https://jssr.ui.ac.ir/?lang=en
Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches
E-ISSN: 2423-8007
Vol. 41, Issue 2, No. 99, 2025, pp21-46
Received: 06.05.2024 Accepted: 22.09.2024

Research Paper

Mineralogy and fluid inclusions investigation of the conglomerate-hosted Gharmorvarid occurrence, Southwest Arak, Iran

Zahra Alaminia*
Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
alaminia@um.ac.ir

Abstract
The Gharmorvarid ore occurrence in southwest Arak, Iran, is located within the Malayer–Isfahan metallogenic province, which is hosted by a basal conglomerate of the Early Cretaceous sedimentary strata. Mineralization consists of galena and pyrite with trace amounts of chalcopyrite and sphalerite. Ore occurs as disseminated, replacement, mottled, and space-filling style. The gangue is dominated by quartz, ankerite, siderite, Fe-dolomite, calcite, sericite, biotite, chlorite, and minor barite. Our findings indicate a sequence of events during ore formation: euhedral quartz and fine-grained sulfide minerals are hosted within earlier diagenetic carbonate, galena with pervasive Fe-Mg-Mn-carbonate alteration occurred after them, leading to the dissolution (replacement) reaction in contact with quartz. Later minerals are characterized by coarse-grained quartz, galena, sericite, biotite, and chlorite. Primary fluid inclusions trapped in quartz and dolomite reveal that ore-forming fluid was intermediate saline, with a range from 3.7 to 16.2 wt % NaCl equiv. and had a medium to high temperature ranging from 151 to 330 ºC. The mineralization is controlled by a fault-fold structure. The Gharmorvarid mineralization is very similar to the sandstone-hosted Pb-Zn deposits along the margin of the Scandinavian Caledonides and in particular the Laisvall deposit in Sweden.
Keywords: Conglomerate, Lead mineralization, SEM, Fluid inclusions, Arak.

Introduction

In comparison to lead-zinc deposits hosted by shales and limestones, few are located in sandstones and conglomerates. As a result, global demand for imbalanced mineral resources, such as conglomerate-hosted Pb-Zn deposits, has gradually increased. Recently, a large Pb-Zn deposit (Uragen) was discovered in China hosted by sandstones and conglomerates (Gao et al., 2022). In Iran, a notable concentration of lead and zinc deposits, along with mineral occurrences, is observed in the Lower Cretaceous sediments south of Arak. From a stratigraphic perspective, ore-bearing horizons are deposited in shale-carbonate units of the Cretaceous except for two mineral occurrences, Dokhaharan and Gharmorvarid, which are hosted in the Cretaceous basal conglomerates (Momenzadeh, 1976; Mahmoodi et al., 2021). Although numerous economic, geological studies have been conducted on the Arak deposits, no investigation has thus far focused specifically on the conglomerate-hosted Gharmorvarid deposit. This presents a promising opportunity for us to explore further.

Material & Methods

After examining the geological map, samples were collected from the mineralized outcrops and the host rock. Thin sections of all samples were studied by transmitted and reflected microscopy in the Economic Geology laboratory at the University of Isfahan. To identify the surface morphology and chemical composition, the samples were carbon-coated and examined with a Scanning Electron Microscope (SEM). Microthermometric measurements were carried out at the University of Isfahan using the Linkam THM600. The samples used all drive from the two host mineral phases of carbonate and quartz from the Gharmorvarid.

Discussion of Results & Conclusions

The Gharmorvarid anticline is situated approximately 7 kilometeres northeast of the Emarat. The stratigraphic successions of Gharmorvarid consist of two sedimentary strata including the Jurassic and the Cretaceous. The oldest rocks consist of medium-bedded sandstones, which has been overlain by the basal conglomerates of the Early Cretaceous. These sedimentary rocks are tectonically folded. Mineralization was controlled by the thrust systems and occurred within the conglomerates. The Conglomerate ranges

*Corresponding author
Alaminia Z. (2025). Mineralogy and fluid inclusions investigation of the conglomerate-hosted Gharmorvarid occurrence, Southwest Arak, Iran. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 41(2):21-46. https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

from quartz arenite to subgreywacke, composed of grains consisting mainly of quartz, chert, lesser carbonates, opaque, and accessory minerals. This unit preserves evidence of two types of alteration: diagenetic and hydrothermal. Diagenetic processes have increased porosity and permeability, providing a suitable structure for the ore-bearing fluid flows. The major ore types of the Gharmorvarid are disseminated, replacement, semi-massive, and open space filling. The ore mineral is mainly coarse-grained galena. The common gangue minerals are quartz, Fe-Mg-Mn carbonates, pyrite, minor chlorite, sericite, and biotite.

A number of fluid inclusions in quartz and carbonate minerals were measured for T_h, which was found to range from 133 to 323 ºC. The salinity calculated from the final ice melting temperature was observed in the range of -2.2 to -12.3 ºC. These temperatures correspond to salinities ranging from 5.1 to 39.5 eq. wt.%.

The Gharmorvarid ore occurrence is controlled by a fault-fold structure. The sedimentary succession of Gharmorvarid indicates that from the onset of deposition of the Early Cretaceous strata, the sedimentary basin exhibited a tendency towards subsidence and deepening. Mineralogical observations of the host rock suggest that the succession was deposited in a shallow coastal environment, which was influenced by diagenesis. However, in the upper horizons, which predominantly consist of carbonate sediments containing outlined features, there is evidence of basin deepening and the activity of syn-sedimentary faults. The results of this study align with the tectonic events of the Sanandaj–Sirjan zone and clearly demonstrate the transition in the tectonic regime from extensional to compressional. Therefore, it is proposed that, alongside basin subsidence during diagenesis, conditions were favorable for the mineralization in Gharmorvarid. During the orogeny in the Late Cretaceous, the faults were reactivated, and ore-bearing fluids migrated from deeper parts to shallow zones within the conglomerate unit through steep reverse faults. Consequently, the main mineralization was deposited between the particles of the host rock in Gharmorvarid due to mixing with seawater and intraformational fluids.

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال چهل و یکم، شماره پیاپی ۹۹، شماره دوم ۱٤۰٤، ص۲۱-٤٦
تاریخ وصول: ۱٤۰۳/۰۲/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱٤۰۳/۰۷/۰۱

مقاله پژوهشی

بررسی کانی‌شناسی و میانبارهای سیال در رخداد معدنی غارمروارید با سنگ میزبان کنگلومرا، جنوب باختری اراک، ایران

زهرا اعلمی‌نیا *، دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
alaminia@um.ac.ir

چکیده

رخداد معدنی غارمروارید در جنوب اراک، در حوضهٔ فلززایی ملایر-اصفهان به میزبانی کنگلومرای قاعدهٔ کرتاسهٔ زیرین است. کانه‌سازی شامل گالن، پیریت و مقادیر کمی کالکوپیریت و اسفالریت است. مادهٔ معدنی به‌صورت دانه‌پراکنده، جانشینی، خالدار و پرکنندهٔ فضای خالی رخ داده است. باطله‌ها بیشتر کوارتز، آنکریت، سیدریت، فرودولومیت، کلسیت، سریسیت، بیوتیت، کلریت و کمی باریت است. یافته‌ها سلسله‌وقایع کانی‌سازی را نشان می‌دهد: کوارتز خودشکل و سولفید دانه‌ریز که در کربنات دیاژنزی جلوتر تشکیل شده، جای می‌گیرند؛ بعد از آنها گالن و دگرسانی فراگیر کربنات آهن-منیزیم-منگنز سبب تجزیه و جانشینی در مرز کوارتز می‌شوند و کانی‌های بعدی با کوارتز درشت‌بلور، گالن، سریسیت، بیوتیت و کلریت مشخص می‌شوند. میانبارهای سیال اولیه و به دام افتاده در کوارتز و دولومیت، شوری متوسط را در بازهٔ ۳/۷ تا ۱٦/۲درصد وزنی معادل نمک طعام و دمای متوسط تا بالا در محدودهٔ ۱۵۱ تا ۳۳۰ درجهٔ سانتی‌گراد آشکار می‌کند. کانه‌زایی با ساختار چین-گسل کنترل می‌شود. غارمروارید شباهت زیادی با کانسارهای سرب و روی ماسه‌سنگی حاشیهٔ کالدونیدهای اسکاندیناوی، به‌ویژه کانسار لیسوال سوئد دارد.

واژه‌های کلیدی: کنگلومرا، کانه‌زایی سرب، میکروسکوپ الکترونی روبشی، میانبارهای سیال، اراک.

---

* نویسنده مسئول

اعلمی‌نیا، زهرا. (۱٤۰۳). بررسی کانی‌شناسی و میانبارهای سیال در رخداد معدنی غارمروارید با سنگ میزبان کنگلومرا، جنوب باختری اراک، ایران. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ٤۱(۲): ۲۱-٤٦. https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

