‌گریه بر اساس روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی استیلپنوملان

۲۳۲/۸±۲/۳۵ میلیون به دست آمده است (Bagheri and Stampfli, 2008).



شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی ساده شده از کانسار چاه‌میله که در آن موقعیت ذخیره‌های کوه‌میله، مزرعه‌دراز و سیلچو در میزبان مرمرهای دولومیتی کمپلکس چاه‌گریه نشان‌دهنده شده است (با تغییرات از شرکت کان‌آزین (Kan-Azin Co., 2014)).

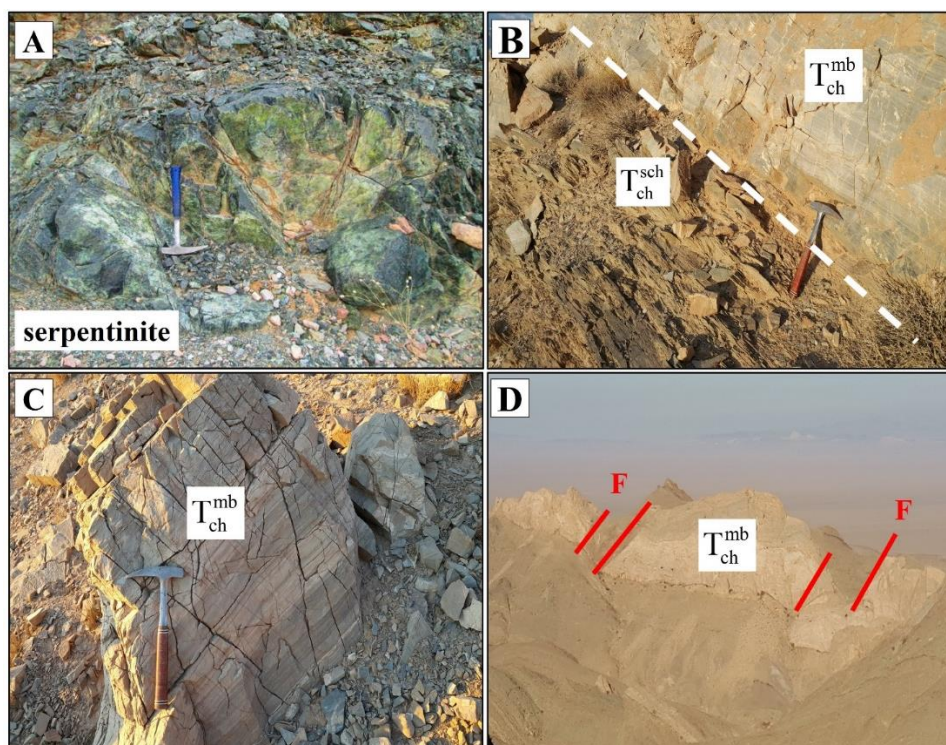
Fig. 4. Simplified geologic map of the Chah-Mileh Pb-Zn deposit showing Kuh-e Mileh, Mazra-e Deraz and Seilacho index hosted in dolomitic marble of the Chah-Gorbah Complex (modified after Kan-Azin Co., 2014).

خمیده شده و در نهایت به گسل درونه ختم می‌شوند. گسل‌های راندگی در انارک سبب قرار گرفتن سنگ‌های اولترامافیک و واحدهای دگرگونه انارک بر روی واحدهای رسوبی ائوسن-الیگوسن (سازند

گسل‌های راندگی بزرگ شرقی-غربی در انارک به عنوان ساختارهای فشارشی در بخش درونی خمیدگی پایانه گسل درونه عمل کرده‌اند. این راندگی‌ها در نزدیکی گسل درونه تغییر راستا داده و به سوی شمال

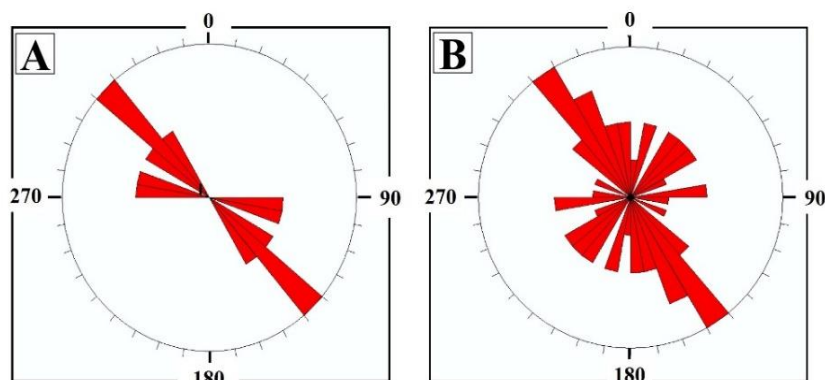
درونه در نظر گرفت، بلکه به عنوان ساختارهای ناحیه‌ای در ایران مرکزی هستند که در پایانه باختری گسل قرار گرفته‌اند. گسل درونه با طول حدود ۷۰ کیلومتر یکی از طولانی‌ترین و برجسته‌ترین گسل‌های ایران است و نقش مهم در تحولات زمین‌ساختی ایران مرکزی دارد. تغییرات روند گسل درونه از شرق به غرب، از شمال‌غربی - جنوب‌شرقی، شرقی - غربی به شمال‌غربی - جنوب‌غربی است (Ahmadian et al., 2014). همچنین، در جنوب مزرعه‌دراز، گسل‌های معکوس با راستای شرقی - غربی باعث رانده‌شدن واحدهای اولترامافیک بر روی واحدهای جوان‌تر کمپلکس چاه‌گره شده است.

سرخ‌زیرین) و الیگوسن - میوسن شده‌اند. شواهد جنبشی مبنی بر وارونگی زمین‌ساختی در راستای گسل‌های رانده‌انارک وجود دارد که تغییر سازوکار آنها را از راندگی به حرکت عادی نشان می‌دهد (Esterabi Ashtiani et al., 2011). در کانسار چاه‌میله شواهد عملکرد خطواره گسلی به صورت گسل‌های نرمال و امتدادلغز با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی و شرقی - غربی و شمال‌غربی - جنوب‌شرقی قابل مشاهده است (شکل ۵-D و شکل ۶-A و B). بر اساس بررسی‌های استرایی آشتیانی (Esterabi Ashtiani et al., 2011)، مجموعه ساختارهای نواحی انارک را نمی‌توان به عنوان پایانه گسل



شکل ۵. تصاویر صحرایی از واحدهای سنگی و گسل‌ها در کانسار چاه‌میله. A: رخنمون سرپانتینیت در جنوب مزرعه‌دراز (دید به شمال)، B: واحد مسکویت شیست (T_{ch}^{sch}) و تماس آن با واحد مرمر دولومیتی (T_{ch}^{mb}) در کانسار چاه‌میله. C: رخنمون واحد مرمر دولومیتی کمپلکس چاه‌گره به شمال) و D: نمایی از گسل‌های موازی شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و شمال‌شرقی - جنوب‌غربی در واحد مرمر دولومیتی (T_{ch}^{mb}) (دید به شمال)

Fig. 5. Field photographs of rock units and faults in the Chah-Mileh deposit. A: Serpentinite outcrop in the south of Mazrae Draze (looking to north), B: Muscovite schist unit (T_{ch}^{sch}) and its contact with the dolomitic marble unit (T_{ch}^{mb}) at Chah-Gorbeh Complex (looking to east), C: Dolomitic marble outcrop (T_{ch}^{mb}) of the Chah-Gorbeh Complex (looking to east), and D: Parallel faults with northwest-southeast and northeast-southwest trend in dolomitic marble unit (T_{ch}^{mb}) (looking to north)



شکل ۶. نمودار گل‌سرخ‌گی گسل‌های کانسار چاه‌میله. A: گسل نرمال و B: گسل امتدادلغز

Fig. 6. Rose diagrams of the Chah-Mileh deposit faults. A: Normal fault, B: Strike slip fault

کانه‌زایی

واحد مرمر دولومیتی کمپلکس چاه‌گره (T_{ch}^{mb}) با بیشینه ضخامت ۷۰۰ متر، به عنوان سنگ‌میزبان اصلی کانسار سرب-روی در سه ذخیره کوه‌میله، مزرعه‌دراز و سیلچو شناخته می‌شود.

کانسار سرب و روی کوه‌میله: یکی از کانسارهای قدیمی ایران است که در زمان جنگ جهانی اول به صورت زیرزمینی و با حفر تونل مورد بهره‌برداری قرار گرفته است. در این منطقه، تونل‌های شماره ۱ و ۲ در مرکز محدوده با کانه‌زایی درون‌زاد و برون‌زاد سرب و روی، دو تونل در غرب محدوده با کانی‌سازی کربناتی مس (مالاکیت و آزوریت) و دو تونل در شرق محدوده کوه‌میله که احتمالاً با تونل‌های شماره ۱ و ۲ ارتباط دارند، وجود دارد. تونل شماره ۱ با طول ۲۵۶ متر، مهم‌ترین و بزرگ‌ترین تونل متروکه در محدوده کوه‌میله است که به مجموعه‌ای از دوپل، دستک، گزنگ، تونل دنباله‌رو در امتداد رگه و گالری‌های استخراجی منتهی می‌شود. ماده معدنی در تونل شماره ۱ با ماهیت چینه‌کران و ژئومتری عدسی شکل تا رگه‌ای در پله‌های گسل در تداوم عمق گسلی نرمال با روند N130-N150 و شیب ۷۰ تا ۸۰ درجه به سمت شمال‌شرق قرار گرفته است (شکل ۷-A و B). نخستین رگه کانی‌سازی در تونل شماره ۱ در متراژ ۲۱۰ متر (از دهانه ورودی تونل) به صورت رگه‌ای با روند N330 و شیب ۵۰ درجه به سمت شمال‌شرق است. این رگه دارای طول ۱۲ متر و ضخامت ۰/۵ متر است. دو رگه

کانی‌سازی با ضخامت ۰/۵ متر با روند ۱۱۰ و شیب ۵۰ درجه به سمت شمال‌شرق در وسیع‌ترین گالری استخراجی که ابعاد آن ۲۲×۵ متر است، در ابتدای تونل شماره ۴ (T4-1) وجود دارد علاوه بر رگه‌های کانه‌دار هم‌روند و هم‌شیب با گسل اصلی تعدادی رگه وجود دارد که از روند و شیب گسل اصلی پیروی نمی‌کنند. در تونل شماره ۱ عیار میانگین سرب، روی و مس به ترتیب برابر ۲۰، ۱۸ و ۰/۳ درصد وزنی است (Kan-Azin Co., 2014; Kan-Azin Co., 2015). در ۵۰۰ متری شرق تونل شماره ۱ حجم زیادی از سرباره‌های به دست آمده از ذوب مواد معدنی یادشده قابل مشاهده است. تونل شماره ۲ در تراز بالاتری نسبت به دهانه تونل شماره ۱ در ۲۵۶ متری غرب آن حفر شده است. در تونل شماره ۲ کانی‌سازی به صورت رگه‌ای با طول ۱۰۰ متر در امتداد گسل نرمال با روند N330-N50 رخ داده است (Kan-Azin Co., 2014; Kan-Azin Co., 2015). در محدوده کوه‌میله گالن و سروزیت فراوان‌ترین کانی‌های سرب هستند. رخداد کانی‌های غیرسولفیدی کمیاب نظیر میمیت و ولفنیت در بخش‌های سطحی کانسار از ویژگی‌های کانی‌سازی در محدوده کوه‌میله است. رخداد دگرسانی دولومیتی نسبت به دگرسانی سیلیسی در محدوده تونل کوه‌میله گسترش بیشتری دارد. گسل‌های نرمال با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی، مهم‌ترین کنترل‌کننده ساختاری کانه‌زایی در محدوده تونل کوه‌میله هستند.

مورد بررسی، توزیع کانی‌شناسی - بافتی یکنواختی دارند که با توجه به سنگ میزبان، ترکیب کانی‌شناسی و سن مشابه را می‌توان به عنوان یک سامانه کانه‌زایی مشترک مورد بررسی قرار داد. به طور کلی مجموعه کانی‌شناسی در کانسار چاه‌میل شامل سه دسته: (۱) کانه‌های سولفیدی درون‌زاد (نظیر گالن، اسفالریت، کالکوپریت و پیریت)، (۲) کانه‌های سولفیدی برون‌زاد (نظیر کوولیت و کالکوسیت) و (۳) کانه‌های غیرسولفیدی ثانویه با ماهیت کربناتی (سروزیت، مالاکیت، آزوریت و اسمیت‌زونیت)، سیلیکاتی (همی‌مورفیت، ویلمیت و کریزوکلا)، کلریدی (میمیت و آناکامیت)، سولفاتی (لیناریت) و اکسی-هیدروکسیدی (لیتارژ، پلاتریت، لفتیت، کوپریت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت)، هستند. کوارتز، دولومیت، کلسیت و باریت نیز مهم‌ترین کانی‌های باطله همراه کانسنگ هستند.

کانه‌های سولفیدی درون‌زاد

گالن در کانسار چاه‌میل به عنوان فراوان‌ترین کانه سولفیدی با ابعاد ۰/۱ تا ۱۰ میلی‌متر اغلب به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار به سه صورت، (۱) افشان (Gn-1)، (۲) برشی (Gn-2) و (۳) پرنکنده فضای خالی و ساخت رگه - رگچه‌ای همراه باطله کوارتز (Gn-3) (شکل ۸-A) قابل مشاهده است. جانشینی گالن توسط سروزیت موجب تشکیل بافت‌های جانشینی متنوعی نظیر **جانشینی خوردگی^۹**، **کناره‌ای^{۱۰}** (شکل ۱۰-A)، **جانشینی در امتداد رخ^{۱۱}**، جزیره‌ای (شکل ۸-B)، و اسکلتی شده است. بررسی طیف‌سنجی پراش انرژی پرتو ایکس، بیانگر وجود مقادیری آرسنیک (تا ۱۰/۴۷ درصد وزنی)، سلنیوم (تا ۴/۲۷ درصد وزنی)، آنتیموان (تا ۱/۱۷ درصد وزنی)، نقره (تا ۱/۴۱ درصد وزنی) و کادمیوم (تا ۱/۲۱ درصد وزنی) در ساختمان گالن‌های منطقه چاه‌میل است. اسفالریت به صورت ادخال‌هایی با ابعاد ۴۰ تا ۶۰ میکرون به صورت نیمه خودشکل‌تایی شکل در میزبان گالن مشاهده شد (شکل ۱۰-B). بررسی طیف‌سنجی پراش انرژی پرتو ایکس، بیانگر وجود ۰/۶ تا ۰/۱ درصد وزنی آهن در ساختمان اسفالریت‌های منطقه است. کالکوپریت با ابعاد ۰/۱ تا ۳ میلی‌متر، به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌خودشکل و بافت‌های اسفنجی، افشان و برشی مشاهده شد.

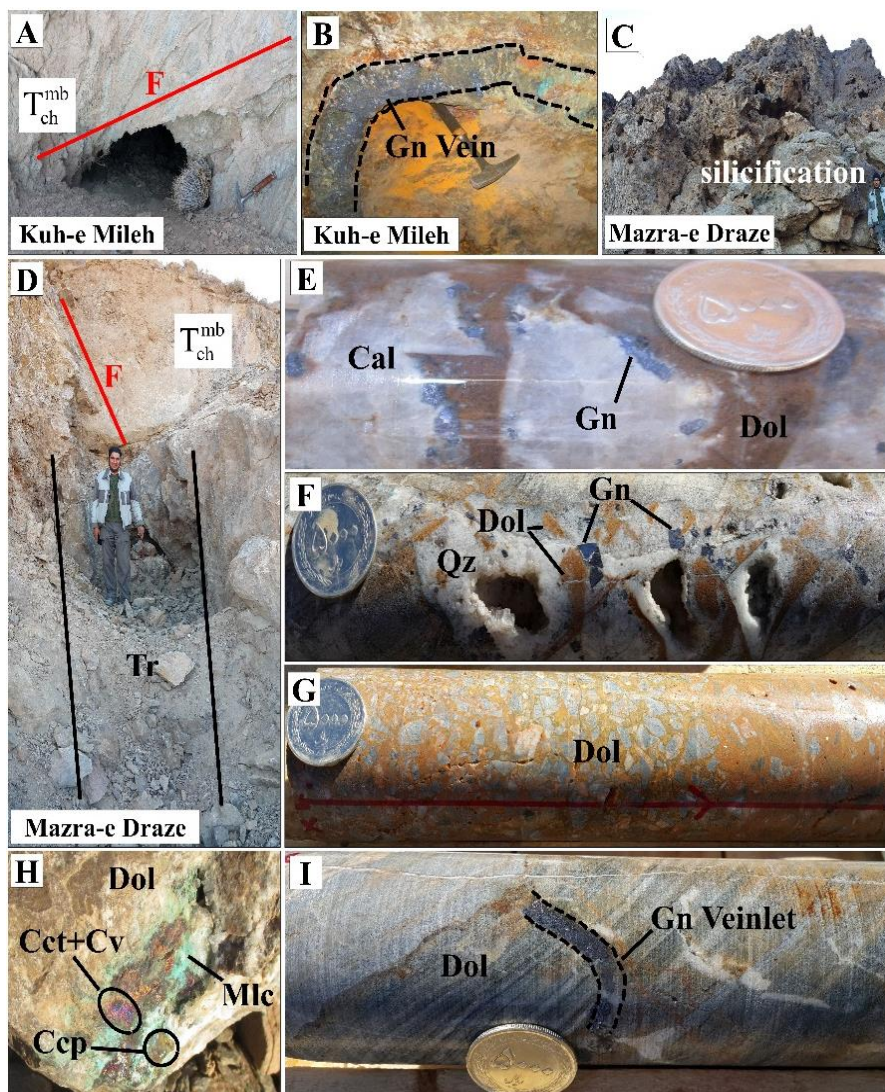
کانسار سرب (روی و مس) مزرعه‌دراز: این کانسار با مساحت تقریبی ۲/۵ کیلومتر مربع در فاصله ۲ تا ۲/۵ کیلومتری جنوب‌شرقی منطقه کوه‌میل قرار دارد. این کانسار با ماهیت چینه‌کران، طول تقریبی ۷۰۰ متر و ضخامت متغیر ۱ تا ۲۰ متر با روند شرقی - غربی همراه با گسترش بیشتر دگرسانی سیلیسی نسبت به دولومیتی شکل گرفته است (شکل ۷-C و D). در محدوده مزرعه‌دراز عیار میانگین سرب، روی و مس به ترتیب برابر ۱/۴، ۰/۳ و ۰/۰۳ درصد وزنی است (Kan-Azin Co., 2014; Kan-Azin Co., 2015). گسل‌های امتدادلغز با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی مهم‌ترین کنترل‌کننده ساختاری کانه‌زایی در محدوده مزرعه‌دراز هستند. در غرب مزرعه‌دراز، برشی شدن در زون‌های سیلیسی همراه با کانی‌سازی وسیع هماتیت مشاهده شد.