مقدمه

کانسارهای نوع رسوبی-برون‌دمی (SEDEX)، درۀ می‌سی‌سی‌پی (MVT) و سولفید توده‌ای آتش‌فشان‌زاد (VMS)، ۹۵درصد از منابع روی، سرب، نقره، کادمیوم، ایندیوم و تالیوم دنیا را تأمین می‌کنند (Vikentyev 2023). کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی بیشتر، با سنگ‌های کربناته یا سیلیسی‌کلاستیک (شیل، ماسه‌سنگ و سیلت‌سنگ) همراه‌اند و ارتباط ژنتیکی روشنی با فعالیت‌های آذرین ندارند (Leach et al. 2005, 2010; He et al. 2009; Mu et al. 2021). در مقایسه با کانسارهای روی و سرب با میزبان شیل و آهک، تعداد اندکی در ماسه‌سنگ و کنگلومرا دیده می‌شود. تقاضای جهانی برای منابع معدنی نامتداول همچون میزبان کنگلومرایی، به‌تدریج افزایش یافته است (Zhu et al. 2023)؛ برای نمونه به کانسار Kady در آمریکا (Werdon 1997)، Laisvall در سوئد با ذخیرۀ ٦٤ میلیون تن و عیار ٠/٦درصد روی، ٤/٠درصد سرب و ٩ گرم در تن نقره (Saintilan et al. 2015; Billström et al. 2020) و گنبد Jinding در چین با ذخیرۀ ۲۲۰ میلیون تن و عیار ٦/١درصد روی و ١/٣درصد سرب در همراهی با مخزن کم‌عمق نفت و گاز اشاره می‌شود (Xue et al. 2014; Ma et al. 2021; Kyle and Li 2002). در سال‌های اخیر کانسار Uragen در چین، با میزبان ماسه‌سنگ و کنگلومرای کرتاسۀ زیرین و پالئوسن، یکی از کانسارهای بزرگ با سنگ میزبان آواری درشت‌دانه است که با عیار ۲/٦١درصد روی و ٠/٤٥درصد سرب در سال ۱۹۵۰ شناسایی و در ارزیابی مجدد اکتشافی در سال ۲۰۰۷، ذخیرۀ ۹۸۱ میلیون تن برای آن تخمین زده شده است (Gao et al. 2022). منابع کنگلومرایی در فروافتادگی حاشیۀ کمربندهای کوهزایی (هم‌زمان یا بعد از کوهزایی) تشکیل می‌شود. آنها خصوصیاتی همچون نهشتگی سریع در نزدیک منبع، تغییرات در رخسارۀ رسوبی و ناهمگنی در مخزن دارند و به‌سبب اندازۀ متفاوت دانه‌ها و درجات متفاوت سیمانی‌شدن، نحوۀ انتشار شکستگی‌های ناشی از فشار و ویسکوزیتۀ سیال‌ها در آنها متفاوت است (Zhu et al. 2023). در ارتباط با همزاد و غیرهمزادبودن کانسارهای روی و سرب با میزبان کنگلومرا، بحث‌های زیادی وجود دارد و خاستگاه‌های گوناگونی برای آنها پیشنهاد شده است: ١-شورابه‌های رسوبی؛ ٢- آب‌های جوی/ آب‌های زیرزمینی؛ ٣-آب‌های دریایی (Ma et al. 2021). در میان انواع کنگلوم‌راها، کنگلومرا با پبل‌های کوارتز (QPC[1])، میزبان کانسارهای بزرگ دیگری ازجمله طلا، اورانیوم و نفت‌اند (Reimer and Mossman 1990; Cronin and Kidd 1998). QPC ها بیشتر در طی فرایندهای دیاژنتیکی پدید می‌آیند، به‌عبارتی از هم پاشیدگی و انحلال کلاست با فروپاشی تخلخل و فشار محلول در امتداد مرز دانه‌ها، سبب چنین ترکیب و بافت QPC می‌شود، هرچند گاهی هوازدگی شیمیایی شدید و حمل و نقل طولانی‌مدت نیز، چنین نهشته‌های رسوبی را پدید می‌آورد (Cox et al. 2002).

در ایران، تمرکز چشمگیری از کانسارها و رخدادهای معدنی روی و سرب در رسوبات کرتاسۀ زیرین جنوب اراک مشاهده می‌شود. بخش‌های هفتگانۀ توالی سنگ‌چینه‌ای کرتاسۀ زیرین اراک از قدیم به جدید عبارت‌اند از: (Thiele et al. 1968; Momenzadeh 1976): کنگلومرا (Kc_1)، ماسه‌سنگ (Kc_2)، دولومیت ماسه‌ای همراه با سنگ‌های آتش‌فشانی حدواسط-مافیک (Kc_3)، آهک متورق با لایه‌بندی نازک و عدسی‌های دولومیتی (Km)، سنگ‌آهک ستبرلایۀ اوربیتولین‌دار و آهک نازک‌لایه (Kl)، آهک دولومیتی همراه با میان‌لایۀ شیل، مارن و آهک (Ks) و در بخش بالایی آهک اوربیتولین‌دار فوقانی (Klu). از مهم‌ترین کانسارهای حوضۀ معدنی اراک با سنگ میزبان کرتاسه، به عمارت (Ehya et al. 2010)، هفت‌سواران شرقی (Mahmoodi et al. 2018)، خان‌آباد، کلیشه، لکان، تکیه، آهنگران (Maanijou et al. 2020) و رباط (Niroomand et al. 2019) و رخدادهای معدنی دوخواهران و غارمرواريد اشاره می‌شود (شکل ١-A). از دید چینه‌شناسی تطبیقی، افق‌های کانه‌دار در بخش‌های شیلی-کربناتۀ کرتاسۀ

[1] Quartz-Pebble Conglomerate

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

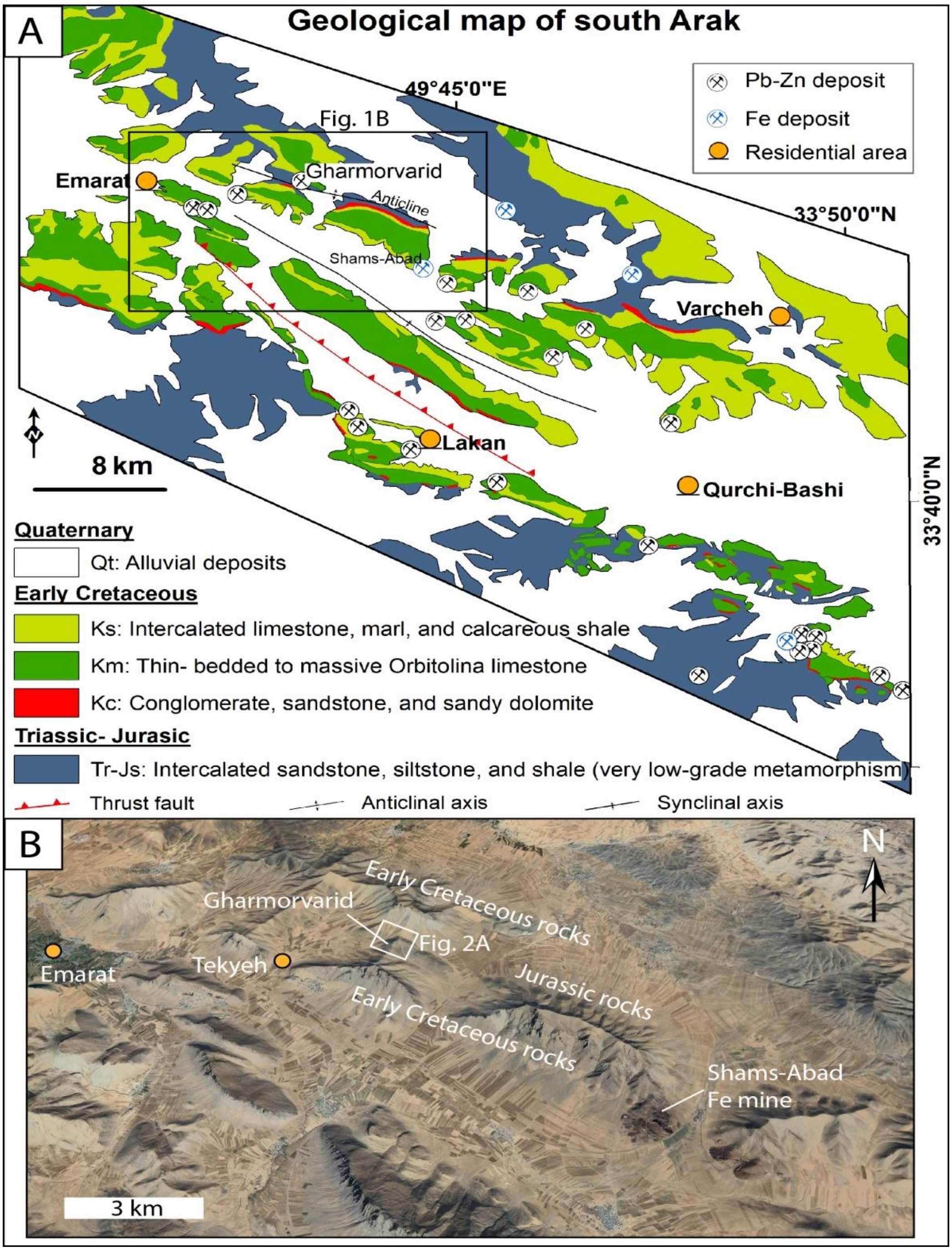
زیرین کانسارهای نام‌برده نهشته شده‌اند، به‌جز در دو نشانهٔ معدنی دوخواهران و غارمروارید که در کنگلومرای قاعده‌ایِ کرتاسه جای گرفته‌اند (Momenzadeh 1976; Mahmoodi et al. 2021). با وجود بررسی‌های زمین‌شناسی اقتصادی متنوعی که بر کانسارهای ناحیهٔ معدنی اراک انجام شده است تا کنون مطالعه‌ای بر کانسارهای سرب و روی با میزبان کنگلومرا انجام نشده است؛ از این رو در این پژوهش سعی شده است تا کانی‌شناسی، کانه‌نگاری و ریزدماسنجی میانبارهای سیال برای بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی نهشت کانسنگ در منطقهٔ غارمروارید، با سنگ میزبان کنگلومرا مطالعه شود. کانه‌زایی غارمروارید در شمال خاوری منطقهٔ معدنی تکیه، حدفاصل جنوب باختری اراک تا شازند و در شمال باختری حوضهٔ معدنی اراک (استان مرکزی) قرار دارد و نخستین بار (Momenzadeh 1976)، آن را معرفی کرده است.

چهارچوب زمین‌شناسی سنندج-سیرجان

با توجه به اینکه رخداد معدنی غارمروارید در بخش میانی پهنهٔ ساختاری سنندج-سیرجان قرار دارد، با هدف مطالعهٔ چینه‌نگاری و بازسازی محیط تەنشست کانه‌سازی در سازندهای مزوزوئیک، زمین‌شناسی دیرینهٔ آن بررسی می‌شود. در ایران پیشروی و پس‌روی دریاهای تتیس در پدیدآمدن رخنمون‌های متفاوت و تکامل زمین‌شناسی، نقش بسزایی داشته است. پژوهش‌های پیشین نشان می‌دهد پس از بازشدن تتیس جوان در پرمین پیشین، با حرکت سرزمین‌های سیمرین به‌سمت شمال، فرورانش دریای تتیس کهنه از پرمین شروع و در تریاس پسین در نتیجهٔ کوهزایی سیمرین بسته می‌شود (Stampfli et al. 1991; Alavi 1996; Horton et al. 2008; Bagheri and Stamfli 2008; Alirezaei and Hassanzadeh 2012; Zanchetta et al. 2013; Madanipour et al. 2018). دربارهٔ کوهزایی سیمرین در بازه‌های زمانی تریاس میانی-بالایی (Aghanabati 2004)، پرمین بالایی-تریاس زیرین (Berberian 1983) و یا حتی لیاس آغازین (Boulin 1988)، اتفاق نظر وجود ندارد (Madanipour et al. 2024). حادثهٔ فرورانش تتیس نو در حاشیهٔ جنوبی پوستهٔ قاره‌ای ایران در زمان تریاس میانی (نورین-راتین، ۲۱۶-۲۰۰ میلیون سال) شروع و تا الیگوسن پسین به مدت ۱۷۵ میلیون سال ادامه داشته (Vincent et al. 2005; Verdel et al. 2011) و کمان حاشیهٔ فعال مزوزوئیک (ژوراسیک میانی تا کرتاسهٔ زیرین، ۱۴۳ تا ۱۸۷ میلیون سال) سنندج-سیرجان را پدید آورده است (Arvin et al. 2007; Hassanzadeh and Wernicke 2016; Bayati et al. 2017) این در حالی است که در سال‌های اخیر Azizi and Stern (2019)، این ماگماتیسم را مرتبط با ریفت قاره‌ای دانسته و برای نمونه، آنها مجموعهٔ بازالتی غرب همدان را فعالیت‌های آتش‌فشانی زیردریایی در ۱٤٤ میلیون سال پیش معرفی کرده‌اند (Azizi et al. 2019). تداوم فاز فشارشی ناشی از فرورانش تتیس نو، به تشکیل حوضهٔ پشت کمانی در زمان تارسین-آلنین (۱۸۳-۱۷۰ میلیون سال) و یا تشکیل چندین حوضهٔ کوچک کششی در کرتاسه (Stern et al. 2021)، در حاشیهٔ اوراسیا (صفحهٔ توران) منجر (Golonka 2004) و سبب رسوب‌گذاری نهشته‌های دریایی در آن نواحی شده است. سنگ‌های پهنهٔ سنندج-سیرجان در پی بسته‌شدن دریای تتیس نو در هستهٔ سامانهٔ کوهزایی زاگرس (قطعه‌ای از کمربند برخوردی آلپ-هیمالیا)، با درجات مختلف دچار دگرگونی ناحیه‌ای و باعث رخنمون مجموعه‌ای از سنگ‌ها با خاستگاه‌های مختلف متشکل از اسلیت، فیلیت، کوارتزیت، میکاشیست، سنگ‌های پرکامبرین دگرگونی، سنگ‌های آتش‌فشانی، کوارتز و گرانیت میلونیتی، گنیس و آمفیبولیت شده‌اند (Mohajjel and Fergusson 2000; Shekarardakani et al. 2015; Derikvand 2022)؛ از این رو در حال حاضر، طیف متنوعی از سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی در پهنهٔ ساختاری سنندج-سیرجان (به موازات تراست زاگرس) با عرض ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر و درازای تقریبی (با احتساب هرمز و مکران) ۲۰۰۰ کیلومتر دیده می‌شود که وقایع گوناگون تکتونیکی از هر دو نوع کششی و فشارشی بعد از ماگماتیسم را حفظ کرده است (Monfaredi et al. 2020). زمین‌شناسی بعد از تریاسِ سنندج-سیرجان، از تراست و چین‌خوردگی زاگرس متفاوت است. پرمین و تریاس عمدتاً غیر ماگمایی‌اند و توالی تریاس متشکل از فیلیت‌های خاکستری تیره و شیست‌های دارای کوارتز،

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

فلدسپار، سریسیت، کلریت، بیوتیت و مسکویت‌دار با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ دگرگون است. حجم کمی از گدازه‌های دگرگون و دگرسان بایومدال در زیر فیلیت‌های همدان به‌سمت جنوب و غرب همدان یافت شده است. در فاصلهٔ گلپایگان و تراست اصلی زاگرس، سنگ‌های آتش‌فشانی متوسط تا بازیک درون مرمرهای ژوراسیک وجود دارد (Hassanzadeh and Wernicke 2016). بیشترین سطح رخنمون پی‌سنگ در سنندج–سیرجان مربوط به توالی ژوراسیک است. عمدتاً ژوراسیک زیرین با یک ناپیوستگی بر تریاس دیده می‌شود. توالی منتسب به ژوراسیک بیشتر از سیلتستون، شیل تیرهٔ غنی از مواد آلی و ماسه‌سنگ نابالغ تشکیل شده است که گاهی بین لایه‌هایی از توالی دریایی کم‌عمق (توالی‌های دریایی–دلتایی) در آن رخ داده است. این توالی با ضخامت ساختاری ۲۰۰۰ متر به‌طور محلی تغییر شکل داده و دگرگونی ضعیفی را متحمل شده‌اند و به فیلیت‌های همدان مشهورند. در این توالی، وقوع گستردهٔ آتش‌فشان دیده می‌شود که از شمال باختر تا جنوب خاور در نواحی سنندج، همدان، اصفهان، آباده و سیرجان به چشم می‌خورد. توالی نازک از طبقات قرمزرنگ با ضخامت متغیر و سن بارمین تا آلبین مشهور به قاعدهٔ کرتاسه و در ادامهٔ آهک‌های صخره‌ساز اوربیتولین‌دار با یک مرز فرسایشی و ناپیوستگی زاویه‌دار بر شیل و اسلیت‌های ژوراسیک جای گرفته‌اند (Braud 1990). ناپیوستگی بزرگ‌مقیاس بوده و طی رویداد کوهزایی سیمرین پسین به وقوع پیوسته است. پیشروی دریای کرتاسه به‌طور پیوسته و بدون وقفه تا زمان سنومانین ادامه داشته است. در شمال باختر سنندج–سیرجان، آتش‌فشانی‌های فراوان با ترکیب مختلف از فلسیک تا حد واسط در توالی کرتاسه به وقوع پیوسته است (Azizi and Jahangiri 2008; Hassanzadeh and Wernicke 2016)؛ برای نمونه در سنندج، سنگ‌های آتش‌فشانی داخل توالی ضخیمی از شیل (Stöcklin 1968)، در مرز عراق، سنگ‌های آتش‌فشانی فلسیک در میان آهک‌های اوربیتولین‌دار آلبین (Jassim and Goff 2006) و در اقلیم فارس، به‌صورت گدازه و پیروکلاستیک درون آهک‌های بارمین سنومانین برونزد یافته است (Houshmandzadeh and Soheili 1990). گفته می‌شود نهشته‌های کرتاسهٔ پهنهٔ سنندج – سیرجان حاصل رسوب‌گذاری بر یک پلاتفرم کربناته است که از چهار زیرحوضهٔ دریای باز، سد حاشیه‌ای، لاگون و پهنهٔ جزر و مدی تشکیل شده است (Parvane-Nejad Shirazi and Shahida 2003). در کرتاسهٔ زیرین، تشکیل فعالیت‌های آتش‌فشانی و نهشتگی ولکانوکلاستیک‌های سنندج–سیرجان در حاشیهٔ جنوبی بلوک ایران مرکزی، ناشی از فرورانش مایل و به‌سمت شمال خاور، صفحهٔ لیتوسفری تتیس نو به زیرحوضهٔ فروافتادهٔ طویل سنندج–سیرجان بوده و تا کرتاسهٔ بالایی- پالئوسن زیرین تداوم داشته است (Barrier et al. 2018; Madanipour et al. 2024). این فرورانش به برخورد و تجمع جزایر قوسی و رشته‌کوه‌های زیردریایی (seamount) منجر می‌شود که جلوتر در نتیجهٔ فرورانش درون اقیانوسی شکل گرفته بودند (Berberian 1983; Madanipour et al. 2024). توالی کرتاسه به‌صورت ناهمشیب از سوی کنگلومرای گستردهٔ غیر دریایی با سن پالئوسن پوشیده شده است. از پایان کرتاسهٔ پسین تا برخورد ورقهٔ عربی با اوراسیا (حدود ۲۰ تا ۳۰ میلیون سال)، حجم سترگی از ماگماتیسم به‌ویژه میان ۳۵ تا ۵۵ میلیون سال پیش در کمان ماگمایی ارومیه–دختر، سبب شده است پهنهٔ سنندج–سیرجان در این دورهٔ زمانی در منطقهٔ پیش‌کمان قرار بگیرد (Hassanzadeh and Wernicke 2016). این پهنه در نتیجهٔ برخورد ورقهٔ عربی با ایران مرکزی در حدفاصل کرتاسه تا پالئوژن دچار دگرشکلی شده و کمربند راندگی–چین‌خورده در طول آن گسترش یافته است.



شکل ۱- (A) موقعیت رخداد معدنی غارمروارید در روی نقشهٔ زمین‌شناسی ساده‌شده از حوضهٔ معدنی اراک (اقتباس با تغییراتی از Vaezi and Kholghi 2007; Mahmoudi et al. 2018)؛ **(B) میزبان یال‌های تاقدیس، آهک‌های خوب لایه‌بندی‌شدهٔ کرتاسهٔ زیرین است. محور چین با سنگ‌های ژوراسیک نمایش داده شده است.**

Fig 1- (A) The location of the Gharmorvarid ore occurrence is shown in the simplified geologic map of the Arak mining district (modified after Vaezi and Kholghi 2007; Mahmoudi et al. 2018**); (B) Well-bedded Early Cretaceous limestone hosts the limbs of this anticline. Anticline axis displayed with Jurassic rocks.**

روش پژوهش

در این پژوهش پس از بررسی نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورچه (Vaezi and Kholghi 2007)، برونزدهای کانی‌سازی در منطقهٔ غارمروارید، مورد بازدیدهای میدانی و بررسی‌های آزمایشگاهی قرار گرفته‌اند. تمرکز اصلی نمونه‌برداری، بررسی واحدهای سنگ میزبان کرتاسهٔ زیرین و کانه‌سازی بوده است.