کانسار سیلچو: این کانسار با مساحت تقریبی ۱/۵ کیلومتر مربع در شمال منطقه مزرعه‌دراز قرار دارد. کانی‌سازی در کانسار سیلچو در رگه‌ای با روند N60 با شیب ۵۰ درجه به سمت شمال‌غرب و دگرسانی سیلیسی با طول ۵۰۰ متر و عرض ۵ متر در راستای گسلی با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی قرار گرفته است. عیار میانگین سرب، روی و مس به ترتیب در محدوده سیلچو ۲۱۴۰/۹۰، ۹۹۲ و ۱۲۷۴/۱۵ گرم در تن (ppm) است (Kan-Azin Co., 2014; Kan-Azin Co., 2015).

بافت برشی عمده‌ترین شکل کانی‌سازی در کلیه کانسارهای منطقه چاه‌میل است. برش‌ها بر اساس بافت و مقدار چرخش و ساییدگی قطعه‌ها به سه دسته شامل **برش خردشده^۶**، **برش موزائیکی^۷** و **برش رابل^۸** تقسیم می‌شوند. برش‌های موزائیکی و رابل به عنوان فراوان‌ترین نوع برش‌ها به چهار دسته: (۱) سیمان کربنات + کوارتز + سولفید، (۲) سیمان کوارتز + سولفید، (۳) سیمان کوارتز + هماتیت و (۴) سیمان کربنات قابل تقسیم است (شکل ۷-E، F و G). علاوه بر آن، بافت‌های پرنکنده فضای خالی، افشان و جانشینی در کلیه کانسارهای چاه‌میل مشاهده شد (شکل ۷-H و I).

کانه‌نگاری

بر اساس شواهد کانه‌نگاری، کانه‌های فلزی و غیرفلزی در کانسارهای



شکل ۷. تصاویر صحرایی از کانه‌زایی، بافت و دگرسانی در کانسار چاه‌میله. A: نمایی از دهانه تونل استخراجی و سطح گسل نرمال با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی در کوه‌میله، B: کانی‌سازی گالن رگه‌ای با مالاکیت جزئی در تونل استخراجی کوه‌میله، C: دگرسانی سیلیسی در مزرعه‌دراز، D: نمایی از تراشه اکتشافی در منطقه مزرعه‌دراز، E: بافت برشی موزائیکی با سیمان دولومیت و گالن و بافت جانشینی کلسیت با دولومیت، F: بافت برشی رابل با سیمان گالن + کوآرتز، و بافت حفره پرکن، G: بافت برشی رابل با سیمان دولومیت، H: بافت جانشینی در کالکوپیریت با رخداد کالکوسیت، کوولیت و مالاکیت و I: بافت پرکننده فضای خالی با گالن رگچه‌ای در سنگ‌میزبان دولومیتی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Cal: کلسیت، Ccp: کالکوپیریت، Cct: کالکوسیت، Cv: کوولیت، Dol: دولومیت، Gn: گالن، Mlc: مالاکیت، Qz: کوآرتز).

Fig. 7. Photograph showing mineralization, ore texture and alterations at Chah-Mileh deposit. A: View of exploitation tunnel entrance and normal fault surface with northwest-southeast trend at Kuh-e Mileh, B: Vein-type galena mineralization with minor malachite at Kuh-e Mileh exploitation tunnel entrance, C: Silicification at Mazra-e Deraz, D: View of the exploration trench at Mazra-e Deraz, E: Mosaic breccia texture with dolomite and galena cement and calcite replacement by dolomite, F: Rubble breccia with galena+quartz cement and vuggy texture, G: Rubble breccia with dolomite cement, H: replacement texture in chalcopyrite by chalcocite, covellite and malachite, and I: Open space filling texture with galena veinlet in dolomitic host rock. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: Calcite, Ccp: Chalcopyrite, Cct: Chalcocite, Cv: Covellite, Dol: Dolomite, Gn: Galena, Mlc: Malachite, Qz: Quartz).

ادخال‌های بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار در گالن مشاهده شد (شکل ۱۰-E، F و G). مالاکیت $(\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2)$ و آزوریت $(\text{Cu}_3(\text{CO}_3)(\text{OH})_2)$ فراوان‌ترین کانی‌های ثانویه مس در کانسار چاه‌میله هستند که رخداد مالاکیت اغلب با بافت پرکننده فضای خالی همراه کوارتز و کلسیت یا دولومیت، مشاهده شد (شکل ۸-H و I). مهم‌ترین اکسی-هیدروکسیدهای آهن مشاهده شده در کانسار چاه‌میله شامل هماتیت، گوتیت و لیمونیت است. هماتیت به عنوان فراوان‌ترین کانی اکسیدی آهن در منطقه با بافت نواری (شکل ۹-A)، داربستی (شکل ۹-B)، افشان، سوزنی و شعاعی (شکل ۱۰-H) مشاهده شد. کاتیون‌های دوظرفیتی آهن در حضور اکسیژن، هیدروکسیدهای سه ظرفیتی آهن تولید کرده که به تدریج طی پیشرفت تبلور و خروج آب از ساختمان کانی، بلورهای گوتیت با ساختمان مشبک تشکیل شده است (شکل ۹-C). علاوه بر کانی‌های اشاره شده، کانی‌های غیرسولفیدی کمیاب نظیر اسمیت‌زونیت (ZnCO_3) ، آتاکامیت $(\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3)$ ، کوپریت (Cu_2O) ، کریزوکلا $(\text{CuSiO}_3+n\text{H}_2\text{O})$ ، لیناریت $(\text{PbCu}[(\text{OH})_2\text{-SO}_4])$ ، لیتارژ (PbO) ، پلاتریت (PbO_2) ، مندیپیت $(\text{Pb}_3\text{Cl}_2\text{O}_2)$ نیز توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی (شکل ۱۰-I) و طیف‌سنج پراش پرتو ایکس (شکل ۱۱) در کانسار چاه‌میله شناسایی شد.

کانی‌های باطله

کوارتز فراوان‌ترین کانی باطله در منطقه چاه‌میله است که اغلب به صورت بلورهای نیمه خودشکل تا خودشکل با ابعاد ۲۰ میکرون تا ۶ میلی‌متر دیده می‌شود. کوارتز به صورت نهران بلور و تمام بلورین با ساخت و بافت‌های متفاوت به صورت دندان سگی تا شانه‌ای (شکل ۹-۹-D)، تیغه‌ای (شکل ۹-E)، گل کلمی و شعاعی (شکل ۹-F)، کلسدونی (شکل ۹-G)، پرماند، رشد شاخه درختی، قلوهای شکل، موزائیکی و پرکننده فضای خالی (شکل ۹-H)، مشاهده شد. باریت با بافت دم جارویی و شعاعی (شکل ۹-I) و کلسیت به صورت ریز بلور (Cal-1)، متوسط تا درشت بلور (Cal-2) و رگه‌ای (Cal-3) مشاهده شدند.

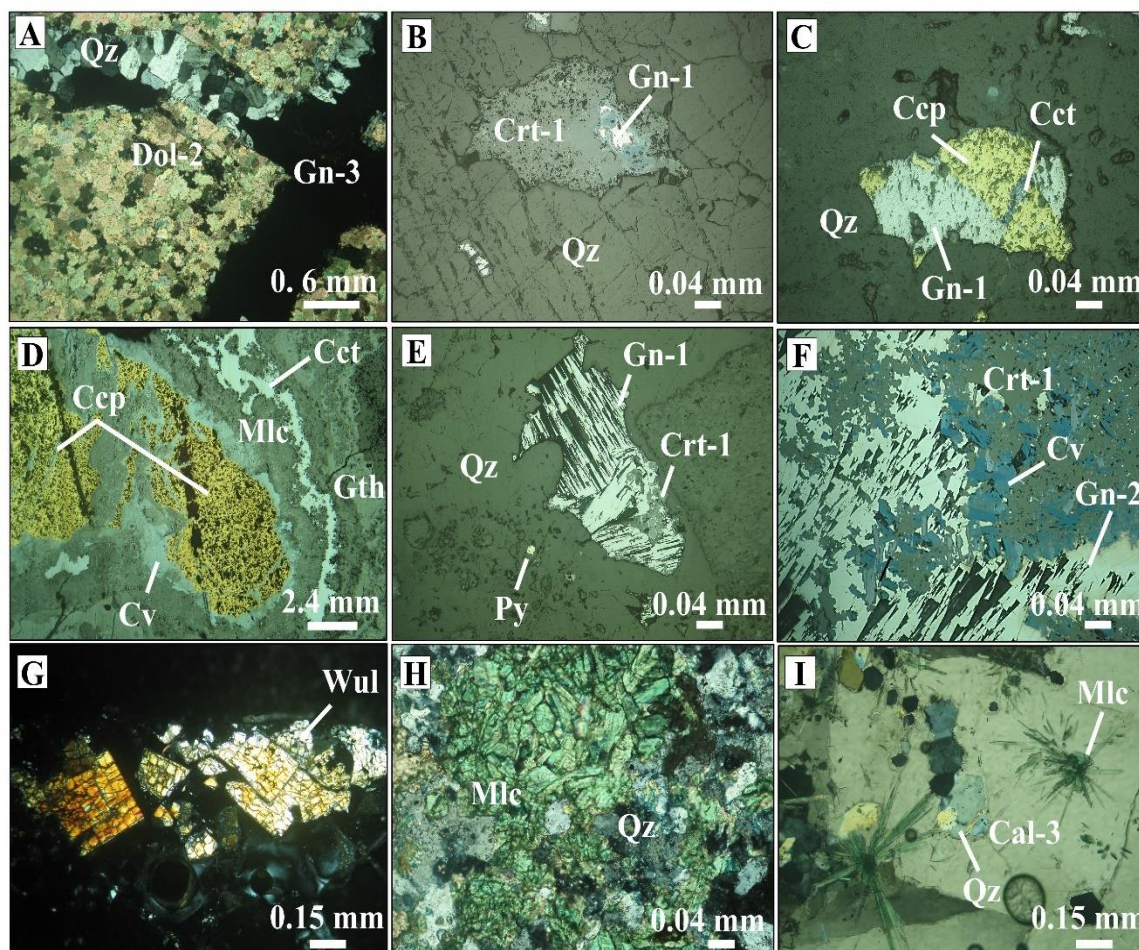
کانی‌های ثانویه سولفیدی نظیر کالکوسیت و کوولیت ناشی از عملکرد فرایند غنی‌سازی برون‌زاد، در حاشیه یا مرکز کالکوپیریت‌ها با بافت جانشینی تشکیل شده‌اند (شکل ۸-C و D). پیریت در کانسار چاه‌میله با فراوانی بسیار کمتری نسبت به گالن و کالکوپیریت وجود دارد که اغلب با ابعاد ۲ تا ۵ میکرون به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل افشان در سنگ میزبان کربناتی مشاهده شد (شکل ۸-E).

کانه‌های سولفیدی برون‌زاد

کوولیت با ابعاد تقریبی ۱۰ تا ۲۰۰ میکرون، ماکل موج‌دار و چندرنگی شدید آبی به همراه سروریت در امتداد رخ‌ها و حاشیه گالن مشاهده شد (شکل ۸-F). علاوه بر این، کانی کوولیت همراه با کالکوسیت (با رنگ انعکاسی آبی تا خاکستری روشن) با بافت جانشینی در مرکز و یا حاشیه کالکوپیریت مشاهده شد.

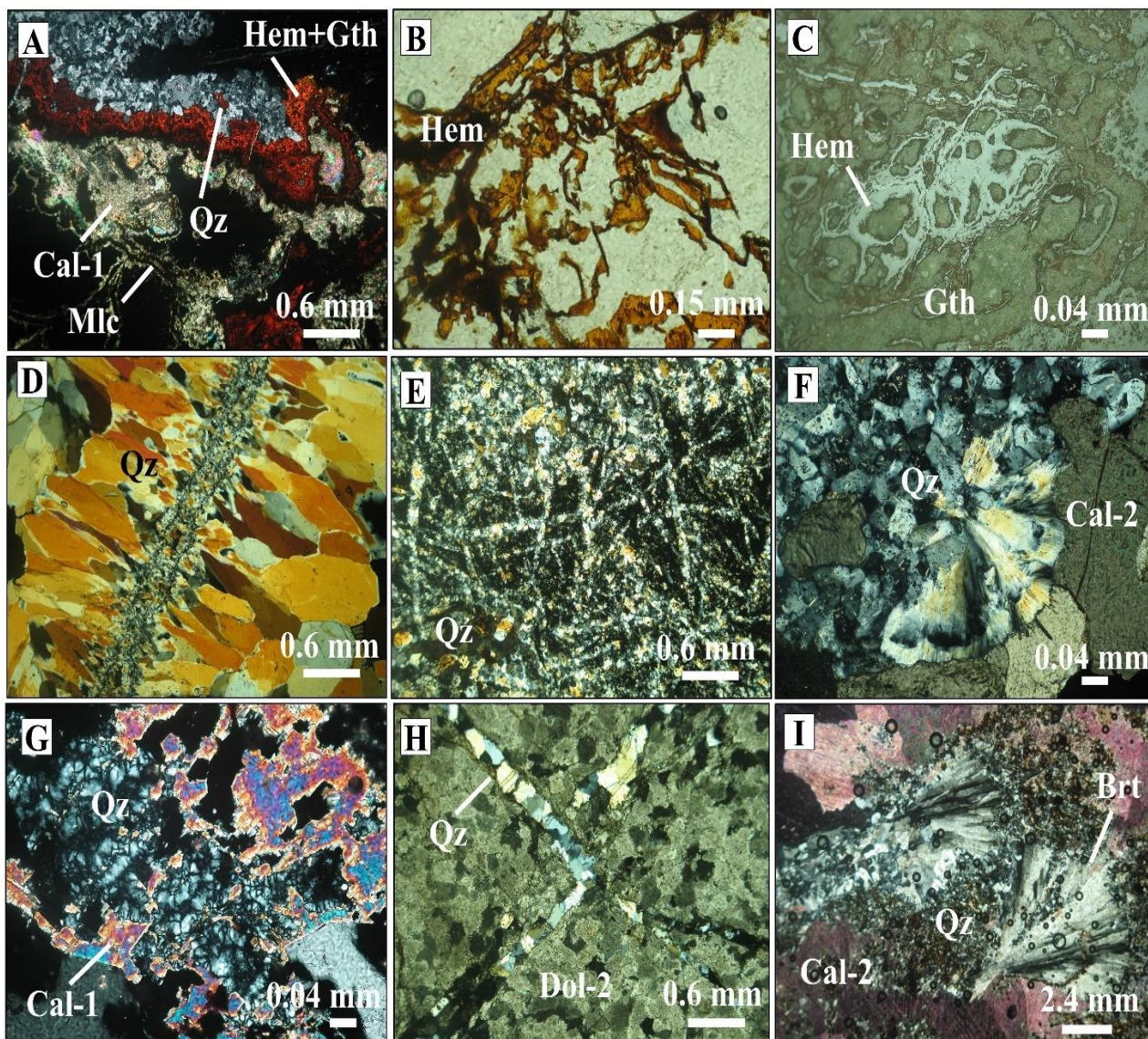
کانه‌های غیرسولفیدی

سروریت فراوان‌ترین کانی ثانویه سرب در کانسار چاه‌میله است که در دو نسل شامل سروریت ریزبلور (Cr-1) با بافت جانشینی در حاشیه گالن (شکل ۸-B، E و F و شکل ۱۰-A و B) و سروریت درشت‌بلور (Cr-2) با بافت پرکننده فضای خالی و شکستگی‌ها (شکل ۱۰-E) مشاهده شد. ولفنیت (PbMoO_4) به صورت پولک‌های نارنجی و چهار وجهی به همراه سروریت در شکستگی‌ها وجود دارد و در بررسی‌های میکروسکوپی با ابعاد ۵۰ تا ۴۰۰ میکرون به صورت بلورهای تخته‌ای در برش طولی و شعاعی در برش عرضی مشاهده شد (شکل ۸-G). میمیت $(\text{Pb}_5[\text{Cl}(\text{AsO}_4)_3])$ ، کانی آرسنات‌دار با رنگ‌های قرمز و یا زرد با ابعاد تقریبی ۱۰۰ میکرون همراه با کانی ثانویه سرب نظیر ولفنیت و سروریت در مرحله غنی‌سازی برون‌زاد تشکیل شده است (شکل ۱۰-C و D). همی‌مورفیت $(\text{Zn}_4[(\text{OH})_2\text{-Si}_2\text{O}_7]\cdot\text{H}_2\text{O})$ فراوان‌ترین کانی ثانویه روی در کانسار چاه‌میله است که به صورت بلورهای خودشکل صفحه‌ای یا تیغه‌ای با ابعاد ۲۰ تا ۲۰۰ میکرون در سنگ میزبان، هم‌رشدی صفحه‌ای با بلورهای کالکوپیریت و به صورت