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

سپس برش نازک میکروسکوپی از تعدادی از نمونه‌ها برای مطالعه با میکروسکوپ دو منظورهٔ عبوری-انعکاسی در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان بر لام‌های استاندارد با اندازهٔ ٤٦ در ۲۷ میلی‌متر، تهیه، عکس‌برداری و مطالعه شد. پس از مطالعهٔ کامل پتروگرافی، برای شناخت ترکیب کانی‌شناسی و مطالعهٔ نیمه‌کمی شیمی عناصر با دستگاه SEM، نقاط بر مقاطع مشخص و نمونه‌ها به مدت ۲۰ دقیقه برای پوشش کربن در دستگاه قرار گرفتند و سپس ۳۱ نقطه به‌وسیلهٔ میکروسکوپ الکترونی روبشی مدل JEOL JSM 7100F ساخت کشور ژاپن، با ولتاژ ۱۵ کیلو الکترون ولت (kV) در دانشگاه موریال کانادا مطالعه شد. پس از مطالعات دقیق پاراژنزی، تعداد ۵ مقطع دوبر صیقل از کانی‌های کوارتز و کربنات همراه با نمونه‌های کانه‌دار (گالن) با جهت برش مناسب برای بررسی‌های میانبارهای سیال، با ضخامت ۱۰۰ میکرومتر تهیه و ارزیابی شد. اندازه‌گیری‌ها با دستگاه گرمایش و سرمایش Linkam THM600 مجهز به سامانهٔ خنک‌کننده LNP و کنترل‌گر دمایی TMS94 با دامنهٔ حرارتی ۱۰۰- تا ۶۰۰+ درجهٔ سانتی‌گراد، در دانشگاه اصفهان انجام شد. این دستگاه بر میکروسکوپ نوری مدل ZEISS تعبیه شده است. برای محاسبهٔ شوری و چگالی از برنامهٔ McFlincor (Brown 1989) استفاده شده است.

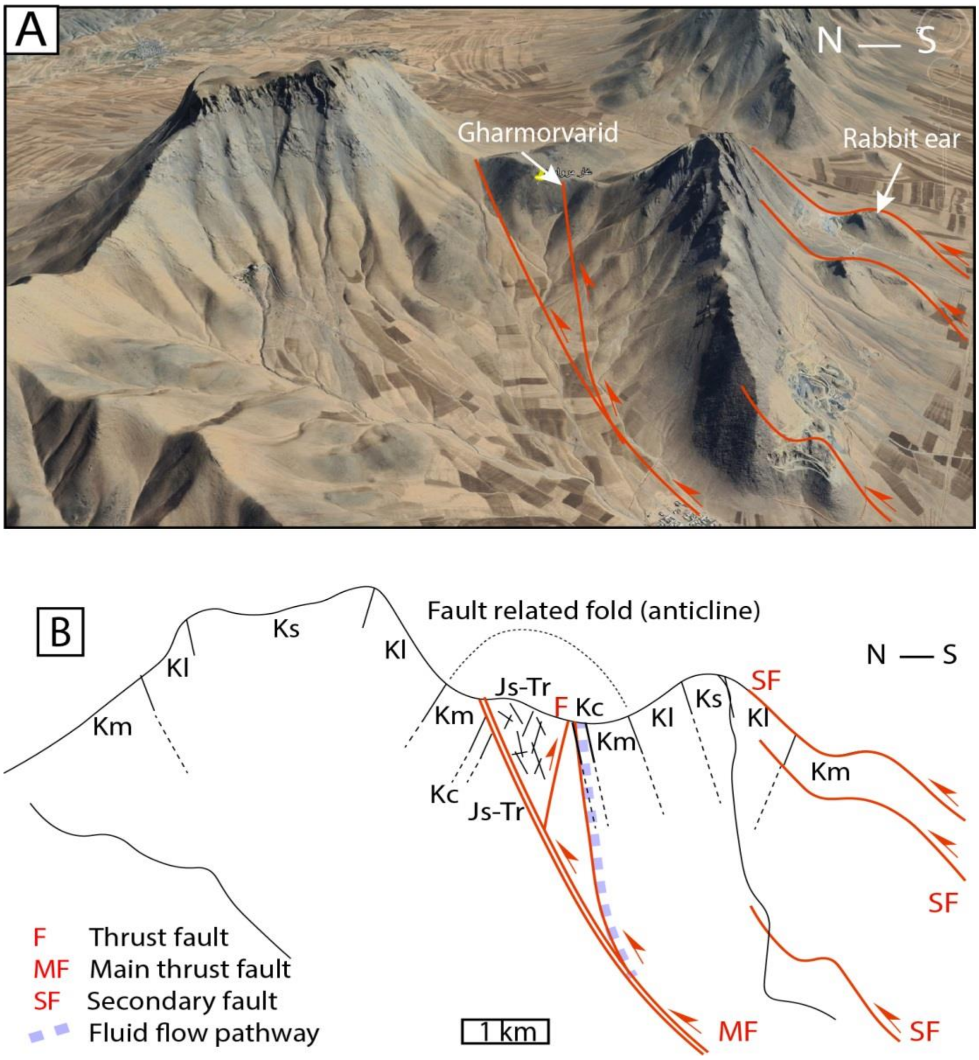
زمین‌شناسی و چینه‌نگاری

تاقدیس غارمروارید در ۷ کیلومتری شمال خاوری روستای عمارت قرار دارد (شکل‌های ۱-A). این تاقدیس با راستای شمال باختری-جنوب خاوری از روند عمومی سنندج-سیرجان تبعیت می‌کند. پهنای این تاقدیس در بخش شمال باختری، بیش از بخش جنوب خاوری (پستی و بلندی ملایم‌تر) است (شکل ۱-B) و افزون بر شیب زیاد در یال جنوبی غارمروارید، روی آن یال، یک چین‌خوردگی خرگوشی در نتیجهٔ گسل‌های ثانویه رشد کرده است (شکل ۲-A). هندسهٔ چین‌خورده بر تصویر ماهواره، گویای آن است که احتمالاً لایه‌های گسسته[2] همچون شیل و مارن که پلاستیسیتهٔ بالایی دارند، در ژرفای بیشتر حضور دارند (شکل ۲- B). علی‌پور و همکاران (Alipoor et al. 2021) نقش زمین‌ساخت واورن را در تشکیل پهنه‌های گسلی منطقهٔ تکیه (جنوب باختری غارمروارید، شکل ۱-B) مؤثر و کانه‌زایی و دگریختی واحدها را با گسل‌های معکوس و پرشیب مرتبط می‌دانند. در منطقهٔ مطالعاتی، به‌سبب پوشیده‌بودن سطح زمین از رسوبات پلیوسن و کواترنری، اطلاعات سطح زمین کمک چندانی نمی‌کند (شکل ٤-A). اصلی‌ترین سنگ‌های موجود در این تاقدیس، که در کنار تونل قدیمی و غار رخنمون دارند، ماسه‌سنگ ژوراسیک و مجموعهٔ توالی سنگی کرتاسهٔ زیرین است. کهن‌ترین سنگ‌های رخنمون‌یافته، ماسه‌سنگ‌های متوسط‌لایهٔ شیب‌دار خاکستری متمایل به سبز با لایه‌بندی موازی است که با قرارگیری در زیر کنگلومرای قاعدهٔ کرتاسه، سن ژوراسیک پایینی-میانی یا قدیمی‌تر را نشان می‌دهند و در هستهٔ تاقدیس قرار دارند (شکل‌های ۳ و ۲-B). توالی ژوراسیک، خردشدگی شدیدی را نشان می‌دهد (شکل ٤-B). کانی‌شناسی واحد ماسه‌سنگی کوارتز، فلدسپار و خرده‌سنگ دگرگونی است. از دیگر ذرات، کانی‌های اکسی-هیدروکسیدهای آهن و مواد آلی است. قاعدهٔ کرتاسه با ردیفی از کنگلومرای ضخیم‌لایهٔ خاکستری تا قهوه‌ای مایل به زرد شروع می‌شود که با دگرشیبی زاویه‌دار (حدود ۱۰ تا ۱۵ درجه)، با تکیه بر نبود محلی ردیف‌های دریایی ژوراسیک پسین بر ماسه‌سنگ قدیمی قرار گرفته است که بیانگر بالاآمدگی و خروج منطقه از آب و متعاقب آن، فاز فرسایشی ناشی از حرکات زمین‌ساختی سیمرین میانی در دورهٔ زمانی ژوراسیک تا کرتاسهٔ آغازین است (Adabi and Jamalian 2008). ضخامت ردیف‌های آواری کرتاسهٔ زیرین در غارمروارید، به کمتر از ۳۰۰ متر می‌رسد (Momenzadeh 1976). کنگلومرای قاعدهٔ کرتاسه از قطعات ۲ میلی‌متر تا ۲۵ سانتی‌متر و گاهی بزرگ‌تر، در اندازهٔ گراولی تا پبلی تشکیل شده است (شکل ٤-C و D). کانی کوارتز سازندهٔ اصلی پبل‌های کنگلومراست که به‌صورت کوارتزیت، کوارتزمیکاشیست، چرت و رگهٔ کوارتز دیده می‌شود. قلوه‌های کنگلومرا با تراکم متوسط و به‌صورت کاملاً

---
[2] Decollement layers

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

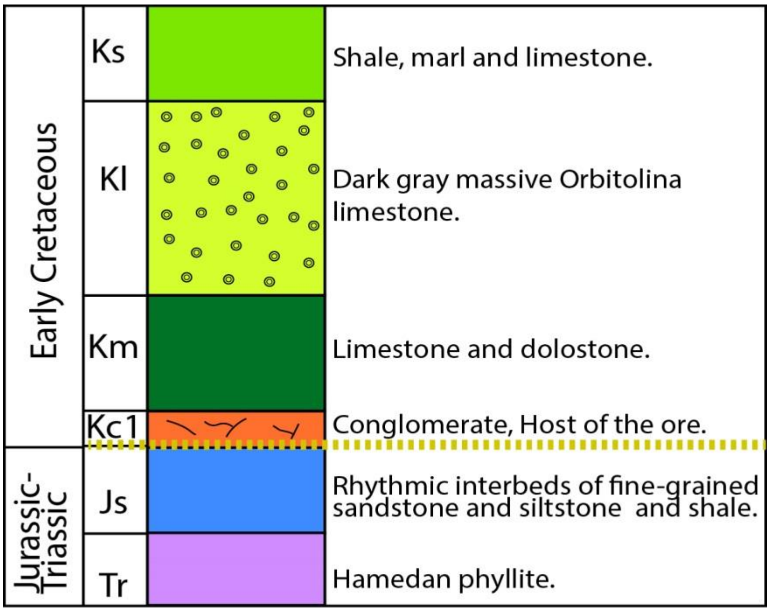
گردشده‌اند، بافت آن بیشتر دانه‌پشتیبان است و جورشدگی ضعیفی دارد که نشانهٔ آشفته‌بودن محیط رسوب‌گذاری در زمان تشکیل است. در تاقدیس غارمروارید، کنگلومرا به‌تدریج، پیوسته و هم‌شیب به ماسه‌سنگ‌های درشت‌دانهٔ کوارتزیتی، دولومیت ماسه‌ای قهوه‌ای زرد و سنگ‌آهک‌های نازک‌لایهٔ خاکستری روشن تبدیل می‌شود و کرتاسهٔ زیرین با سنگ‌آهک‌های ستبرلایه تا توده‌ای، دارای فسیل‌های اوربیتولین خاکستری مایل به سبز تا خاکستری تیره با ضخامت واقعی ۱٤۹ متر، به‌صورت ستیغ‌ساز ادامه می‌یابد (شکل ۳-A). مارن و آهک روی واحد آهکی ضخیم‌لایهٔ توالی شیل، ته‌نشین شده است (Vaezi and Kholghi 2007). ویژگی مجموعهٔ سنگی کرتاسهٔ پیشین، گویای توالی مثبت و پیشروی ممتد دریای کرتاسه است که به‌تدریج از مقدار ماسه‌سنگ کاسته می‌شود و کربنات افزایش می‌یابد و درنهایت در کرتاسهٔ بالایی به کربنات دریایی می‌رسد (Rezaeirouzbahani and Hamdi 2008). چین‌خوردگی‌های توالی کرتاسهٔ ناحیهٔ اراک ناشی از فعالیت فازهای کوهزایی سیمرین میانی (اواسط دوگر) و لارامید (کرتاسهٔ پسین) است (Adabi and Jamalian 2008).



شکل ۲- تاقدیس غارمروارید: (A) تصویر ماهواره‌ای سه‌بعدی (گوگل ارث)؛ (B) مقطع زمین‌شناسی شماتیک که موقعیت آن در شکل ۱-B نمایش داده شده است (دید به‌سمت باختر). برای توضیح بیشتر متن را ببینید.

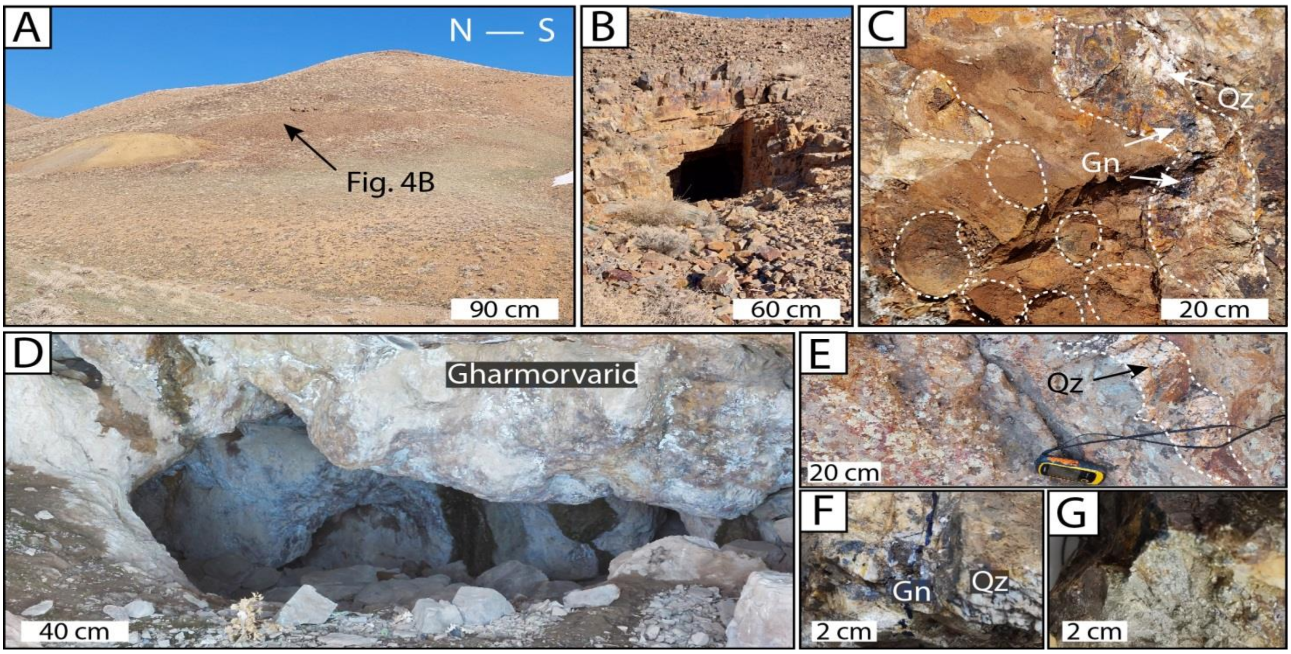
Fig 2- Gharmorvarid anticline (A) 3D satellite image (Google Earth), (B) Schematic geologic profile that its location is shown in Fig 1B (view to the W). See text for more details.

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287



شکل ۳- ستون چینه‌نگاری برای توالی کانه‌دار در منطقهٔ غارمرواريد، واحد **Kc1** میزبـان پهنهٔ کانه‌زایی است.

Fig 3- Stratigraphic column for the ore-bearing sequence at the Gharmorvarid area, KC1 unit is host to the ore zone.



شکل ٤- (**A**) و (**B**) نمایی از کنده‌کاری قدیمی در واحد ماسه‌سنگ از منطقهٔ غارمرواريد، دید به‌سمت باختر؛ (**C**) گالن و کوارتز در سیمان و ماتریکس کنگلومرا دانه‌پشتیبان (تقریباً هم‌روند با لایه‌بندی)؛ (**D**) رخنمونی از کنگلومرای قاعدهٔ کرتاسه در غار؛ (**E**) شبه رگهٔ کوارتز شـیری در دهانـهٔ غـار؛ (**F**) گالن دانه‌پراکنده درون کنگلومرای دگرسان‌شده؛ (**G**) کانه‌زایی نیمه‌توده‌ای پیریتی در کنگلومرا، حروف مخفـف از (Whitney and Evans 2010): **Gn**: گالن، **Qz**: کوارتز.

Fig 4- (A) and (B) A view of an old quarrying operation in the sandstone unit from the Gharmorvarid area, view to the W. (C) Galena and quartz in the matrix and cements of the clast-supported conglomerate (nearly parallel to bedding). (D) An outcrop of the Cretaceous basal conglomerate in the cave, (E) The milky quartz vein-like at the cave entrance, (F) Disseminated galena within the altered conglomerate, (G) Semi-massive pyritic mineralization in the conglomerate. Abbreviations from (Whitney and Evans 2010)**; Gn: galena, Qz: quartz.**

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

پتروگرافی سنگ میزبان

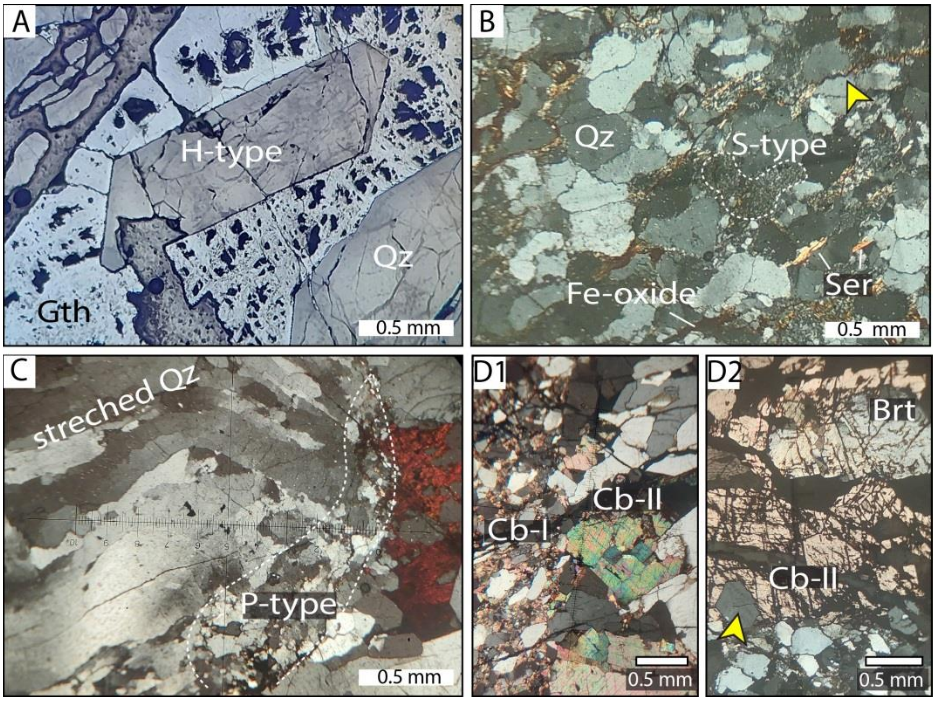
کانه‌زایی سرب در واحد کنگلومرای قاعدهٔ کرتاسه جای گرفته است. کنگلومرا از نوع کوارتزارنایت تا ساب گریوک بوده و از ذرات کوارتز، چرت، خرده‌سنگ، کمتر کربنات، کانی‌های کدر و فرعی (میکا، آپاتیت و تورمالین) ساخته شده است. با توجه به مطالعات پتروگرافی کوارتز، فراوانی درخور توجهی دارد و به چند گونه دیده می‌شود. دانه‌های کوارتز به‌صورت تک‌بلور، درشت‌بلور (در اندازهٔ چند میلی‌متر) و خودشکل تا نیمه‌شکل‌دارند که خاستگاه گرمابی دارند (شکل ۵–A). دانه‌های کوارتز تک‌بلوری (منوکریستالین) بی‌شکل، با خاموشی موجی و مستقیم (کمتر از میلی‌متر) است که خاستگاه آذرین دارد و بیانگر انرژی بالای محیط رسوب و چرخهٔ مجدد رسوبی است. دانه‌های کوارتز چند بلوری (پلی کریستالین) با مرزهای کنگره‌ای است که خاستگاه دگرگونی دارد و به هر سه شکل شیستوز، کشیده (stretched quartz) و تبلور مجدد مشاهده می‌شود (شکل ۵–C). کوارتز ریز بلور به شکل چرت در خرده‌سنگ‌ها حضور و خاستگاه رسوبی دارد (شکل ۵–B). کربنات با توجه به اندازهٔ بلور به دو صورت ریز تا متوسط‌بلور و نیمه‌شکل‌دار و دانه‌درشت گرمابی در بازهٔ دولواسپارایت دیده می‌شود (شکل ۵–D). نوع اول که به شکل پراکنده در متن ذرات خرده‌سنگی دیده می‌شود، دولومیت دیاژنتیک است و نوع دوم بافت شانه‌ای دارد و پرکنندهٔ فضای خالی قطعات کنگلومرایی است، از نوع کربنات‌های اپی ژنتیک و گرمابی است و بیشتر در مجاورت شکستگی‌ها یافت می‌شود. خرده‌سنگ‌ها به ترتیب فراوانی از نوع دگرگونی، آذرین و رسوبی‌اند. اینها احتمالاً با توجه به برونزد درخور ملاحظهٔ واحدهای تریاس–ژوراسیک از دگرگونی‌های درجه پایین تا متوسط (فیلیت و شیست) تأمین شده‌اند. برخی قطعات ماسه‌سنگ به‌صورت جهت‌یافته با فابریک فشرده و تماس‌های بین دانه‌ای مقعر–محدب و مضرسی مشاهده می‌شود (شکل ۵–B). از ذرات نادر موجود در کنگلومرا، دانه‌های کدر پوشش‌دار با اندازهٔ کمتر از ۷۰۰ میکرومتر است که بافت پیزولیتی را نشان می‌دهند. این دانه‌ها بافت همگنی نداشته و از ذرات غنی از اکسید آهن، میکا، کوارتز، خرده‌سنگ‌های آغشته به اکسید آهن، به‌ندرت پیریت همراه با شکستگی و حفره تشکیل شده‌اند. گفته می‌شود این ذرات محصول شرایط یکسان آب و هوای گرم و مرطوبانـد (Murru et al. 2011; Maciag et al. 2019).