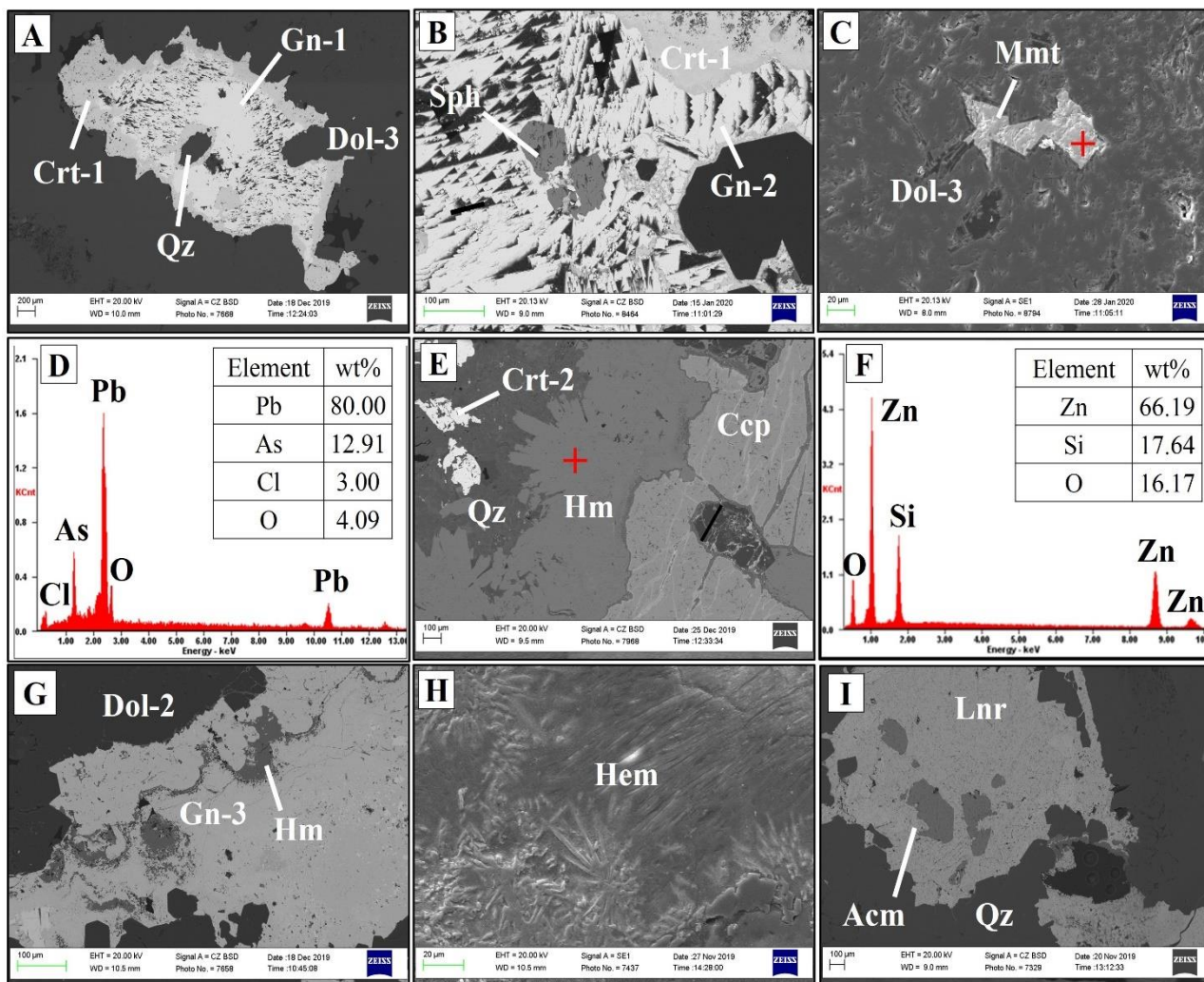
شکل ۸. تصاویر میکروسکوپ نوری کانی‌های سولفیدی و غیرسولفیدی کانسار چاه‌میله. A: رگه گالن (Gn-3) و کوارتز در مرمر دولومیتی (Dol-) (XPL)، B: بافت جزیره‌ای گالن (Gn-1) در سروزیت (Crt-1) (PPL)، C: رخداد هم‌زمان گالن (Gn-1) و کالکوپریت و رخداد کالکوسیت با جانشینی در کالکوپریت (PPL)، D: رخداد کانی‌های ثانویه کالکوسیت، کوولیت و مالاکیت در حاشیه کالکوپریت (PPL)، E: ذرات افشان پیریت همراه با رخداد جانشینی سروزیت (Crt-1) در گالن (Gn-1) (PPL)، F: جانشینی بلورهای تیغه‌ای کوولیت و سروزیت (Crt-1) در گالن (Gn-2) (PPL)، G: بلورهای خودشکل ولفنیت (XPL)، H: مالاکیت هرمی هم بعد با بافت پرکننده فضای خالی (XPL) و I: مالاکیت سوزنی و کلسیت نسل سوم (Cal-3) (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Cal: کلسیت، Ccp: کالکوپریت، Cct: کالکوسیت، Crt: سروزیت، Cv: کوولیت، Dol: دولومیت، Gn: گالن، Gth: گوئیت، Mlc: مالاکیت، Py: پیریت، Qz: کوارتز، Wul: ولفنیت.

Fig. 8. Photomicrographs of sulfide and non-sulfide minerals at Chah-Mileh deposit. A: Galena (Gn-3)-quartz veinlet within dolomitic marble (Dol-2) (XPL), B: Galena (Gn-1) atoll texture in cerussite (Crt-1) (PPL), C: Simultaneous occurrence chalcocite and galena (Gn-1) and chalcocite replacing chalcopyrite (PPL), D: chalcocite, covellite and malachite replacing on rims chalcopyrite (PPL), E: Disseminated pyrite accompanied by subhedral galena (Gn-1) and its replacement by cerussite (Crt-1) (PPL), F: Covellite bladed crystals and cerussite (Crt-1) replacing galena (Gn-2) (PPL), G: Wulfenite automorph crystals (XPL), H: Pyramidal malachite with open space filling texture (XPL), and I: Needle shape radial malachite and calcite (Cal-3) (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: Calcite, Ccp: Chalcopyrite, Cct: Chalcocite, Crt: Cerussite, Cv: Covellite, Dol: Dolomite, Gn: Galena, Gth: Goethite, Mlc: Malachite, Py: Pyrite, Qz: Quartz, Wul: Wulfenite).



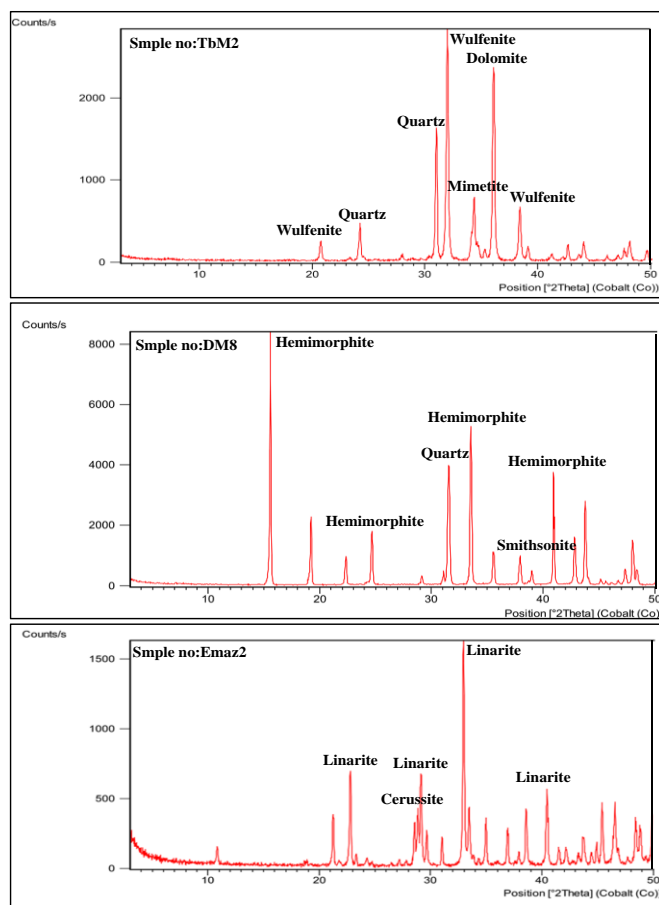
شکل ۹. تصاویر میکروسکوپ نوری کانی‌های اکسیدی-هیدروکسیدی و باطله کانسار چاه‌میله. A: هماتیت+گویت نواری و همیافتی مالاکیت با کلسیت (Cal-1) (XPL)، B: هماتیت داربستی (PPL)، C: بافت مشبک هماتیت و جانشینی آن توسط گویت (PPL)، D: کوارتز دندان‌سگی تا شانه‌ای (XPL)، E: کوارتز تیغه‌ای هماتیت، Mlc: مالاکیت، Qz: کوارتز. G: کوارتز گل‌کلی و شعاعی همراه با کلسیت (Cal-2) (XPL)، F: کوارتز نهن بلور کلسدونی (XPL)، H: رگه کوارتز به صورت پرکننده فضای خالی همراه با دولومیت (Dol-2) (XPL)، I: باریت دم‌جارویی همراه با کوارتز به صورت پرکننده فضای خالی در کلسیت رنگ‌آمیزی شده (Cal-2) (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Brt: باریت، Cal: کلسیت، Dol: دولومیت، Gth: گویت، Hem: هماتیت، Mlc: مالاکیت، Qz: کوارتز.

Fig. 9. Photomicrographs of oxide-hydroxide and gangue minerals at Chah-Mileh deposit. A: Banded hematite+goethite and association calcite (Cal-1) and malachite (XPL), B: Scaffold hematite (PPL), C: Reticulate texture hematite and its replacement by goethite (PPL), D: Dogtooth quartz and comb texture (XPL), E: Bladed quartz (XPL), F: Acicular quartz associated with calcite (Cal-2) (XPL), G: Chalcedony microcrystalline quartz (XPL), H: Quartz veinlet as open space filling associated with Dolomite (Dol-2) (XPL), and I: Acicular barite with quartz as open space filling in the stained calcite (Ca1-2) (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: Barite, Cal: Calcite, Dol: Dolomite, Gth: Goethite, Hem: Hematite, Mlc: Malachite, Qz: Quartz).



شکل ۱۰. تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از کانی‌های سولفیدی و غیرسولفیدی در کانسار چاه‌میله. A: بافت جانیشینی کناره‌های گالن (Gn-1) توسط سرروزیت (Crt-1)، B: ادخال اسفالریت در گالن (Gn-2) و جانیشینی سرروزیت (Crt-1) در حاشیه آن، C: رخدادهای میمیتیت به صورت پرکننده فضای خالی در میزبان مرمر دولومیتی (Dol-3)، D: طیف EDS از کانی میمیتیت، E: همراهی کالکوپیریت با همی مورفیت صفحه‌ای و سرروزیت دانه پراکنده (Crt-2)، F: طیف EDS از کانی همی مورفیت، G: همی مورفیت تشکیل شده در رگچه گالن (Gn-3)، H: رخداد هماتیت سوزنی و I: ادخال آتاکامیت در لیناریت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Acn: آتاکامیت، Ccp: کالکوپیریت، Crt: سرروزیت، Dol: دولومیت، Gn: گالن، Hem: هماتیت، Hm: همی مورفیت، Lnr: لیناریت، Mmt: میمیتیت، Qz: کوارتز، Sph: اسفالریت، As: آرسنیک، Cl: کلر، O: اکسیژن، Pb: سرب، Si: سیلیسیم، Zn: روی.

Fig. 10. BSE images of sulfide and non-sulfide minerals at Chah-Mileh deposit. A: Galena (Gn-1) boundary replacement by cerussite (Crt-1), B: Sphalerite inclusions within galena (Gn-2) and replacement of cerussite (Crt-1) on galena rims, C: Mimetite with open space filling texture within dolomitic marble (Dol-3), D: Energy-dispersive spectroscopy of mimetite, E: Chalcopyrite with platy hemimorphite and disseminated cerussite (Crt-2), F: Energy-dispersive spectroscopy of hemimorphite, G: Hemimorphite inclusions within galena veinlet (Gn-3), H: Needle shape radial hematite, and I: Atacamite inclusions within linarite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Acm: Atacamite, Ccp: Chalcopyrite, Crt: Cerussite, Dol: Dolomite, Gn: Galena, Hem: Hematite, Hm: Hemimorphite, Lnr: Linarite, Mmt: Mimetite, Qz: Quartz, Sph: Sphalerite, As: Arsenic, Cl: Chlorine, O: Oxygen, Pb: Lead, Si: Silicon, Zn: Zinc).



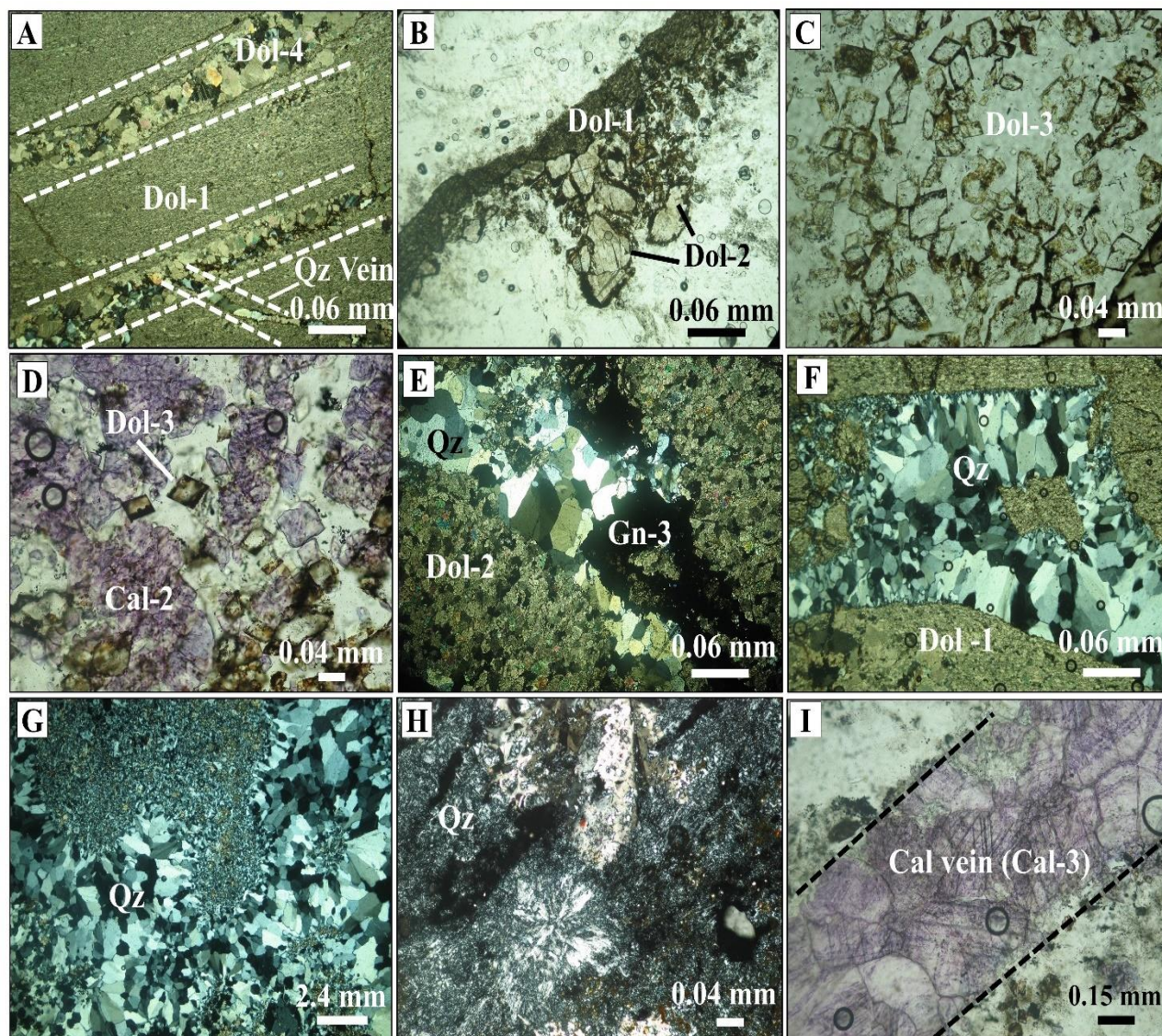
شکل ۱۱. طیف‌سنج پراش پرتو ایکس از کانی‌های غیر سولفیدی در کانسار چاه‌میله

Fig. 11. X-ray diffraction spectroscopy of non-sulfide minerals at Chah-Mileh deposit

دگرسانی

منطقه‌بندی دارای مرکز شفاف و حاشیه تیره هستند و ۴) دولومیت‌های رگه‌ای نوع چهارم که سایر نسل‌های قبلی را قطع کرده است (شکل ۱۲- A). دولومیت‌های نوع دوم و سوم با کانی‌های سولفیدی همراه بوده و در برخی مواقع فضای بین بلورها و نیز اطراف بلورهای دولومیت توسط گالن و یا کوآرتز پر شده است (شکل ۱۲- C، D و E). دگرسانی سیلیسی به صورت تشکیل رگه و رگچه‌هایی در امتداد شکستگی‌ها و پرشدگی حفره‌ها و سیمان برش‌ها اغلب همراه با کانه‌زایی است. دگرسانی سیلیسی، جانشین دگرسانی دولومیتی شده و بقایایی از دولومیت درون دگرسانی سیلیسی مشاهده می‌شود (شکل ۱۲- F، G و H). دگرسانی کلسیتی نیز اغلب به صورت جانشینی و تبلور مجدد سنگ آهک با بلورهای اسپاری در آخرین مرحله دگرسانی رخ داده است (شکل ۱۲- I).

دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی از دگرسانی‌های اصلی در کانسار چاه‌میله هستند که اغلب با برشی شدن همراه هستند. دگرسانی دولومیتی، قبل یا هم‌زمان با کانی‌سازی با ایجاد تخلخل و نفوذپذیری باعث آماده‌شدن سنگ کربناتی برای مهاجرت و ته‌نشست محلول کانه‌دار می‌شود. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، در کانسار چاه‌میله چهار نوع دولومیت مشاهده شد که شامل، ۱) دولومیت ریزبلور نوع اول، اغلب به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بدون کانه‌سازی سولفیدی، ۲) دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور نوع دوم، به صورت متراکم و بدون تخلخل تشکیل‌دهنده قطعه‌های برشی با سیمان سیلیسی (شکل ۱۲- A و B)، ۳) دولومیت‌های خودشکل و متوسط بلور نوع سوم که در اثر



شکل ۱۲. تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی‌های مختلف در کانسار چاه‌میله. A: دولومیت نوع اول (Dol-1) و چهارم (Dol-4) (XPL)، B: دولومیت نوع اول (Dol-1) و دوم (Dol-2) (PPL)، C: دولومیت نوع سوم (Dol-3) (PPL)، D: دولومیت نوع سوم (Dol-3) و کلسیت رنگ آمیزی‌شده (Cal-2) (PPL)، E: دولومیت نوع دوم (Dol-2) همراه با گالن (Gn-3) و کوارتز (XPL)، F: بقایایی از دگرسانی دولومیتی نوع اول (Dol-1) درون دگرسانی سیلیسی (XPL)، G: دگرسانی سیلیسی با کانی اصلی کوارتز (XPL)، H: دگرسانی سیلیسی همراه با کوارتزهای چندبلورین (XPL) و I: رگچه کلسیت اسپاری (Cal-3) (PPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Cal: کلسیت، Dol: دولومیت، Gn: گالن، Qz: کوارتز.

Fig. 12. Photomicrographs of various alterations at Chah-Mileh deposit. A: Type I (Dol-1) and IV dolomite (Dol-4) (XPL), B: Type I (Dol-1) and II dolomite (Dol-2) (PPL), C: Type III dolomite (Dol-3) (PPL), D: Type III dolomite (Dol-3) and stained calcite (Cal-2) (PPL), E: Association of type II dolomite (Dol-2) with galena (Gn-3) and quartz (XPL), F: Remnants of type I dolomite (Dol-1) alteration within silicic alteration (XPL), G: Silicification alteration with quartz (XPL), H: Silicification with polycrystalline quartz (XPL), and I: Sparry calcite veinlet (Cal-3) (PPL). Abbreviation after Whitney and Evans (2010) (Cal: Calcite, Dol: Dolomite, Gn: Galena, Qz: Quartz).

مراحل زمانی کان‌زایی

بر اساس شواهد صحرایی و آزمایشگاهی، مراحل کان‌زایی در کانسار چاه‌میله شامل سه مرحله اصلی: (۱) مرحله پیش از کان‌زایی یا دیاژنتیک، (۲) مرحله کان‌زایی سولفیدی و (۳) مرحله پس از کان‌زایی است.

(۱) **مرحله پیش از کان‌زایی یا مرحله دیاژنتیک:** با تشکیل سیمان کربناته (کلسیت و دولومیت) همراه است. همچنین دگرسانی دولومیتی در این مرحله موجب افزایش تخلخل سنگ‌میزبان و ته‌نشینی کانی‌های دیگر در مراحل بعدی شده است. در این مرحله پیریت‌های ریزبلور افشان تشکیل شده است.

(۲) **مرحله کان‌زایی سولفیدی:** این مرحله به عنوان مرحله سولفیداسیون اصلی با تشکیل گالن، مقادیر کمتری اسفالریت و کالکوپریت همراه است. کان‌زایی اسفالریت نیز به صورت ادخال در ابعاد ۴۰ تا ۶۰ میکرون در گالن مشاهده شد. کانی‌سازی گالن در سه زیرمرحله، کانی‌سازی افشان، کانی‌سازی برشی و کانی‌سازی رگه-رگچه‌ای است.

(۳) **مرحله پس از کان‌زایی:** این مرحله شامل دو زیرمرحله، (۱) پس از تشکیل کانسنگ سولفیدی و مرحله اصلی، در این زیرمرحله کلسیت (Cal-3) و کوارتز تأخیری، به صورت شکافه پرکن با ساخت رگه-رگچه‌ای، کانی‌های سولفیدی و رگه‌های شکل گرفته در مرحله اصلی کان‌زایی را قطع کرده‌اند. کوارتز با بافت قلو‌ه‌ای شکل و کلسدونی نیز در این مرحله تشکیل شده است. در این مرحله کانی‌های سولفیدی حضور ندارند و این کانی‌ها محصول مراحل پایانی کانی‌سازی گرمایی هستند. (۲) مرحله کان‌زایی برون‌زاد شامل دو زیرمرحله زون غنی‌سازی سولفیدی و زون اکسیدی (غیرسولفیدی) است. پس از تشکیل کانسنگ برون‌زاد، در نتیجه انحلال سولفیدهای دانه پراکنده موجود در سطح یا نزدیک به سطح زمین با آب‌های جوی تحت شرایط اسیدی و نفوذ این آب‌ها از طریق گسل‌ها و شکستگی‌ها به ترازهای عمقی بیشتر تا زیر سطح ایستایی (محیط احیا)، فرایند غنی‌سازی ثانویه برون‌زاد با تشکیل کانی‌های کالکوسیت و کوولیت و به صورت جزئی بورنیت شکل گرفته است. پس از تشکیل زون غنی‌سازی برون‌زاد، تحت تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی و بالا آمدگی منطقه، سیال جوی کم‌دما پس از مهاجرت از

سامانه‌های شکستگی و واکنش‌های شیمیایی جانشینی، کانسنگ سولفیدی برون‌زاد و غنی‌شده برون‌زاد را تحت تأثیر قرار داده و در نهایت، کانسنگ برون‌زاد اکسیدی-هیدروکسیدی با مجموعه‌ای از کانی‌های کربناتی، سیلیکاتی، اکسیدی سرب-روی و مس و اکسید-هیدروکسیدهای آهن تشکیل شده است. بر اساس شواهد کان‌زایی ارائه شده از قبیل بررسی‌های صحرایی، ساخت و بافت کان‌زایی، شواهد میکروسکوپی، مراحل رخداد کان‌زایی در کانسار چاه‌میله به طور شماتیک در توالی همیافتی **شکل ۱۳** نشان داده شده است.

میان‌بارهای سیال

رده‌بندی میان‌بارهای سیال در دمای اتاق (۲۵ درجه سانتی‌گراد) و بر اساس معیارهای ارائه شده توسط شفرود و همکاران (Shepherd et al., 1985) و رودر و همکاران (Roedder, 1984)، انجام شد. بررسی‌های پتروگرافی و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال بر روی کانی‌های دولومیت (Dol-2) و کوارتز (همراه با گالن افشان و رگه‌ای) مرتبط با مرحله کانی‌سازی اصلی و کلسیت (Cal-3) انجام شده است (شکل ۱۳). بر اساس بررسی‌های پتروگرافی، انواع میان‌بارهای سیال شامل اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب هستند که میان‌بارهای ثانویه با ابعاد کمتر از ۵ میکرون به صورت ردیفی مرز بلور را قطع کرده‌اند (شکل ۱۴-A و B). در این پژوهش، میان‌بارهای سیال اولیه با در نظر گرفتن مفهوم **اجتماع میان‌بارهای سیال**^{۱۲} توسط رودر و همکاران (Roedder, 1984) مورد آزمایش ریزدماسنجی قرار گرفتند. میان‌بارهای مشاهده شده به شکل‌های کشیده، میله‌ای، مستطیلی، مثلثی، دوکی، مدور، بیضوی و بی‌شکل هستند که ابعاد آنها اغلب بین ۵ تا ۳۰ میکرون (بیشترین فراوانی حدود ۱۰ میکرون) متغیر است. میان‌بارهای سیال اولیه به ترتیب فراوانی شامل دوفازی غنی از مایع (LV) (با درجه پرشدگی بیش از ۸۰ درصد)، تک‌فازی مایع (L)، دوفازی غنی از بخار (VL) (با درجه پرشدگی کمتر از ۲۰ درصد) و تک‌فازی بخار (V) هستند (شکل ۱۴-C, D, E, F, G, H). طبق شواهد پتروگرافی، **وقایع پس از به دام افتادن میان‌بار^{۱۳}**، شامل پدیده‌های **باریک‌شدگی^{۱۴}** و **نشست^{۱۵}** نیز مشاهده شد که از این میان‌بارها در ریزدماسنجی استفاده نشد.

میان‌بارها از یک سامانه $H_2O-NaCl-KCl$ و $H_2O-NaCl$ است؛ درحالی‌که تغییرات نقطه یوتکتیک در میان‌بارهای کوارتز پایین‌تر از کلسیت و دولومیت است. این امر بیانگر حضور نمک‌های دیگری نظیر کلرید منیزیم و آهن در سیال کانه‌ساز است. تغییرات دمای ذوب نهایی یخ (T_{mice}) برای میان‌بارهای LV در میزان دولومیت بین ۱۱- تا ۱۸- درجه سانتی‌گراد (میانگین ۱۴- درجه سانتی‌گراد در تعداد ۴۲ میان‌بار)، در میزان کلسیت بین ۴/۴- تا ۱۰- درجه سانتی‌گراد (میانگین ۶/۹- درجه سانتی‌گراد در تعداد ۱۰ میان‌بار) و در میزان کوارتز بین ۱۰- تا ۱۷- درجه سانتی‌گراد (میانگین ۱۳/۹- درجه سانتی‌گراد در تعداد ۱۸ میان‌بار)، ثبت شد.

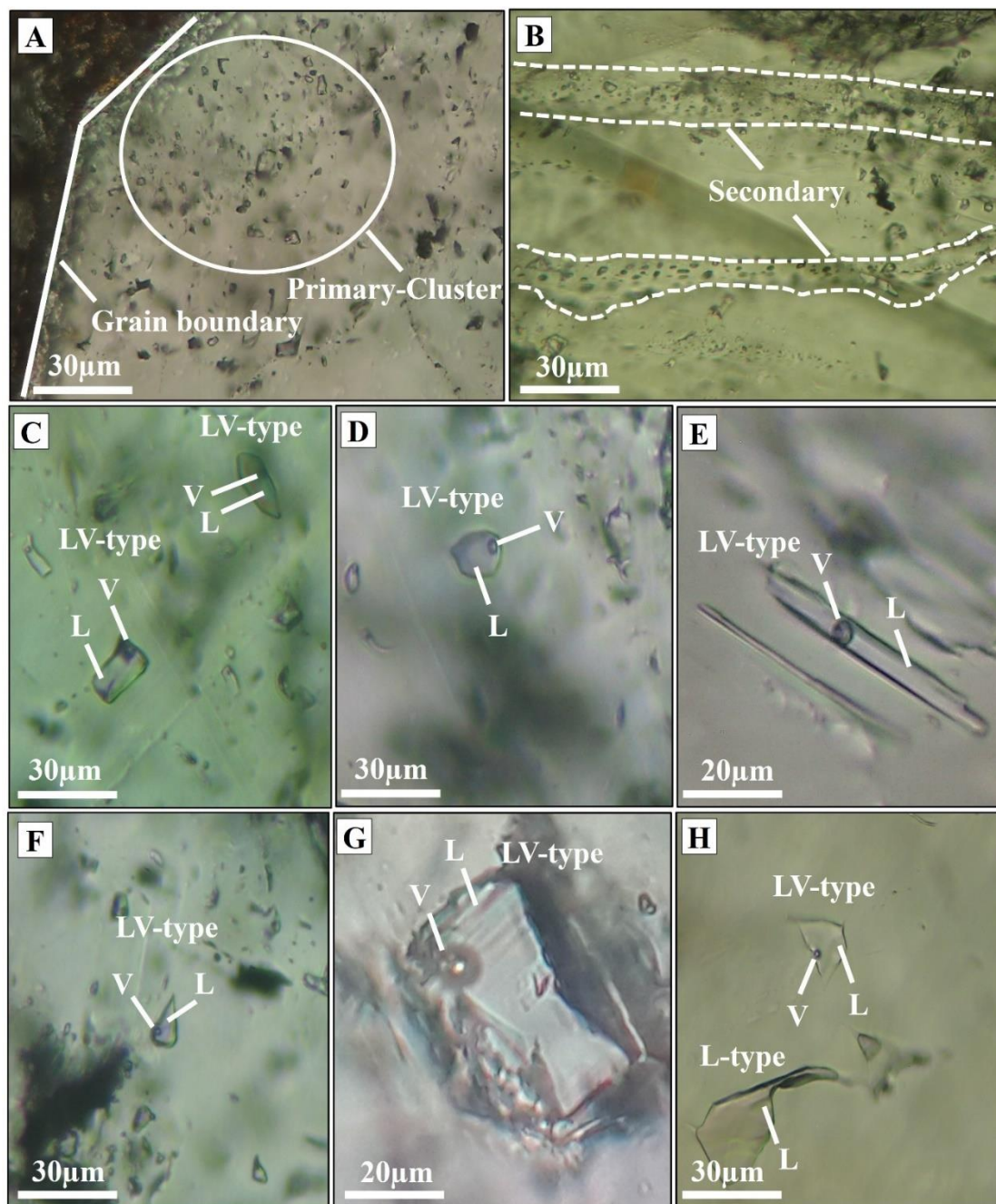
بر اساس نتایج ریزدماسنجی، تغییرات دمای همگن‌شدن (Th_{LV}) برای میان‌بارهای دوفازی غنی از مایع (LV) در میزان دولومیت بین ۹۳ تا ۱۶۷ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۱۲۵ درجه سانتی‌گراد در تعداد ۴۲ میان‌بار)، در میزان کلسیت بین ۹۸ تا ۱۴۷ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۱۲۱ درجه سانتی‌گراد در تعداد ۱۱ میان‌بار) و در میزان کوارتز بین ۸۱ تا ۱۵۸ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۱۱۲ درجه سانتی‌گراد در تعداد ۲۸ میان‌بار)، به دست آمد. تغییرات دمای یوتکتیک (T_e) برای میان‌بارهای LV در دولومیت و کلسیت بین ۲۱- تا ۳۰- درجه سانتی‌گراد (بیشترین فراوانی بین ۲۳- تا ۲۵- درجه سانتی‌گراد) و در کوارتز بین ۳۰- تا ۴۵- درجه سانتی‌گراد است. تغییرات نقطه یوتکتیک در کلسیت و دولومیت بیانگر تشکیل

Stages Minerals		Pre mineralization	Main sulfide stage			Post mineralization		
			Sub-stage I	Sub-stage II	Sub-stage III	Late gangue	Supergene	Oxidized zone
Sulfide	Pyrite	————						
	Galena		Gn-1	Gn-2	Gn-3			
	Sphalerite		————	————	————			
	Chalcopyrite		————					
Gangue	Dolomite	Dol-1	★ Dol-2 and Dol-3			Dol-4		
	Quartz		————			————		
	Calcite	Cal-1		Cal-2		★ Cal-3		
	Barite					-----		
Non-Sulfides	Chalcocite/Covellite						————	
	Cerussite							————
	Hemimorphite							————
	Malachite/Azurite							————
	Hematite/Goethite							————
	Other non-sulfides							-----
Texture	Disseminated	-----	————					
	Breccia			————				
	Vein-type				————			
	Replacement							————

Strong
 Intermediate
 Weak
 Local occurrence
 ★ Fluid Inclusions Study

شکل ۱۳. توالی همیافتی کانی‌ها در کانسار چاه‌میله، ضخامت خط‌ها نشان‌دهنده فراوانی کانی‌هاست

Fig. 13. Paragenetic sequence of minerals in Chah-Mileh deposit, thickness of line representing the minerals frequency.