در طی دیاژنز دفنی در ژرفای کم (کمتر از ۲ کیلومتر) و دمای کم (کمتر از ۱۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد)، تبلور مجدد کوارتزها، رورشدی فلدسپار بر فلدسپارهای آواری، شکل‌گیری کلریت از رس‌ها و ته‌نشینی سیمان از جنس کوارتز و کربنات رخ می‌دهد (Tucker 1994) و با افزایش توأم ژرفا و دما، آلبیتی‌شدن فلدسپار و دولومیتی‌شدن کلسیت به وقوع می‌پیوندد (Morad et al. 2000). بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهد پیش از فرایندهای دیاژنز و دگرسانی گرمابی، کنگلومرای قاعدهٔ کرتاسه در غارمروارید بیشتر از ذرات آواری کوارتز، کمتر فلدسپار و رس ساخته شده است، در محیط‌های دیاژنتیکی مختلف قرار گرفته و به یکسری تغییرات در ساخت و بافت منجر شده است. بر این اساس، طیف وسیعی از فرایندهای دیاژنز، که آثار گوناگونی بر سنگ میزبان کنگلومرایی داشته است، به ترتیب زیر بیان می‌شود.

فشردگی یا تراکم در طی دیاژنز باعث کاهش حجم، کاهش تخلخل و سنگ‌شدگی ردیف تخریبی شده است که به‌طور گسترده مشاهده می‌شود. فشردگی مکانیکی پس از رسوب‌گذاری، سبب مرزهای محدب–مقعر و مضرس در بین دانه‌های کوارتز شده است (شکل ۵–B). فشردگی شیمیایی و انحلال فشاری به‌صورت مرز خلیجی کوارتز و رگچهٔ انحلالی نمود پیدا کرده است (شکل ۵–B). جانشینی به شکل کربناته‌شدن، شناسایی‌شدنی است (شکل ۵–D_1). در مناطقی که سیمان کربنات داریم، تراکم و فشردگی در بین دانه‌های کوارتز کمتر دیده می‌شود. سیمان اکسید آهن پیرامون دانه‌های آواری ازجمله کوارتز، به شکل پوشانندهٔ سطح دانه و به فرم پوششی نازک و قهوه‌ای دیده می‌شود که در ژرفای کم تدفین و طی بالاآمدگی پدید آمده است. شکستگی‌های متقاطع چند مرحله‌ای، بازشدگی با اندازه‌های گوناگون و ترک‌دارشدن

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

دانه‌ها که با حوادث زمین‌ساختی منطقه مرتبط است و پرشدگی‌های بعدی که با کربنات‌های آهن‌دار پرشده‌اند، مهم‌ترین پدیده‌ای است که در غارمروارید مشاهده می‌شود (شکل ۵–D_2). انحلال به‌ویژه در ماتریکس، به شکل حفره‌ای، قالبی و شبکه‌ای بوده و با توسعهٔ آنها حفرات غاری پدیدار شده است که ممکن است ناشی از آب‌های جوی حاصل از بارندگی‌های فراوان در بازهٔ زمانی کرتاسه باشد.



شکل ۵– تصاویر میکروسکوپی از انواع کانی‌های کوارتز و کربنات در کنگلومرا، عکس‌های میکروسکوپی B تا D در نور عبوری (پلاریزه متقاطع) هستند و A نور انعکاسی است: (A) گوتیت ثانویه در فضای بین کوارتز خودشکل گرمابی (H-type) قرار گرفته و بخشی از بلور کوارتز و سیمان گوتیتی شکسته شده است؛ (B) کوارتز با خاستگاه‌های آذرین و رسوبی (S-type) در واحد کنگلومرا، پیکان زردرنگ، رگچهٔ اکسید آهن را نشان می‌دهد؛ (C) کوارتز با منشأ دگرگونی و کوارتز پلی‌کریستالین (P-type)، (D1) کربنات دیاژنتیکی (Cb-I) و کربنات گرمابی (Cb-II)، (D2): باریت و کربنات گرمابی در اطراف کوارتز خودشکل (پیکان زرد). حروف مخفف از (Whitney and Evans 2010)؛ Brt: باریت؛ Cb: کربنات؛ Gth: گوتیت، Gn: گالن، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت.

Fig 5- Microscopic photos of various quartz and carbonate minerals in conglomerate, Microphotographs B-D are in X-pol and A is in reflected light. (A) Secondary goethite is located between the space of the hydrothermal euhedral quartz (H-type) and a part of quartz crystal and goethite cement is broken. (B) Quartz with igneous and sedimentary (S-type) sources in conglomerate unit, yellow arrow shows iron oxide veinlet, (C) Quartz with metamorphic source and polycrystalline quartz (P-type), (D1) Diagenetic carbonate (Cb-I) and hydrothermal carbonate (Ch-II), (D2) Hydrothermal barite and carbonate around euhedral quartz (yellow narrow). Abbreviations from (Whitney and Evans 2010); **Brt: barite, Cb: carbonate, Gn: galena, Qz: quartz, Ser: sericite.**