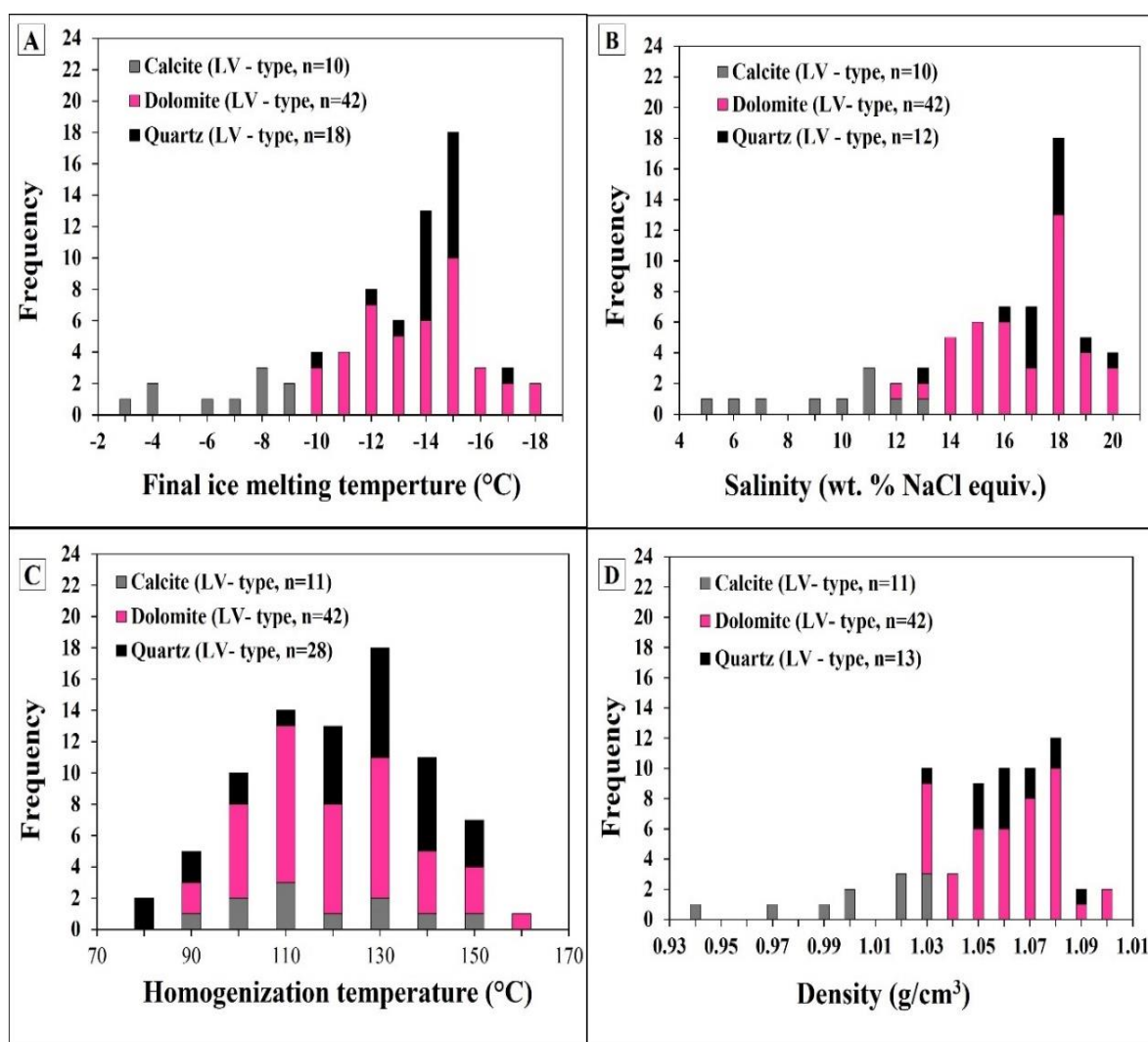


شکل ۱۴. تصاویر میکروسکوپی میان‌بارهای سیال در کانسار چاه‌میله. A: موقعیت میان‌بارهای سیال نسبت به مرز دانه کوارتز، B: ردیفی از میان‌بارهای سیال ثانویه در میزبان کلسیت، C: میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع (LV) با شکل‌های مستطیلی و بیضوی، D: میان‌بار سیال مدور، E: میان‌بار سیال میله‌ای و کشیده، F: میان‌بار سیال مثلثی، G: میان‌بار سیال بی‌شکل و H: همراهی میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع (LV) با تک‌فازی مایع (L) در میزبان کوارتز

Fig. 14. Fluid inclusions photomicrographs in the Chah-Mileh deposit. A: Primary cluster of fluid inclusions relative to the quartz grain boundary, B: A row of secondary fluid inclusions hosted by calcite, C: Liquid-rich two-phase fluid inclusions (LV) with rectangle and elliptical shapes, D: Circular fluid inclusion, E: Rod and elongated fluid inclusion, F: Triangular fluid inclusion, G: Irregular fluid inclusion, and H: Association of liquid-rich two-phase fluid inclusions (LV) with liquid monophase (L) hosted by quartz

سانتی متر مکعب متغیر است. جدول داده‌های میان‌بارهای سیال (جدول ۱) و نمودار ستونی تغییرات دمایی ذوب نهایی یخ، شوری، دمای همگن‌شدن و چگالی میان‌بارهای دوفازی غنی از مایع (LV) در کانسار چاه‌میله به ترتیب در شکل ۱۵-A، B، C و D آمده است. بر اساس نمودار احمد و رز (Ahmad and Rose, 1980)، فشار حاکم در طی تشکیل کانسنگ در کانسار چاه‌میله کمتر از ۵۰ بار است (شکل ۱۶).

مقادیر شوری محاسبه شده بر اساس $T_{m_{ice}}$ به ترتیب معادل ۱۴/۱۵ تا ۲۰/۹۷ شوری معادل نمک طعام (میانگین ۱۸/۱) در دولومیت، بین ۷/۰۲ تا ۱۳/۷۲ شوری معادل نمک طعام (میانگین ۱۲/۰۷) در کلسیت، بین ۱۳/۹۴ تا ۲۲/۲ شوری معادل نمک طعام (میانگین ۱۷/۶) در کوارتز، بین ۱۷/۰۸ تا ۱۸/۶۳ معادل مجموع کلرید سدیم و کلسیم در کوارتز، به دست آمد. چگالی میان‌بارهای سیال منطقه از ۰/۹۴ تا ۱/۱ گرم بر سانتی‌متر مکعب با بیشترین فراوانی در محدوده ۱/۰۵ تا ۱/۰۸ گرم بر



شکل ۱۵. نمودارهای ستونی A: دمای ذوب نهایی یخ، B: شوری، C: دمای همگن‌شدن، و D: چگالی در میان‌بارهای سیال کانسار چاه‌میله

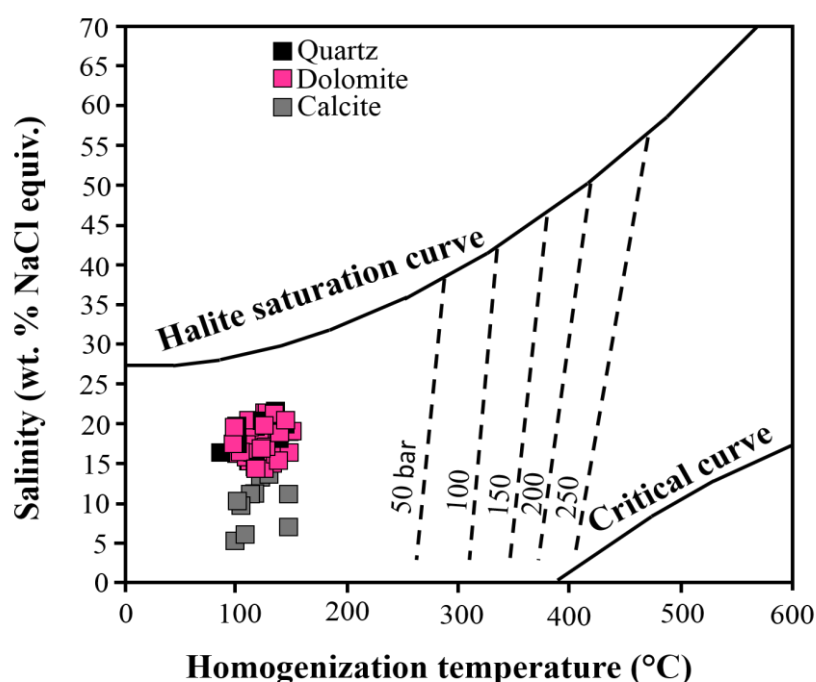
Fig. 15. Histogram of A: Final ice melting temperature, B: Salinity, C: Homogenization temperature, and D: Density of fluid inclusions at Chah-Mileh deposit

جدول ۱. نتایج ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال در کانسار چاه‌میله

Table 1. Microthermometric measurements of fluid inclusions from the Chah-Mileh deposit

Sample no.	Minerals	Type	T _{mice} (°C)	Th _{LV} (°C)	Salinity		Density (g/cm ³)
					(wt.% NaCl eq.)	(wt.% NaCl+CaCl ₂ eq.)	
Tbm-5	Dolomite	LV	-11.00 to -13.50	102-114	14.97-17.34	----	1.05-1.08
	Calcite	LV	-5.00 to -7.00	98-102	6.00-10.49	----	0.97-1.03
B3-emaz-5	Dolomite	LV	-10.20 to -15.20	115-156	14.15-18.80	----	1.03-1.08
	Calcite	LV	-4.40 to -8.00	115-146	7.02-11.70	----	0.97-1.03
T-wmaz-5	Quartz	LV	-14.00 to -15.70	137-146	17.79-19.21	----	1.05-1.06
	Quartz	LV	-14.00 to -15.60	125-128	----	17.80-18.63	----
T-wmaz-6	Dolomite	LV	-10.50 to -17.50	98-150	14.46-20.60	----	1.04-1.09
	Calcite	LV	-3.50 to -8.00	80-93	5.71-11.70	----	1.00-1.02
B3-emaz-2	Quartz	LV	-10.00 to -17.00	81-138	13.94-20.20	----	1.03-1.09
B3-emaz-4	Dolomite	LV	-11.00 to -15.00	113-156	14.00-18.20	----	1.04-1.08

T_{mice}: final ice melting temperature, Th_{LV}: homogenization temperature, LV: liquid-rich two-phase fluid inclusions.



شکل ۱۶. نمودار دوتایی دمای همگن‌شدن در مقابل شوری (Ahmad and Rose, 1980) برای تعیین فشار به دام افتادن سیال در کانسار چاه‌میله

Fig. 16. Binary diagram of homogenization temperature versus salinity (Ahmad and Rose, 1980) for determining the vapor pressure of trapping fluids at Chah-Mileh deposit

بحث

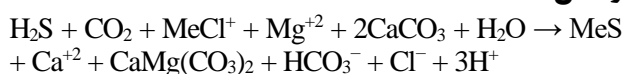
تحولات ساختمانی - زمین‌شناسی و رخداد کانه‌زایی

تکامل زمین‌ساختی کمپلکس دگرگونه انارک به طور مستقیم با تکامل زمین‌ساختی اقیانوس پالئوتتیس مرتبط است (Bagheri and Stampfli, 2008). این تکامل زمین‌ساختی طی تحولات بازشدگی اردوئیسین - دونین آغازین شروع شد و در تریاس با کوه‌زایی سیمیرین خاتمه یافت (Zanchi et al., 2015). در نتیجه رخدادهای زمین‌ساختی این منطقه چندین فاز دگرشکلی را متحمل شده که شدیدترین آن، مربوط به کوه‌زایی‌های کالدونین، سیمیرین و لارامید است (Vaghari et al., 2020). موقعیت‌های متنوع از گوه‌های حاشیه فعال فرورانش تا وقایع برخورد و کشش و فشارش مجدد، چندین مرتبه در این منطقه تکرار شده است. بر این اساس، گسل‌های رانشی با سن‌های متفاوت ایجاد شده است که قدیمی‌ترین آنها در زمان عملکرد رخداد تریاس بالایی در نتیجه برخورد قاره اوراسیا با بلوک سیمیرین و بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس به وجود آمده است (Salari and Bagheri, 2011). این رخداد در جنوب شرق انارک در منطقه پل‌هاوند و بیابانک قبل مشاهده است (Bagheri, 2007). این گسل‌ها دارای امتداد جنوب‌غربی - شمال‌شرقی و جهت راندگی به سمت جنوب‌شرقی (به سمت زمین‌درز پالئوتتیس) هستند (Vaghari et al., 2020).

شواهد جنبشی مبنی بر وارونگی زمین‌ساختی در راستای گسل‌های رانده انارک وجود دارد که تغییر سازوکار آنها را از راندگی به حرکت عادی نشان می‌دهد. تغییر سازوکار گسلش از راندگی به عادی بر روی گسل‌های رانده انارک به سبب تغییر سوی لغزش گسل درونه از راستالغز راست‌بر به راستالغز چپ‌بر و به دنبال آن تبدیل وضعیت پایانه گسل درونه از ترا فشارش به تراکشش است (Esterabi Ashtiani et al., 2011). حرکت‌های زمین‌ساختی یادشده، توانسته است جریان سیال بزرگ مقیاسی از شورابه‌های حوضه‌ای را در پاسخ به کانی‌سازی فلزهای پایه در مقیاس ناحیه انارک هدایت کند (Bagheri et al., 2007). همچنین بر اساس پژوهش میرنژاد و همکاران (Mirmejad et al., 2015)، رخداد کوه‌زایی لارامید (کرتاسه پایانی - ترشیاری) نقش مهمی را به عنوان عامل تحرک دوباره سرب از واحدهای قدیمی‌تر در کانی‌سازی سرب و روی پهنه ایران مرکزی نشان می‌دهد.

نیروهای کوه‌زایی فشارشی سبب حرکت سیالات کانه‌دار از مناطق با توپوگرافی بالا به سمت نقاط کم ارتفاع و نیز به سمت پایین شیب هیدرولیکی می‌شود. جریان سیال در چنین محیط‌های زمین‌ساختی تا مسافت‌های چند صد کیلومتری رخ می‌دهد (Robb, 2005). به عقیده لیچ و همکاران (Leach et al., 2005; Leach et al., 2010) سیال‌های کانه‌دار گرمایی در طی این فشارش آزاد و وارد گسل‌های نرمال و یا حفره‌های کارستی در ارتباط با این گسل‌ها می‌شوند و کانه‌زایی سرب و روی را به صورت اپی‌ژنتیک تشکیل می‌دهند. طبق شواهد مهم‌ترین عارضه زمین‌ساختی مؤثر بر رخداد کانی‌سازی در کانسار چاه‌میله، گسل‌های نرمال و امتدادلغز با راستای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی، شمال‌شرقی - جنوب‌غربی و شرقی - غربی هستند که شرایط مطلوبی را برای مهاجرت سیال از سنگ بستر رسوبی زیرین فراهم کرده است. علاوه بر شکستگی‌های ساختمانی، فرایندهای شیمیایی نیز در ایجاد فضای مناسب کانی‌سازی در ته‌نشست کانسار نقش دارند که از جمله آنها می‌توان به دولومیتی‌شدن، انحلال، برشی‌شدن سنگ‌های کربناته، سیلیسی‌شدن و تبلور مجدد اشاره کرد (Park and MacDiarmid, 1970). واکنش شماره ۱ را می‌توان برای تشکیل دولومیت پیشنهاد کرد (Hill, 1995):

واکنش ۱:



در رابطه بالا می‌تواند فلزهای Fe، Pb و یا Zn باشد که به ترتیب باعث تشکیل کانی‌های پیریت، گالن و اسفالریت می‌شود. فرایند دولومیتی‌شدن نیازمند وجود یک سامانه باز و نسبت‌های سیال به سنگ بالاست؛ زیرا به طور پیوسته باید یون‌های Mg^{+2} وارد و یون‌های Ca^{+2} از سامانه خارج شود. محاسبات تعادلات جرمی گویای آن است که مقدار $1/2 \times 10^4$ مول یون Mg^{+2} باید به حجم یک مترمکعب (1 m^3) از یک سنگ کربنات با تخلخل ۱۰ درصد و دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد برای انجام فرایند دولومیتی‌شدن اضافه شود. در واقع این رخداد به حجم $2/8 \times 10^8 \text{ cm}^3$ سیال دولومیت‌زا نیاز دارد (Pearce et al., 2013). نسبت سیال به سنگ دگرسانی دولومیتی‌شدن در دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد معادل ۳۱۰ است؛ این درحالی است که پدیده

وجود پیریت در همیافت کانیایی کانسار چاه‌میله، شرایط لازم برای تولید اسیدسولفوریک فراهم بوده است. در کانسار چاه‌میله، سولفیدهای اولیه طی فرایندهای ساختاری و بالآآمدگی در سطح و یا نزدیک به سطح قرار گرفته‌اند که همین عامل، فرایند هوازدگی و اکسایش سولفیدها را به وسیله آب‌های جوی فرورو تسریع می‌کند و موجب تولید سیال اکسیدان اسیدی می‌شود. بنابراین اکسایش به تخریب سولفید اولیه، تولید Fe^{2+} ، Fe^{3+} ، Pb^{+2} ، Zn^{+2} ، $Fe_2(SO_4)_3$ و H و نیز تشکیل محلول‌های سولفات‌دار و محیط با pH کم منجر می‌شود (Domenech et al., 2002; Pirajno et al., 2010). واکنش اسید تولید شده با سنگ‌های میزبان کربناته (واکنش‌های خنثی‌سازی) به آزاد شدن Ca^{+2} ، Mg^{+2} ، CO_3^{-2} و HCO_3^{-} در محلول منجر می‌شود (Pokrovsky et al., 2005; Pokrovsky et al., 2009). افزون بر این، حفره‌های انحلالی و قطعه‌های برشی حاصل از فرایند انحلال سیال اسیدی، سبب افزایش نفوذپذیری و حرکت آسان سیالات اکسیدان فلزدار تولیدشده در کانسار چاه‌میله شده است. عامل مهم دیگر در این مرحله، وجود لایه نفوذناپذیر شیبستی کمپلکس چاه‌گره و کمپلکس مرغاب در بخش کم‌پایین کانسار چاه‌میله است که سبب جلوگیری از فرار سیالات اکسیدان کانه‌دار از محیط می‌شود. ته‌نشینی کانی‌های سولفاتی و کربناتی ثانویه به حرکت گونه‌های سرب و روی در محلول و همچنین شرایط محیطی مانند P_{CO_2} و pH وابسته است (Takahashi, 1960; Sangameshwar and Barnes, 1983).

طی مرحله اولیه واکنش‌های خنثی‌سازی تمرکز یون‌های سولفات و تحرک کم یون‌های آهن در زون اکسایش به ته‌نشینی اکسی-هیدروکسیدهای آهن (گوتیت) و هماتیت و غنی‌شدن آهن کانسار چاه‌میله در نزدیکی سطح منجر شده است. پس از فرایند اکسایش کانه‌های سولفیدی، در اثر واکنش سیال اسیدی با سنگ‌های کربناته میزبان، غلظت SO_4^{2-} کاهش و مقدار pH آن افزایش می‌یابد، در چنین شرایطی با P_{CO_2} بالا و pH: ۶/۲ (Reichert and Borg, 2008) سروزیت به صورت پوششی بر روی گالن تشکیل می‌شود.

دولومیتی شدن در دمای پایین نیازمند وجود حجم بالاتری از نسبت سیال به سنگ در محیط است (نسبت ۷۸۰ در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد). کاهش دما موجب افزایش نسبت مولار Ca/Mg در محیط و در نهایت عدم دسترسی به منابع Mg مورد نیاز رخداد دولومیتی شدن می‌شود (Davies and Smith Jr, 2006).

نحوه شکل‌گیری و تحولات کانسنگ غیرسولفیدی

گسترش نیم‌رخ‌های هوازدگی اغلب نتیجه‌ای از فعالیت‌های هم‌زمان سیالات آب‌شویی، بالآآمدگی ساختاری و شکننده پوسته تحت شرایط آب و هوای گرم و مرطوب است (Boni and Mondillo, 2015). گسترده‌ترین نیم‌رخ‌های هوازده به اسیدیته اولیه سیال، ماهیت و مقدار کانی‌های درون‌زاد، ظرفیت خنثی‌سازی سنگ‌های میزبان، تراکم و میزان شکستگی‌ها بستگی دارد (Takahashi, 1960; Bladh, 1982; Sangameshwar and Barnes, 1983; Scott et al., 2001; Reichert and Borg, 2008; Choulet et al., 2019; Fontaine et al., 2020). به عقیده مغفوری و همکاران (Maghfouri et al., 2017b)، در کانسارهای غیرسولفیدی ایران، بالآآمدگی ساختاری به قرار گرفتن کانسنگ اولیه سولفیدی در نزدیک سطح زمین منجر شده و اکسایش آنها را در شرایط آب و هوایی مناسب امکان‌پذیر می‌کند. بالآآمدگی ساختاری و گسلش وابسته به آن طی رخدادهای تغییرشکل پس از کانه‌زایی سولفیدی، در ایجاد شکستگی کربنات‌های میزبان و تسهیل عملکرد آب‌های جوی نقش داشته است (Aghanabati, 1998; Aghanabati, 2004). علاوه بر این، آب و هوای خشک و نیمه خشک ایران بهترین شرایط را برای اکسایش کانسنگ سولفیدی و حفظ توده معدنی غیرسولفیدی فراهم می‌کند (Maghfouri et al., 2017b).

در حضور اکسیژن مولکولی و آهن فریک به عنوان عامل اکسیدکننده، مخلوطی از کانی‌های سولفیدی (گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت) اکسید می‌شوند (Balci et al., 2012; Heidel et al., 2013). واکنش اکسیژن با پیریت سبب تولید حجم بسیار اسیدسولفوریک می‌شود؛ درحالی‌که اکسایش اسفالریت مقادیر بسیار کمی اسیدسولفوریک تولید می‌کند و در اکسایش گالن هیچ نوع اسیدسولفوریکی تشکیل نمی‌شود (Bertorino et al., 1995).

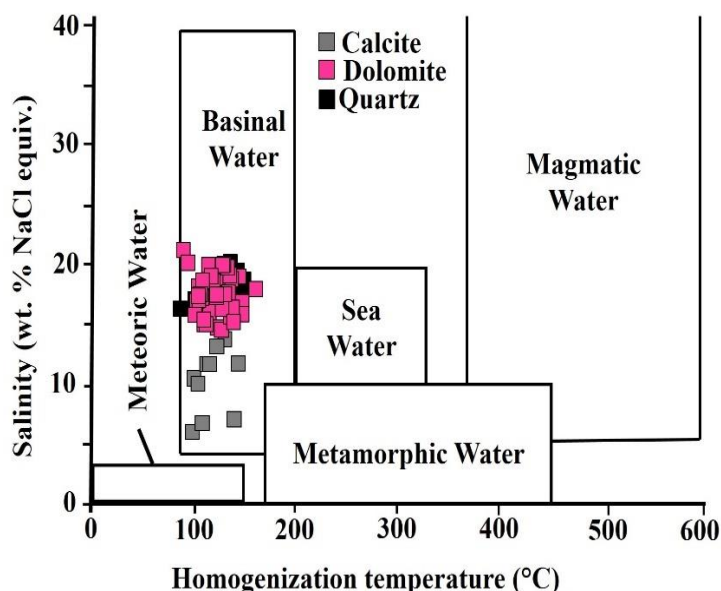
واکنش شکست بر روی اجزای سیلیکات از جمله کوارتز و کانی‌های فیلسیلیکاته نظیر مسکویت و کلریت در سنگ بستر دگرگون‌شده کمپلکس چاه‌گره و مرغاب منشأ گرفته است.

منشأ احتمالی سیال و شرایط انتقال فلز

نمودار کسler (Kesler, 2005) (شکل ۱۷) و بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال بیانگر آن است که سیالی با ترکیب مشابه با شورابه‌های حوضه‌ای (ترکیبی از آب‌های اقیانوسی قدیمی و سیالات به دام افتاده در حفره‌های سنگی) در کانی‌سازی کانسار چاه‌میله دخالت دارد. در کانسار چاه‌میله، تغییرات دمای همگن‌شدن (Th_{LV}) برای میان‌بارهای دوفازی غنی از مایع (LV) بین ۸۱ تا ۱۶۷ درجه سانتی‌گراد و شوری بین ۷/۰۲ تا ۲۲/۲ درصد وزنی معادل نمک طعام است. این مقدار در محدوده دما و شوری کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی (دمای بین ۷۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و شوری بین ۱۰ تا ۳۰ درصد وزنی معادل نمک طعام) قرار دارد (Leach et al., 2010; Leach et al., 2005).

در شرایط قلیایی کم، انگلیزیت ناپایدار و Pb^{2+} آزاد شده که بعد از مهاجرت در حفره‌های سنگ‌میزبان به صورت سروزیت ته‌نشین شده است (Reichert and Borg, 2008).

طی واکنش‌های خنثی‌سازی، Zn^{+2} در محلول تا شرایط P_{CO_2} بالا و pH بالاتر در محلول باقی می‌ماند. بنابراین ته‌نشینی اسمیت‌زونیت در شرایط فشار بخشی بالای CO_2 (Brugger et al., 2003) و pH: ۶ (Reichert and Borg, 2008) با جانشینی در سنگ‌میزبان کربناته و اسفالریت رخ داده است. همی‌مورفیت کانی هیدروسیلیکاته روی است که در حضور سیلیس (Reichert and Borg, 2008) و P_{CO_2} پایین تشکیل می‌شود (Takahashi, 1960). تشکیل همی‌مورفیت در پایان واکنش بین سیالات در گردش و سنگ‌میزبان کربناته (Boni and Mondillo, 2015) به تحرک بالای SiO_2 و یا احیای ظرفیت بافرکننده ناشی از انحلال سنگ‌میزبان کربناته وابسته است (Hitzman et al., 2003; Choulet et al., 2014). در کانسار چاه‌میله سیلیس احتمالاً از

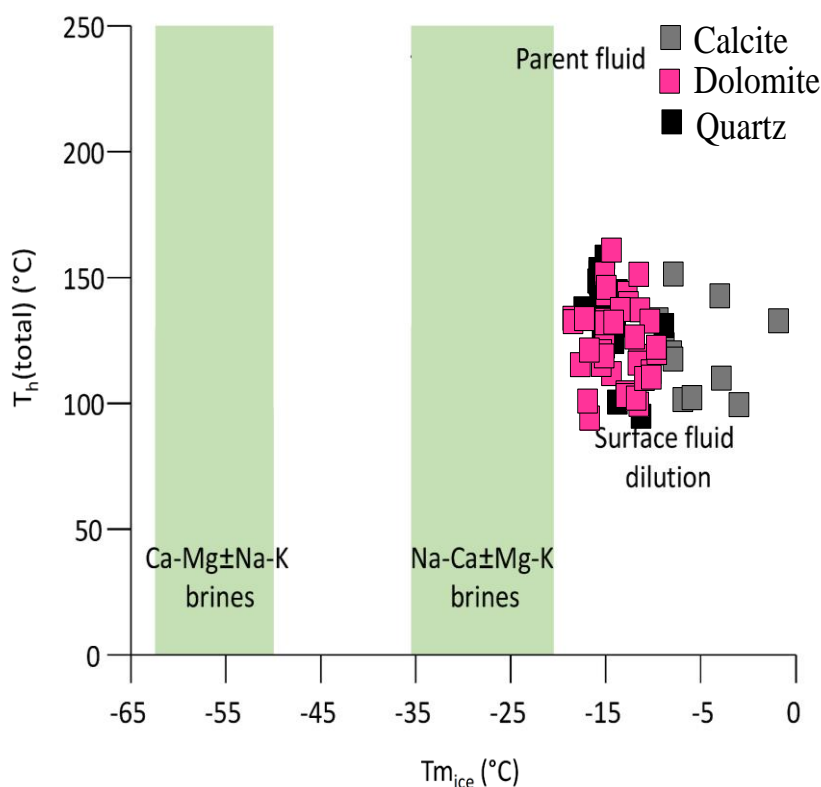


شکل ۱۷. نمودار دوتایی دمای همگن‌شدن در مقابل شوری (Kesler, 2005)، نمودار نشان می‌دهد که سیال‌های میان‌بار در کانسار چاه‌میله در منطقه شورابه‌های حوضه‌ای قرار گرفته‌اند.

Fig. 17. Binary diagram of homogenization temperature versus salinity (Kesler, 2005), showing that fluid inclusion in the Chah-Mileh deposit plotted in the basinal brines field.

است که نقش مؤثری در تشکیل کانی‌سازی سولفیدی همراه با دگرسانی دولومیتی داشته‌اند. بررسی‌های هاینز و کسلر (Haynes and Kesler, 1987) در کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی بیانگر تمرکز پایین K و نسبت بالای Ca به Na (اغلب) در میان‌بارهای سیال است. بر اساس این بررسی‌ها، نسبت بالای Ca به Na تنها توسط تبادل سیال با سنگ‌های کربناته در محل قابل تولید نیست و به اختلاط سیال نیازمند است. اختلاط دو شورابه حوضه‌ای با شوری متفاوت، شرایط اکسایش و کاهش، محتوای گوگرد و فلز نقش مهمی را در ته‌نشینی کانی‌های باطله و کانه در کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی دارد (Sverjensky, 1984; Saunders and Swann, 1990; Adams et al., 2000; Corbella et al., 2004; Kharaka and Hanor, 2007).

شورابه‌های حوضه‌ای در حوضه‌های رسوبی بسیار متحرک هستند؛ بنابراین به اختلاط گسترده شورابه‌های حوضه‌ای مختلف منجر می‌شوند (Hitchon and Friedman 1969; Kharaka and Carothers, 1986; Worden et al., 1999; Ziegler et al., 2001; Kharaka and Hanor, 2007). نخستین دمای ذوب‌شدگی (T_e) رابطه‌ای مستقیم با ترکیب نمک موجود در میان‌بارهای سیال گرمابی دارد (Shepherd et al., 1985). تغییرات دمای نخستین ذوب یخ به دست آمده در کانسار چاه‌میله، نشان‌دهنده حضور کمپلکس شورابه‌ای با یون‌های Fe و Mg علاوه بر یون‌های Na و K است. همچنین با ترسیم مقادیر T_h (total) (°C) و T_{m_ice} میان‌بارهای سیال کانسار چاه‌میله در نمودار دوتایی شکل ۱۸، می‌توان دریافت که ترکیب سیال در کانسار چاه‌میله دارای ترکیب اصلی Na و Ca همراه با کاتیون‌های Mg و K



شکل ۱۸. نمودار دوتایی T_{m_ice} در مقابل T_h (total) (°C) و نمایش ترکیب سیال تشکیل‌دهنده کانسار چاه‌میله (Boiron et al., 2010)

Fig. 18. Binary diagram of final ice melting temperature versus total homogenization temperature and fluid composition of the Chah-Mileh deposit (Boiron et al., 2010)

طعام) برای مهاجرت فلزها در شورابه‌های حوضه‌ای (در دمای کمتر از ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) محاسبه شده است؛ در صورتی که غلظت گوگرد کاهنده پایین‌تر از 0.02 mg.L^{-1} باشد (Kharaka et al., 1987; Sicree and Barnes, 1996; Kharaka and Hanor, 2007). بنابراین می‌توان گفت در کانسار چاه‌میله، سیال ثبت‌شده در کوارتز (با شوری میانگین $17/6$ درصد وزنی نمک طعام) و دولومیت (با شوری میانگین $18/1$ درصد وزنی نمک طعام)، شرایط را برای غلظت کافی کلرید به عنوان حمل‌کننده سرب و روی فراهم کرده است (Kharaka et al., 1987; Sicree and Barnes, 1996; Kharaka and Hanor, 2007).