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

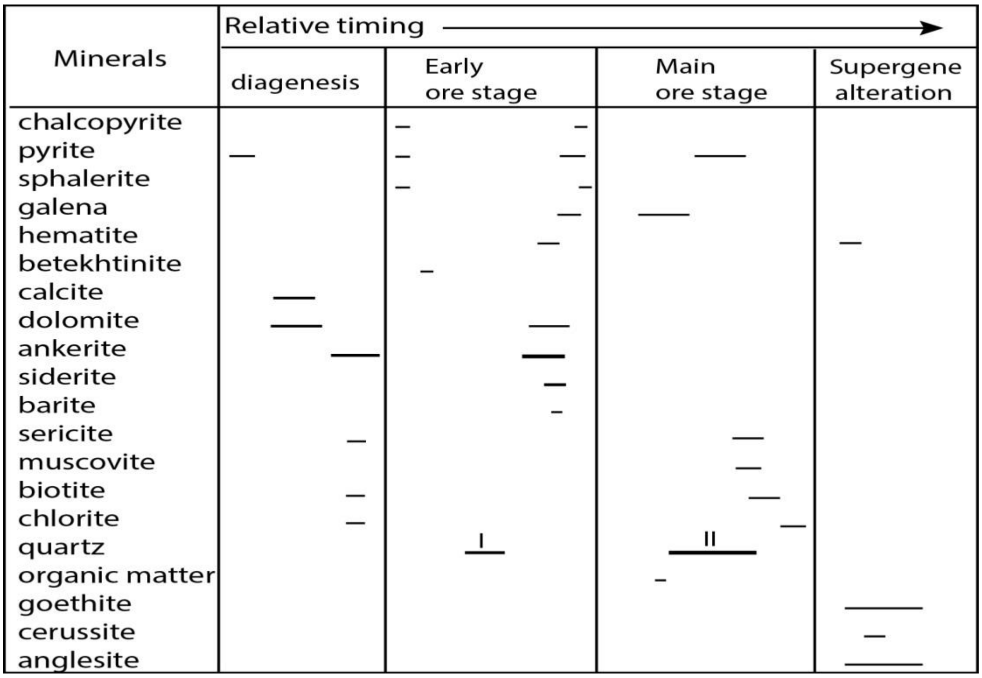
کانی‌شناسی، ساخت و بافت کانه‌زایی

رخداد معدنی غارمروارید در یال جنوبی تاقدیس غارمروارید و در نزدیکی محور چین مشاهده می‌شود (شکل‌های ۱–A و ۲–B). کارگاه قدیمی معدنکاری در فاصلهٔ ۹۰ متری شمال غار و در ماسه‌سنگ ژوراسیک؟ احتمالاً به‌منظور دسترسی و انتقال مواد استخراجی از افق‌های بالایی کنده‌کاری شده است (شکل ٤–A و B). مطالعات صحرایی نشان می‌دهد کانه‌زایی به‌صورت چینه‌کران، دیرزاد و با اشکال دانه‌پراکنده، جانشینی، نیمه‌توده‌ای و پرکنندهٔ فضاهای باز دیده می‌شود (شکل ٤–F و G). کانه‌زایی به‌صورت یک افق معدنی با پهنای کمتر از بیست سانتی‌متر درون کنگلومرای قاعدهٔ کرتاسهٔ زیرین رخ داده است (شکل ۳–B). کانه‌های معدنی اولیهٔ و اصلی بیشتر گالن و پیریت و به میزان خیلی کمتر کالکوپیریت و به‌ندرت اسفالریت است (شکل‌های ٦ و ۷–A و B و ۸–B). پیریت در بخش‌های دورتر از گالن به‌صورت نیمه‌توده‌ای دیده می‌شود (شکل ٤–G). کوارتز، کربنات، سریسیت، بیوتیت، کلریت و بندرت باریت در دستهٔ کانی‌های باطلهٔ غارمروارید به شمار می‌آیند (شکل ۷–D و E). کوارتز فراوان‌ترین باطلهٔ همراه کانه‌سازی بوده است که به دو شکل یافت می‌شود: کوارتزهای شانه‌ای به‌صورت شش‌وجهی شکل‌دار (متوسط ۲ میلی‌متر) که در برخی قسمت‌ها بافت تاج خروسی را نشان می‌دهند (شکل ٦)، به‌ندرت ادخال‌های ریز سولفیدی دارند و با کربنات‌های درشت‌بلور احاطه شده‌اند. کوارتزهای نوع دوم نیمه‌شکل‌دار و درشت‌بلورند که با ادخال‌های فراوان از کربنات یا مواد آلی همراه‌اند (شکل ۷–D). مواد آلی از منشأ دیاژنتیکی یا دگرگونی مشتق شده‌اند (Denisova and Piercey 2023). سریسیت، بیوتیت و کلریت به‌صورت رگچه و دانه‌پراکنده مشاهده می‌شود (شکل ۷–E_1 و E_2). دگرسانی سیلیسی و کربناته مهم‌ترین دگرسانی منطقه است. در اطراف دهانهٔ غار، رگه‌های کوارتز کربنات و سولفیددار وجود دارد (شکل ٤–E).

شناسایی شرایط حاکم بر شکل‌گیری کانه‌زایی، به بررسی کانه‌نگاری و مطالعهٔ دقیق روابط پاراژنزی در مقاطع میکروسکوپی نیاز دارد؛ برای نمونه، بافت‌های شبه‌رگه‌ای و پرکنندهٔ فضا از کانی‌های دگرسانی (شکل ٤–E) و حضور کانی‌های سولفیدی در اطراف قطعات سنگی، به سنگی‌بودن بیشتر کنگلومرا در زمان کانه‌زایی اشاره دارد (شکل ٤–C) (Schmandt et al. 2013). شواهد بافتی، کانی‌شناسی و کانه‌زایی پیشنهادکنندهٔ چهار مرحلهٔ دگرسانی در سنگ درونگیر مادهٔ معدنی در غارمروارید است که عبارت‌اند از: مرحلهٔ همزمان با دیاژنز، مرحلهٔ پیش از کانه‌زایی، مرحلهٔ اصلی کانه‌زایی سولفیدی (دگرسانی گرمابی) و مرحلهٔ بالاآمدگی (اکسایش و هوازدگی). در مرحلهٔ اول تجمعات بسیار ظریف و نادر از پیریت با ابعاد ۱۰ تا ۵۰ میکرون، در سیمان کنگلومرا مشاهده می‌شود و به نظر می‌رسد ازنظر زمانی با کلسیت و دولومیت ریز تا متوسط بلور دیاژنتیکیباط داشته باشند که در فضای بین دانه‌های کوارتز آواری شکل گرفته‌اند. کانی‌های مافیک موجود در قطعات سنگی کنگلومرا، در طی دیاژنز به مجموعهٔ کلریت، بیوتیت و آنکریت دگرسان می‌شوند (Schmandt et al. 2013). کوارتزهای شش‌وجهی و خودشکلی که معمولاً ادخال‌هایی از پیریت و کالکوپیریت دارند، پیش از مرحلهٔ اصلی شکل گرفته‌اند و سپس دیوارهٔ آنها با جانشینی گالن و کربنات آهن–منیزیم–منگنز، دچار کرم‌خوردگی شده است (شکل ٦–B). گالن کانی اولیه و فراوان کانه‌زایی و ابعاد آن در مقاطع از ۱۰۰ میکرون تا چند سانتی‌متر متغیر است. گالن با بافت قلوه‌ای‌شکل با کربنات آهن–منیزیم–منگنز درشت‌بلور و به‌ندرت باریت همراه شده است. در ادامه در مرحلهٔ اصلی، ذرات گالن و پیریت با کوارتز درشت‌بلور (نوع دوم) همراه‌اند و در زمینهٔ بین قطعات کنگلومرا، شکستگی و فضاهای خالی دیده می‌شوند که تبلور تأخیری‌تر آنها نسبت‌به سنگ‌میزبان را نشان می‌دهد. کالکوپیریت و کربنات به‌صورت ادخال‌هایی به ترتیب در درون گالن و لبه‌های کوارتز درشت‌بلور مشاهده می‌شود (شکل ٦–C و D). پیریت‌های خودشکل و با ابعاد ۳۰۰ میکرون تا بیش از ۳ میلی‌متر و با سیمای اسفنجی و

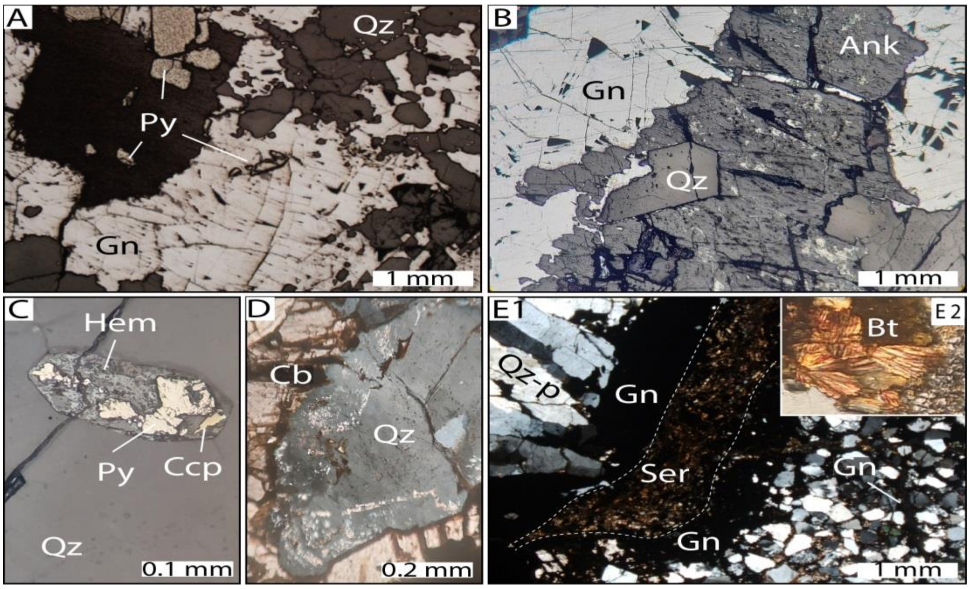
پرحفره دیده می‌شوند (شکل‌های ٤–G و ٦–A) و در برخی بخش‌ها در حال تبدیل به هماتیت و گوتیت‌اند، اما شکل بلوری خود را حفظ کرده‌اند. براساس طیف به دست آمده از میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM)، کربنات‌های گرمابی از نوع سیدریت، آنکریت، فرودولومیت، دولومیت و کلسیت‌اند (شکل‌های ۸–G-C و ۹–A و B). در ترکیب برخی از این کربنات‌ها، مقادیر جزئی عناصر منگنز، آلومینیوم و سیلیس آشکار شده است. آنکریت‌های درشت‌تر شکل‌دار بوده و هسته‌های آنها از دولومیت یا کلسیت تشکیل شده است که بیانگر جانشینی آنها با کانی آنکریت است (شکل ۸–C). کانی سیدریت در شرایط اکسیدی در دمای کمتر از ۲۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد پایدار است، در حالی که در شرایط احیایی در دماهای بیشتر از ۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد پایدار است (McGoldrick 1998). در محدودهٔ غارمروارید، حضور کانی‌های سیدریت، کربنات‌های آهن‌دار و هماتیت، به شرایط اکسیدی و دمای ۲۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد سیال اشاره می‌کند که در بخش بعدی با نتایج میانبارهای سیال همخوانی دارد (جدول ۱). شواهد پتروگرافی بیانگر حضور شکستگی‌های متعدد در پایان مرحلهٔ سوم است که با رگچه‌های نازک و نامنظم سریسیت و دیگر میکاها (بیوتیت و مسکویت) و پیریت پر شده‌اند (شکل ۷–E_1). برخی از سریسیت و بیوتیت‌ها به کلریت تبدیل شده‌اند. بیشتر این رگچه‌ها با ترکیبات اکسید آهن همراه شده‌اند. سریسیت در مراحل آغازین سامانه‌های فعال گرمابی شکل می‌گیرد که با آب دریا اختلاط می‌یابند (دمای ۲۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد) (Denisova and Piercey 2023). تشکیل سریسیت با آبکافت یا تجزیهٔ فلدسپار (از دست دادن Na^+ و تثبیت K^+) همراه است. در دمای بیشتر از ۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد، همزمان با روند کاهشی یون‌های Mg^{2+} و Fe^{2+} در آب دریا، این یون‌ها عمدتاً در کانی کلریت یا بیشتر میکاها استقرار می‌یابند؛ درنتیجه pH سیال در اثر آزادسازی یون H^+ کاهش می‌یابد و سیال قادر به حمل فلزات می‌شود (Lydon 1996; Pilote et al. 2020). همچنین هماتیت، ژاروسیت، گوتیت و لیمونیت به‌همراه مقدار اندکی سروزیت و انگلزیت که در اطراف، امتداد سطوح رخ و شکستگی‌های گالن شکل گرفته‌اند، از اکسایش کربنات‌های آهن‌دار و کانی‌های سولفوری اولیه پدیدار شده‌اند. علاوه بر آنها، کانی بِتختینیت در اطراف ادخال‌های ریزدانهٔ کالکوپیریت در گالن (شکل ۸–F)، به‌صورت جانشینی ثانویه به وجود آمده و با میکروسکوپ الکترونی روبشی شناسایی شده است.