عوامل فیزیکوشیمیایی مؤثر در نهشت کانسار

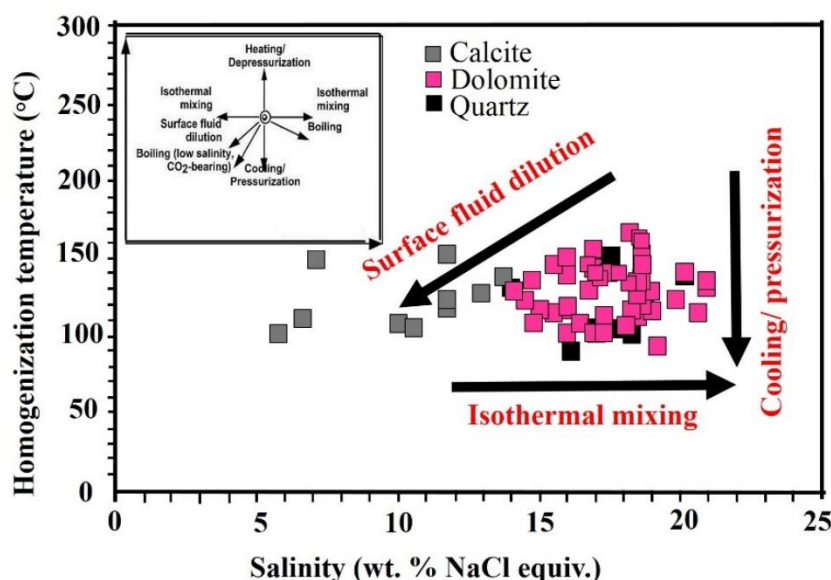
وقوع پدیده‌های اختلاط، رقیق‌شدگی سیال، کاهش ناگهانی فشار و جوشش، از عوامل مؤثر در ناپایداری کمپلکس‌های فلزی به ویژه کلریدهای سرب، روی، مس و اورانیوم در ذخایر معدنی مختلف هستند (Zhang et al., 2019; He et al., 2020). پدیده اختلاط سیال در کانسارهای سرب و روی با میزان رسوبی، به عنوان مهم‌ترین سازوکار مؤثر در ته‌نشست فلزها محسوب می‌شود (Zhang et al., 2019). بررسی نمودار دمای همگن شدن در مقابل شوری و مقایسه آن با روند‌های مختلف تحول سیال توسط ویلکینسون (Wilkinson, 2001) (شکل ۱۹) نشان می‌دهد که کانه‌زایی سرب و روی در کانسار چاه‌میله ناشی از چرخش/اختلاط سیال در فضا‌های خالی ناشی از وضعیت ساختاری منطقه و لیتولوژی سنگ‌میزبان است. بنابراین اختلاط بین سیالات با شوری بالا و پایین‌تر ممکن است شرایط محیطی سیالات فلزدار را با کاهش فعالیت لیگاند و در نتیجه حلالیت فلزدار تغییر دهد (Hanor, 2001). علاوه بر این، کاهش تدریجی دمای سیال در نتیجه رقیق‌شدگی سیال والد با آب‌های جوی نقشی مهم در ته‌نشینی فلزات در کانسار چاه‌میله داشته است. شکل‌گیری زون‌های سیلیسی وسیع در یک منطقه از نشانه‌های صعود سیال گرمایی به سطح و اختلاط و رقیق‌شدگی آنها با آب‌های جوی کم‌دماست. مهم‌ترین عامل ته‌نشینی کوارتز در یک ذخیره کاهش انحلال‌پذیری کوارتز طی کاهش دمای محیط است.

در حوضه‌های رسوبی، شوری با عمق افزایش می‌یابد؛ اما منشأ شورابه با شوری بالا همچنان بحث‌انگیز است (Hanor, 1994; Bazin et al., 1997; Kharaka and Hanor, 2007; Bouabdellah et al., 2012). بیشتر بررسی‌های منتشرشده طرفدار تبخیر آب دریا، انحلال نمک طعام یا مخلوط شدن سیالات در محیط‌های زیرسطحی به عنوان منشأ شورابه حوضه‌ای است (Rittenhouse, 1967; Hanor, 1994; Kesler et al., 1996; Bazin et al., 1997; Kharaka and Hanor, 2007). بنابراین اتفاق نظر کلی وجود دارد که شورابه‌های حوضه‌ای به عنوان عوامل انتقال سرب و روی در تشکیل بسیاری از کانسارهای میزبان کربنات عمل کرده‌اند؛ اما در مورد اینکه شورابه‌های حوضه‌ای به عنوان حلال برای این فلزها عمل کنند، توافق کمتری وجود داشته است (Hanor, 1996). شواهدی از سنگ‌های تبخیری در توالی‌های سنگ بستر کانسار چاه‌میله وجود ندارد. چنان‌که گفته شد، واحدهای سنگی قدیمی در ناحیه لئارک به واسطه عملکرد گسل‌های رانده عمیق، در طول یک رژیم فشارشی به سطح رسیده‌اند. علاوه بر این، جنبش راستالغز چپ‌بر کنونی گسل درونه در محل خمیدگی پایانه باختری آن باعث ایجاد وضعیت تراکشن ناحیه‌ای در انارک و به دنبال آن، تغییر سازوکار رانندگی در این گسل‌ها به سازوکار عادی شده است (Esterabi Ashtiani et al., 2011)، بنابراین به نظر می‌رسد مخلوط شدن سیالات در محیط‌های زیر سطحی به عنوان منشأ شورابه‌های حوضه‌ای در کانسار چاه‌میله محتمل باشد.

بر اساس عقیده هانور (Hanor, 1996)، در شورابه‌های کانه‌ساز مهاجرت سرب و روی اغلب توسط کمپلکس‌های کلریدی کنترل می‌شود. همچنین به عقیده استافل و همکاران (Stoffell et al., 2008)، سیالات حوضه‌ای شور با محتوای بالایی از یون‌های Na^{+2} ، K^{+} ، Ca^{+2} ، Mg^{+2} و Fe^{+2} به همراه Cl^{-} از مهم‌ترین منابع انتقال‌دهنده فلزها در کانسارهای سرب و روی با سنگ‌میزبان کربناته هستند. بر اساس بررسی‌های یاردلی (Yardley, 2005)، سیال گرمایی با محتوای کلر بالا قادر است مقادیر بیشتری فلز از ساختمان سنگ‌های مجاور شست‌وشو دهد که موجب افزایش عیار کانسنگ می‌شود. آستانه کلریدی 100 g.L^{-1} (شوری تقریبی ۱۷ درصد وزنی نمک

جریان سیالات در مناطق سه‌گانه چاه‌میله یک‌نواخت نبوده و کانی‌سازی اغلب در مناطق برشی شده و شکستگی‌ها تکامل یافته است.

رخداد دگرسانی سیلیسی همواره به عنوان نشانه‌ای از تغییرات دمایی ناشی از رقیق‌شدگی محسوب می‌شود که در کانسار چاه‌میله نیز به شدت قابل مشاهده است. تغییر در ضخامت مواد معدنی مختلف نشان می‌دهد که



شکل ۱۹. نمودار دوتایی دمایی همگن‌شدن در مقابل شوری و نمایش موقعیت میان‌بارهای سیال در کانسار چاه‌میله. روندهای مختلف تحول سیال نیز با استفاده از نمودار ویلکینسون (Wilkinson, 2001) رسم شده است.

Fig. 19. Binary diagram of homogenization temperature versus salinity at Chah-Mileh deposit. Fluid evolution trends adopted from Wilkinson (2001).

نتیجه‌گیری

کله‌ها از سیال کله‌زا تحت تأثیر عواملی مانند کاهش فشار (در اثر برخورد سیال با فضاها یا همچون گسل‌ها و حفره‌های انحلالی)، کاهش دما و رقیق‌شدگی حاصل از آمیختگی شورابه‌ها با سیالات جوی صورت گرفته است. کانسنگ سولفیدی شامل گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و پیریت است که در اثر بالا آمدگی منطقه و افت سطح ایستابی، با تغییر شرایط محیط از احیا به اکسیدان دچار دگرسانی شده است. در مجموع؛ توجه به شواهد صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، از دیدگاه موقعیت زمین‌ساختی (محیط کوه‌زایی)، کنترل‌کننده لیتولوژی-ساختاری، سنگ‌میزبان (مرمر دولومیتی تریاس میانی)، شکل هندسی کانه‌زایی (چینه‌کران)، ویژگی‌های بافتی (برشی، شکافه‌پرکن، جان‌شینی و افشان)، مجموعه کانه‌های فلزی

کانسار سرب و روی چاه‌میله با میزبانی مرمر دولومیتی تریاس میانی دارای کانه‌زایی‌های درون‌زاد سولفیدی و برون‌زاد است. دگرسانی دولومیتی شدن به ویژه طی مرحله کانه‌زایی سولفیدی اصلی تشکیل شده که شواهد میان‌بارهای سیال نشان می‌دهد ترکیب سیال از اجزای اصلی Na-Ca همراه با کاتیون‌های K-Mg-Fe تشکیل شده است. سیالات کانه‌زا احتمالاً حاصل آمیختگی سیالات جوی و شورابه‌های حوضه‌ای بوده‌اند که تبدیل وضعیت پایانه گسل درون‌ه از ترا فشارش به تراکشش با تغییر سازوکار گسل‌های راندگی به عادی در ناحیه انارک شرایط مناسبی را برای ورود آب‌های رقیق جوی و مواجهه با شورابه‌های درون حوضه‌ای غنی از فلز فراهم کرده است. نهشته‌شدن

کانسارهای با میزبان رسوبی و برای درک شکل‌گیری کانسارهای رسوبی نوع دره می‌سی‌سی‌پی است.

قدردانی

نویسندگان از سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) برای فراهم کردن شرایط بازدید از منطقه، نمونه‌برداری از گمانه‌ها و حمایت‌های مالی برای انجام تجزیه کانی‌شناسی در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، کمال سپاس را دارند. همچنین از داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی برای ارائه نظرهای مفید و سازنده صمیمانه قدردانی می‌شود.

ساده (نظیر گالن، اسفالریت، کالکوپریت و پیریت)، باطله‌های کوارتز، دولومیت، کلسیت و باریت، دگرسانی سنگ میزبان (دولومیتی شدن و سیلیسی شدن)، نبود شواهدی از تأثیرگذاری مستقیم توده‌های نفوذی بر کانی‌سازی و نتایج بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال مؤثر بر کانه‌زایی (دمای همگن شدن بین ۸۱ تا ۱۶۷ درجه سانتی‌گراد و شوری بین ۷۰/۲ تا ۲۲/۲ درصد وزنی معادل نمک‌طعام)، کانسار چاه‌میله را می‌توان نمونه‌ای از کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی در ایران در نظر گرفت. در کانسار چاه‌میله اختلاط و رقیق‌شدگی سیالات به عنوان مهم‌ترین فرایندهای تسهیل‌کننده ته‌نشینی در نظر گرفته می‌شود که یک عامل اصلی برای تشکیل

1. MEMB
2. YAMB
3. Scanning Electron Microscopy
4. Energy-Dispersive X-ray Spectroscopy
5. X-ray Diffraction
6. Crackle breccia
7. Mosaic breccia
8. Rubble breccia
9. Corroded
10. Boundary
11. Cleavage relict
12. Fluid inclusion assemblage
13. Post entrapment events
14. Necking down
15. Leakage

References

- Adams, J.J., Rostron, B.J. and Mendoza, C.A., 2000. Evidence for two-fluid mixing at Pine Point, NWT. *Geochemical Exploration*, 69-70(C): 103-108.
[https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(00\)00014-5](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(00)00014-5)
- Aghanabati, A., 1998. Major sedimentary and structural units of Iran (map). *Geosciences*, 7: 29-30. Retrieved September 6, 2021 from <https://www.researchgate.net/publication/287773361>
- Aghanabati, A., 2004. *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp. (in Persian)
- Ahmadian, J., Murata, M., Nadimi, A., Ozawz, H. and Kozai, T., 2014. Active tectonics of Iran deduced from earthquakes, active faulting and GPS evidences. *Bulletin of Center for Collaboration in Community Naruto University of Education*, 28(2): 11–22. Retrieved September 6, 2021 from <https://www.researchgate.net/publication/301230362>
- Ahmad, S.N. and Rose, A.W., 1980. Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico. *Economic Geology*, 75(2): 229–250.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.75.2.229>
- Bagheri, S., 2007. The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas. Ph.D. Thesis, University of Leusanne, Leusanne, Switzerland, 232 pp.
- Bagheri, H., Moore, F. and Alderton, D.H.M., 2007. Cu-Ni-Co-As (U) mineralization in the Anarak area of central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5-6): 651–665.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.03.011>
- Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451(1-4): 123–155.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.047>
- Bakker, R.J., 2012. Package FLUIDS. Part 4: thermodynamic modeling and purely empirical equations for H₂O-NaCl-KCl solutions. *Mineralogy and petrology*, 105(1-2): 1–29.
<https://doi.org/10.1007/s00710-012-0192-z>
- Balci, N., Mayer, B., Shanks III, W.C. and Mandernack, K.W., 2012. Oxygen and sulfur isotope systematics of sulfate produced during abiotic and bacterial oxidation of sphalerite and elemental sulfur. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 77: 335–351.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.10.022>
- Bazin, B., Brosse, E. and Sommer, F., 1997. Chemistry of oil-field brines in relation to diagenesis of reservoirs 1. Use of mineral stability fields to reconstruct in situ water composition. Example of the Mahakam basin. *Marine and Petroleum Geology*, 14(5): 481–495.
[https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(97\)00004-4](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(97)00004-4)
- Bertorino, G., Caredda, A.M., Ibba, A. and Zuddas, P., 1995. Weathering of Pb-Zn mine tailings in pH buffered environment. *Proceedings of the 8th International Symposium on Water-Rock Interaction*, Wladiwostok, Russia. Retrieved September 6, 2021 from <https://www.tib.eu/en/search/id/BLCP:CN013924388>
- Bladh, K.W., 1982. The formation of goethite, jarosite, and alunite during the weathering of sulfide-bearing felsic rocks. *Economic Geology*, 77(1): 176–184.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.1.176>
- Boiron, M.C., Cathelineau, M. and Richard, A., 2010. Fluid flows and metal deposition near basement/cover unconformity: lessons and analogies from Pb-Zn-F-Ba systems for the understanding of Proterozoic U deposits. *Geofluids*, 10(1–2): 270–292.
<https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00289.x>
- Boni, M. and Mondillo, N., 2015. The Calamines and the Others: The great family of supergene nonsulfide zinc ores. *Ore Geology Reviews*, 67: 208–233.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.025>
- Bouabdellah, M., Sangster, D.F., Leach, D.L., Brown, A.C., Johnson, C.A. and Emsbo, P., 2012. Genesis of the Touissit-Bou Beker Mississippi valley-type district (Morocco-Algeria) and its relationship to the Africa-Europe collision. *Economic Geology*, 107(1): 117–146.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.107.1.117>
- Brown, P.E., 1989. FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *American Mineralogist*, 74(11–12): 1390–1393. Retrieved September 6, 2021 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/74/11-12/1390/42220>
- Brugger, J., McPhail, D.C., Wallace, M. and Waters, J., 2003. Formation of Willemite in Hydrothermal

- Environments. *Economic Geology*, 98(4): 819–835. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.4.819>
- Buchs, D.M., Bagheri, S., Martin, L., Hermann, J. and Arculus, R., 2013. Paleozoic to Triassic ocean opening and closure preserved in Central Iran: Constraints from the geochemistry of meta-igneous rocks of the Anarak area. *Lithos*, 172–173: 267–287. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.009>
- Choulet, F., Charles, N., Barbanson, L., Branquet, Y., Sizaret, S., Ennaciri, A., Badra, L. and Chen, Y., 2014. Non-sulfide zinc deposits of the Moroccan High Atlas: Multi-scale characterization and origin. *Ore Geology Reviews*, 56: 115–140. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.08.015>
- Choulet, F., Richard, J., Boiron, M.C., Dekoninck, A. and Yans, J., 2019. Distribution of trace elements in willemite from the Belgium non-sulphide deposits. *European Journal of Mineralogy*, 31(5–6): 983–997. <https://doi.org/10.1127/ejm/2019/0031-2871>
- Corbella, M., Ayora, C. and Cardellach, E., 2004. Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-Type deposits. *Mineralium Deposita*, 39(3): 344–357. <https://doi.org/10.1007/s00126-004-0412-5>
- Davies, G.R. and Smith Jr, L.B., 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90(11): 1641–1690. <https://doi.org/10.1306/05220605164>
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Research*, 36(2): 491–505. <https://doi.org/10.1306/74D714F6-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Domenech, C., De Pablo, J. and Ayora, C., 2002. Oxidative dissolution of pyritic sludge from the Aznalcollar mine (SW Spain). *Chemical Geology*, 190(1–4): 339–353. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00124-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00124-9)
- 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. *Mineralogy and Petrology*, 108 (1): 123–136. <https://doi.org/10.1007/s00710-013-0279-1>
- Esterabi Ashtiani, M., Yassaqi, A., Javadi, H.R., Shahpasandzadeh, M. and Ghassemi, M.R., 2011. The Study of Dorouneh Fault System's West Termination in Jandaq-Talmessi Area. *Journal of Geoscience*, 20(79): 13–20. (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22071/GSJ.2011.54988>
- Fontaine, L., De Putter, T., Bernard, A., Decree, S., Cailteux, J., Wouters, J. and Yans, J., 2020. Complex mineralogical-geochemical sequences and weathering events in the supergene ore of the Cu-Co Luiswishi deposit (Katanga, D.R. Congo). *Journal of African Earth Sciences*, 161: 103674. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103674>
- Hall, D.L., Sterner, S.M. and Bodnar, R.J., 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Economic Geology*, 83(1): 197–202. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.1.197>
- Hanor, J.S., 1994. Origin of saline fluids in sedimentary basins. In: J. Patnell (Editor), *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins*. Geological Society, London, pp. 151–174. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1994.078.01.13>
- Hanor, J.S., 1996. Controls on the solubilization of Lead and Zinc in basinal brines. In: D.F. Sangster (Editor), *Carbonate-Hosted Lead-Zinc Deposits*. Society of Economic Geologists, London, pp. 483–500. <https://doi.org/10.5382/SP.04.36>
- Hanor, J.S., 2001. Reactive transport involving rock buffered fluids of varying salinity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(21): 3721–3732. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00703-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00703-7)
- Haynes, F.M. and Kesler, S.E., 1987. Fluid inclusion chemistry in the exploration for Mississippi Valley-type deposits: an example from East Tennessee, U.S.A. *Applied Geochemistry*, 2(3): 321–327. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(87\)90047-3](https://doi.org/10.1016/0883-2927(87)90047-3)
- He, Y., Wu, T., Huang, Z., Ye, L., Deng, P. and Xiang, Z., 2020. Genesis of the Maoping carbonate-hosted Pb–Zn deposit, northeastern Yunnan Province, China: evidences from geology and C-O-S-Pb isotopes. *Acta Geochimica*, 39(6): 782–796. <https://doi.org/10.1007/s11631-020-00424-4>
- Heidel, C., Tichomirowa, M. and Junghans, M., 2013. Oxygen and sulfur isotope investigations of the oxidation of sulfide mixtures containing pyrite, galena and sphalerite. *Chemical Geology*, 342: 29–43. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.01.016>
- Hill, C.A., 1995. H₂S-related porosity and sulfuric acid oil-field karst. In: D.A. Budd, A.H. Saller and P.M.

- Harris (Editors), Unconformities and porosity in carbonate strata. American Association of Petroleum Geologists, United States, pp. 301-306. Retrieved September 6, 2021 from <https://pubs.geoscienceworld.org/books/book/1312/chapter/107169453>
- Hitchon, B. and Friedman, I., 1969. Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin-I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33(11): 1321–1349. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(69\)90178-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(69)90178-1)
- Hitzman, M.W., Reynolds, N.A., Sangster, D.F., Allen, C.R. and Carman, C.E., 2003. Classification, genesis, and exploration guides for Nonsulfide Zinc Deposits. *Economic Geology*, 98(4): 685–714. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.4.685>
- Hou, Z. and Zhang, H., 2015. Geodynamics and metallogeny of the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geology Reviews*, 70: 346–384. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.026>
- Jazi, M.A., Karimpour, M.H. and Malekzadeh 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*, 80: 27–47. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.010>
- Kan-Azin Mining Consultant Company., 2014. General exploration report of the iron at Mileh area in Anarak, Isfahan (Scale: 1:25000). Iranian Mines and Mining Industries Development and Renovation Organization (Imidro), Tehran, Report 1, 438 pp.
- Kan-Azin Mining Consultant Company., 2015. General exploration report of the iron at Mileh area in Anarak, Isfahan (Scale: 1:5000). Iranian Mines and Mining Industries Development and Renovation Organization (Imidro), Tehran, Report 2, 214 pp.
- Kesler, S.E., 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, 1(1): 13–18. <https://doi.org/10.2113/gselements.1.1.13>
- Kesler, S.E., Martini, A.M., Appold, M.S., Walter, L.M., Huston, T.J. and Furman, F.C., 1996. Na-Cl-Br systematics of fluid inclusions from Mississippi Valley-type deposits, Appalachian Basin: constraints on solute origin and migration paths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(2): 225–233. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00390-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00390-8)
- Kharaka, Y.K. and Carothers, W.W., 1986. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of deep basin brines. In: P. Fritz and J.Ch. Fontes (Editors), *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Elsevier Science, Amsterdam, pp. 305–360. Retrieved September 6, 2021 from <https://searchworks.stanford.edu/view/12822455>
- Kharaka, Y.K. and Hanor, J.S., 2007. Deep fluids in the continents: I. Sedimentary basins. In: J.I. Drever (Editor), *Surface and ground water, weathering and soils*. Elsevier Science, Amsterdam, pp. 1–48. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05085-4>
- Kharaka, Y.K., Maest, A.S., Carothers, W.W., Law, L.M., Lamothe, P.J. and Fries, T.L., 1987. Geochemistry of metal-rich brines from central Mississippi Salt Dome basin, U.S.A. *Applied Geochemistry*, 2(5-6): 543–561. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(87\)90008-4](https://doi.org/10.1016/0883-2927(87)90008-4)
- Leach, D.L., Bradley, D.C., Huston, D., Pisarevsky, S.A., Taylor, R.D. and Gardoll, S.J., 2010. Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits in Earth History. *Economic Geology*, 105(3): 593–625. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.593>
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Ross, R.L., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J. and Walters, S., 2005. Sediment-hosted Pb-Zn deposits: A global Perspective. In: W.J. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 561–607. <https://doi.org/10.5382/AV100.18>
- Maghfouri, S. and Hosseinzadeh, M.R., 2018. The early Cretaceous Mansourabad shale-carbonate hosted Zn-Pb (-Ag) deposit, Central Iran: an example of vent-proximal sub-seafloor replacement SEDEX mineralization. *Ore Geology Reviews*, 95 :20–39. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.020>
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R. and Choulet, F., 2020. Supergene nonsulfide Zn-Pb mineralization in the Mehdiabad world-class sub-seafloor replacement SEDEX-type deposit, Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 109(7): 2531–2555. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01916-7>
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Choulet, F.,

- Alfonso, P., Azimzadeh, A.M. and Rajabi, A., 2019. Vent-proximal sub-seafloor replacement clastic-carbonate hosted SEDEX-type mineralization in the Mehdiabad world-class Zn-Pb-Ba-(Cu-Ag) deposit, Southern Yazd Basin, Iran. *Ore Geology Reviews*, 113:103047. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103047>
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Choulet, F., Lentz, D.R., Tajeddin, H.A., Movahednia, M. and Shariefi, A., 2021. Nature of ore-forming fluids in the Mehdiabad world-class sub-seafloor replacement SEDEX-type Zn-Pb-Ba-(Cu-Ag) deposit, Iran; constraints from geochemistry, fluid inclusions, and O-C-Sr isotopes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 207: 104654. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104654>
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Rajabi, A. and Azimzadeh, A.M., 2017a. Darreh-Zanjir deposit; a typical carbonate hosted Zn-Pb deposit (MVT) in early cretaceous sedimentary sequence, southern Yazd basin. *Journal of Geoscience*, 26(103): 13–28. (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22071/GSJ.2017.46724>
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Rajabi, A. and Choulet, F., 2017b. A review of major non-sulfide zinc deposits in Iran. *Geoscience Frontiers*, 9(1): 249–272. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.04.003>
- Mirnejad, H., Simonetti, A. and Molasalehi, F., 2015. Origin and formational history of some Pb-Zn deposits from Alborz and Central Iran: Pb isotope constraints. *International Geology Review*, 57(4): 463–471. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1013510>
- Moor, F., Taghipour, B. and Sajediyan, E., 2016. Geochemistry of the host dolomitic rock and microthermometry of Darreh-Zanjir Zn-Pb deposit Yazd, YAZD province. *Geochemistry*, 5(2): 48–59. (in Persian with English abstract). Retrieved September 6, 2021 from http://geochem.iranjournals.ir/article_653449.html?lang=en
- Nabavi, M.H. and Houshmandzadeh, A., 1984. Geological Map of Anarak, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Nabavi, M.H. and Houshmandzadeh, A., 1990. Geological Map of Anarak, scale 1:250000. Geological Survey of Iran.
- Nozaem, R., Mohajjel, M., Rossetti, F., Della Seta, M., Vignaroli, G., Yassaghi, A., Salvini, F. and Eliassi, M., 2013. Post-Neogene right-lateral strike-slip tectonics at the north-western edge of the Lut Block (Kuh-e-Sarhangi Fault), Central Iran. *Tectonophysics*, 589: 220–233. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.001>
- Park, F.C. and MacDiarmid, R.A., 1970. *Ore Deposits*. Freeman and Company, San Francisco, 529 pp.
- Pearce, M.A., Timms, N.E., Hough, R.M. and Cleverley, J.S., 2013. Reaction mechanism for the replacement of calcite by dolomite and siderite: implications for geochemistry, microstructure and porosity evolution during hydrothermal mineralization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(4): 995–1009. <http://doi.org/10.1007/s00410-013-0905-2>
- Pirajno, F., Burlow, R. and Huston, D., 2010. The Magellan Pb deposit, Western Australia; a new category within the class of supergene non-sulfide mineral systems. *Ore Geology Reviews*, 37(2): 101–113. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.01.001>
- Pokrovsky, O.S., Golubev, S.V. and Schott, J., 2005. Dissolution kinetics of calcite, dolomite, and magnesite at 25 °C and 0 to 50 atm P_{CO2}. *Chemical Geology*, 217(3–4): 239–255. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.12.012>
- Pokrovsky, O.S., Golubev, S.V., Schott, J. and Castillo, A., 2009. Calcite, dolomite and magnesite dissolution kinetics in aqueous solutions at acid to circumneutral pH, 25 to 150 °C and 1 to 55 atm P_{CO2}: new constraints on CO₂ sequestration in sedimentary basins. *Chemical Geology*, 265(1–2): 20–32. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.01.013>
- Rajabi, A., Canet, C., Rastad, E. and Alfonso, P., 2015. Basin evolution and stratigraphic correlation of sedimentary-exhalative Zn-Pb deposits of the Early Cambrian Zarigan-Chahmir Basin, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, 64: 328–353. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.07.013>
- 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(14): 1649–1672. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.659110>

- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2013. Metallogeny of Permian-Triassic carbonate-hosted Zn-Pb and F deposits of Iran: a review for future mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60(2): 197–216. <https://doi.org/10.1080/08120099.2012.754792>
- Reichert, J. and Borg, G., 2008. Numerical simulation and geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulfide zinc deposits. *Ore Geology Reviews*, 33(2): 134–151. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.02.006>
- Reynolds, N.A. and Large, D., 2010. Tethyan zinc-lead metallogeny in Europe, North Africa, and Asia. In: R.J. Goldfarb, E.E. Marsh and T. Monecke (Editors), *The Challenge of Finding New Mineral Resources: Global Metallogeny, Innovative Exploration, and New Discoveries*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 339–367. <https://doi.org/10.5382/SP.15.2.01>
- Rittenhouse, G., 1967. Bromine in oil-field waters and its use in determining possibilities of origin of these waters. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51(12): 2430–2440. <https://doi.org/10.1306/5D25C27D-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Robb, L.J., 2005. *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Publishing, Malden, 373 pp.
- Roedder, E., 1984. *Fluid inclusions*. Mineralogical Society of America, United States, 644 pp.
- Rostami Paydar, G. and Adelpour, M., 2018. The Study of alteration, mineralization, and fluid inclusion in the Howz-e-Sefide zinc-lead deposit (Central Iran). *Iranian Journal of Geology*, 12(47): 36–19. (in Persian with English abstract) Retrieved September 6, 2021 from <https://rimag.ricest.ac.ir/en/Article/9610/rimag.ricest.ac.ir>
- Salari, T. and Bagheri, S., 2011. Geotectonic analysis of multiple phases of tramping in Anarak region (Central Iran). 30th Symposium of Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. Retrieved September 6, 2021 from <https://civilica.com/doc/182593>
- Sangameshwar, S.R. and Barnes, H.L., 1983. Supergene processes in zinc-lead-silver sulfides ores in carbonates. *Economic Geology*, 78(7): 1379–1397. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.78.7.1379>
- Saunders, J.A. and Swann, Ch.T., 1990. Trace-metal content of Mississippi oil field brines. *Journal of Geochemical Exploration*, 37(2): 171–183. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(90\)90025-6](https://doi.org/10.1016/0375-6742(90)90025-6)
- Scott, K., Ashley, P. and Lawie, D., 2001. The geochemistry, mineralogy and maturity of gossans derived from volcanogenic Zn-Pb-Cu deposits of the eastern Lachlan Fold Belt, NSW, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 72(3): 169–191. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(01\)00159-5](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(01)00159-5)
- Sicree, A.A. and Barnes, H.L., 1996. Upper Mississippi Valley district ore fluid model: the role of organic complexes. *Ore Geology Reviews*, 11(1-3): 105–131. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(95\)00018-6](https://doi.org/10.1016/0169-1368(95)00018-6)
- Sharkovski, M., Susov, M. and Krivyakin B., 1984. *Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak Quadrangle Map 1:250000*. Geological Survey of Iran, Tehran, Reports 19, 143 pp.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie, Glasgow, 239 pp.
- Song, Y., Hou, Z., Liu, Y. and Zhang, H., 2017. Mississippi Valley-Type (MVT) Pb-Zn deposits in the Tethyan domain: A review. *Geology in China*, 44(4): 664–689. <https://doi.org/10.12029/gc20170403>
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: C.A., Burk and C.L. Drake (Editors), *The geology of continental margins*: Springer-Verlag. New York, pp. 873–887. https://doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_64
- Stoffell, B., Appold, M.S., Wilkinson, J.J., McClean, N.A. and Jeffries, T.E., 2008. Geochemistry and evolution of Mississippi Valley-Type mineralizing brines from the Tri-State and Northern Arkansas districts determined by LA-ICP-MS microanalysis of fluid inclusions. *Economic Geology*, 103(7): 1411–1435. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.7.1411>
- Sverjensky, D.A., 1984. Oil field brines as ore-forming solutions. *Economic Geology*, 79(1): 23–37. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.79.1.23>
- Takahashi, T., 1960. Supergene alteration of zinc and lead deposits in limestone. *Economic Geology*, 55(6):1083–1115. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.55.6.1083>
- Technoexport, 1984. *Geology of the Anarak area (Central Iran)*. Geological Survey of Iran, Tehran,

- Report 19, 136 pp.
- Torabi, G., 2012. Late Permian post-ophiolitic trondhjemites from Central Iran: a mark of subduction role in growth of Paleozoic continental crust. *Island Arcs*, 21(3): 215–229. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2012.00817.x>
- Vaghari, P., Khosravi, M., Fathi, F., Rezvanianzade, M.R. and Ghaderi, M.R., 2020. An attitude to the formation, mineralization and evolution of Listwanite and relation to uranium and polymetal mineralization in Chah Shoureh area, Anarak, central Iran. *Journal of Nuclear Science and Technology*, 90(4): 79-89. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.24200/nst.2020.1074>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1–4): 229–272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Worden, R.H., Coleman, M.L. and Matray, J.M., 1999. Basin scale evolution of formation waters; a diagenetic and formation water study of the Triassic Chaunoy Formation, Paris Basin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(17): 2513–2528. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00121-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00121-0)
- Yardley, B.W.D., 2005. Metal concentrations in crustal fluids and their relationship to ore formation. *Economic Geology*, 100(4): 613–632. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.4.613>
- Zanchi, A., Malaspina, N., Zanchetta, S., Berra, F., Benciolini, L., Bergomi, M., Cavallo, A., Javadi, H.R. and Kouhpeyma, M., 2015. The Cimmerian accretionary wedge of Anarak, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 102: 45–72. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2014.08.030>
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M. and Muttoni, G., 2009. The Cimmerian evolution of the Naxhlak-Anarak area Central Iran and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. *Geological Society London Special*, 312(1): 261–286. <https://doi.org/10.1144/SP312.13>
- Zhang, H., Fan, H., Xiao, C., Wen, H., Ye, L., Huang, Z., Zhou, J. and Guo, Q., 2019. The mixing of multi-source fluids in the Wusihe Zn–Pb ore deposit in Sichuan Province, Southwestern China. *Acta Geochimica*, 38(5): 642–653. <https://doi.org/10.1007/s11631-019-00367-5>
- Ziegler, K. and Coleman, M.L., Howarth, R.J., 2001. Palaeohydrodynamics of fluids in the Brent Group (Oseberg Field, Norwegian North Sea) from chemical and isotopic compositions of formation waters. *Applied Geochemistry*, 16(6): 609–632. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(00\)00057-3](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(00)00057-3)