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287



شکل ٦- توالی پاراژنتیک نهشتگی کانیایی در رخداد معدنی غارمروارید

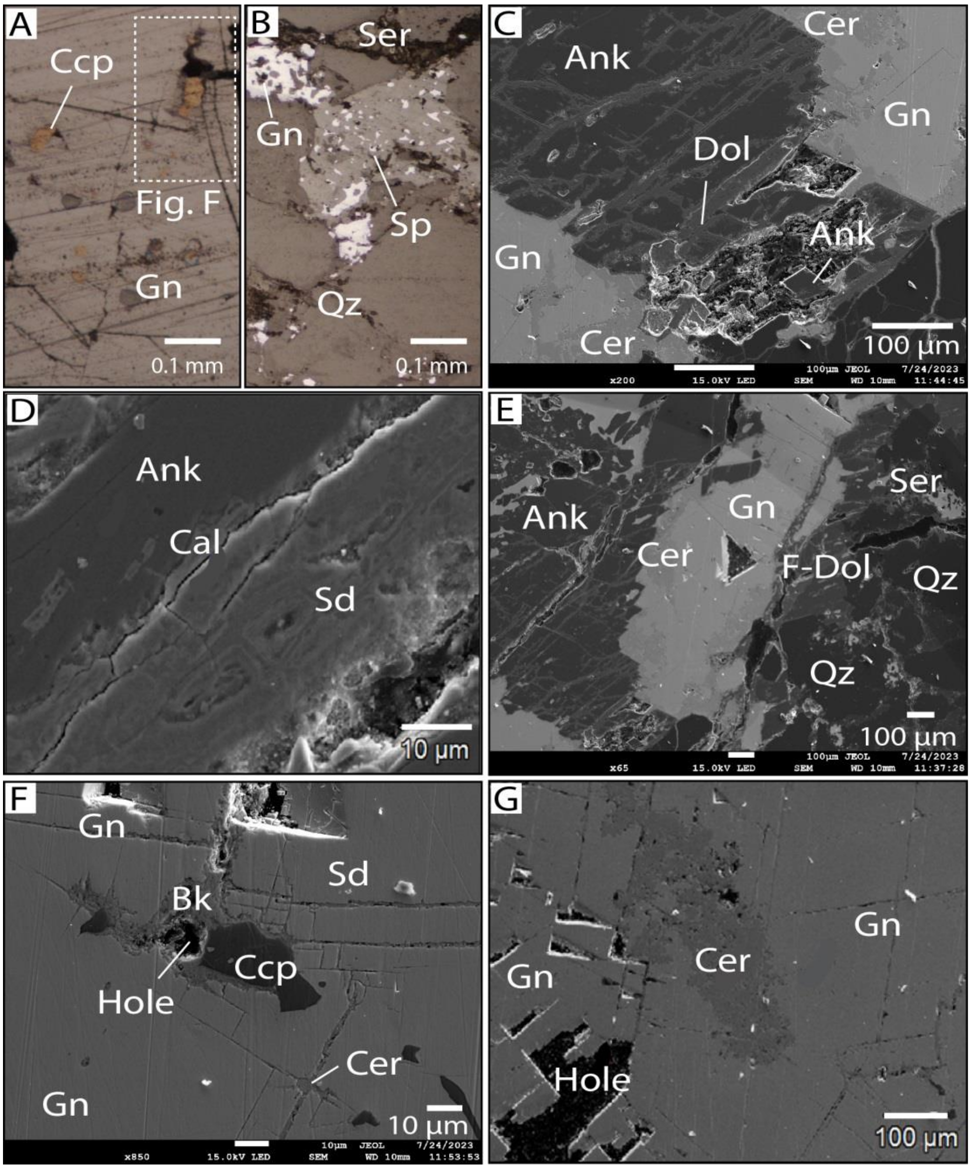
Fig 6- Paragenetic sequence of mineral deposition of Gharmorvarid ore occurrence



شکل ۷- عکس نمونه‌های میکروسکوپی از رخداد معدنی غارمروارید: A و B نور انعکاسی و C تا E نور عبوری؛ (A) مرحلهٔ اصلی کانه‌زایی؛ (B) گالن جانشین کوارتز خودشکل شده است؛ (C) پیریت و کالکوپیریت درون کوارتز که در بخش‌هایی هماتیتی شده است؛ (D) ادخال کربنات در لبه‌های درشت‌بلور کوارتز؛ (E1) رگچهٔ سریسیت گالن را قطع کرده است؛ (E2) بیوتیت هیدروترمالی، حروف مخفف از Whitney and Evans (2010)؛ **Ank**: آنکریت؛ **Bt**: بیوتیت؛ **Cb**: کربنات؛ **Ccp**: کالکوپیریت؛ **Gn**: گالن؛ **Hem**: هماتیت؛ **Py**: پیریت، **Qz**: کوارتز؛ **Ser**: سریسیت.

Fig 7- Image of microscopic samples from Gharmorvarid ore occurrence, A-B in reflected light, and C-E in refracted light. (A) The main stage of mineralization, (B) Galena replaces euhedral quartz mineral, (C) Pyrite and chalcopyrite within quartz that is partly replaced by hematite. (D) Carbonate inclusions along the borders of coarse-grained quartz, (E1) Sericite vein cutting galena crystal, (E2) Hydrothermally biotite. Abbreviations from (Whitney and Evans 2010**); Ank: ankerite, Bt: biotite, Cb: carbonate, Ccp: chalcopyrite, Gn: galena, Hem: hematite, Py: pyrite, Qz: quartz, Ser: sericite.**

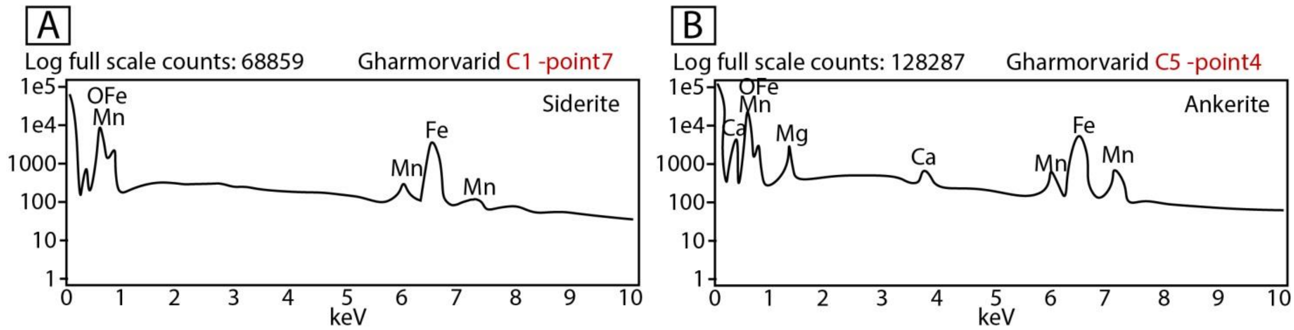
https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287



شکل ۸- عکس‌های میکروسکوپی در نور انعکاسی از کانه‌زایی اصلی (A و B) و تصاویر الکترون‌های برگشتی از کانی‌های غارمروارید (C-G)، حروف مخفف از (Whitney and Evans, 2010)؛ Ank: آنکریت؛ Bk: بتخینیت؛ Cal: کلسیت؛ Cb: کربنات؛ Ccp: کالکوپیریت؛ Cer: سروزیت؛ F-Dol: دولومیت آهن‌دار؛ Gn: گالن؛ Qz: کوارتز؛ Ser: سریسیت؛ Sd: سیدریت و Sp: اسفالریت.

Fig 8- Microscopic images in reflected light from main mineralization (A and B) and backscattered electron images from Gharmorvarid minerals (C-G), Abbreviations from Whitney and Evans, 2010; Ank: ankerite, Bk: betekhtinite, Cal: calcite, Cb: carbonate, Ccp: chalcopyrite, Cer: cerussite, F-Dol: ferroan dolomite, Gn: galena, Qz: quartz, Ser: sericite, and Sd: siderite, Sp: sphalerite.

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287



شکل ۹- طیف SEM مربوط به دو نمونه کربنات همراه گالن در منطقهٔ غارمروارید شامل (A) سیدریت و (B) آنکریت است.

Fig 9- The SEM spectrum of two carbonate samples associated with galena from Gharmorvarid area includes (A) siderite and (B) ankerite.

میانبارهای سیال

بررسی میانبارهای سیال غارمروارید بر کانی‌های کوارتز و دولومیت مرتبط با کانه‌زایی گالن انجام شده است. میانبارهای کوارتز شکل‌های بیضوی، سیلندری، مدور، دوکی، مثلثی و نامنظم دارند و در دولومیت اشکال مستطیلی، مربعی، کروی و بی‌شکل‌اند. ابعاد آنها در کوارتز بین ۷ تا ۲۲ میکرومتر با درجهٔ پرشدگی ۱۵ تا ۶۰درصد و در دولومیت بین ٤ تا ۱۲ میکرون با درجهٔ پرشدگی ۱۰ تا ۱۵درصد در تغییرند. دمای همگون‌شدگی میانبارهایی با پرشدگی بیش از ۵۰درصد که به فاز گاز همگن شدند، بالاست و در نتایج ریزدماسنجی لحاظ نشده است. در بررسی‌های پتروگرافی، با در نظر گرفتن ارتباط میانبار سیال با کانی میزبان، خاستگاه و زمان به دام افتادن سیال (Pirajno 2009)، سه نوع میانبار سیال اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب مشاهده شده است که در این پژوهش، میانبارهای سیال اولیه با ابعاد بیش از ۵ میکرون اندازه‌گیری شده است. شش دسته میانبارهای سیال براساس ترکیب درونی‌شان در دمای اتاق (۲۵ درجهٔ سانتی‌گراد)، جدایش‌شدنی بودند (شکل ۷): ۱- تک‌فاز مایع H_2O؛ ۲- دوفاز (LV) CO_2؛ ۳- دوفازی مایع-گاز (LV)؛ ٤- دوفازی گاز-مایع (VL)؛ ۵- سه‌فازی L+V+S و ٦- سه فازی (L+V) L+ CO_2.

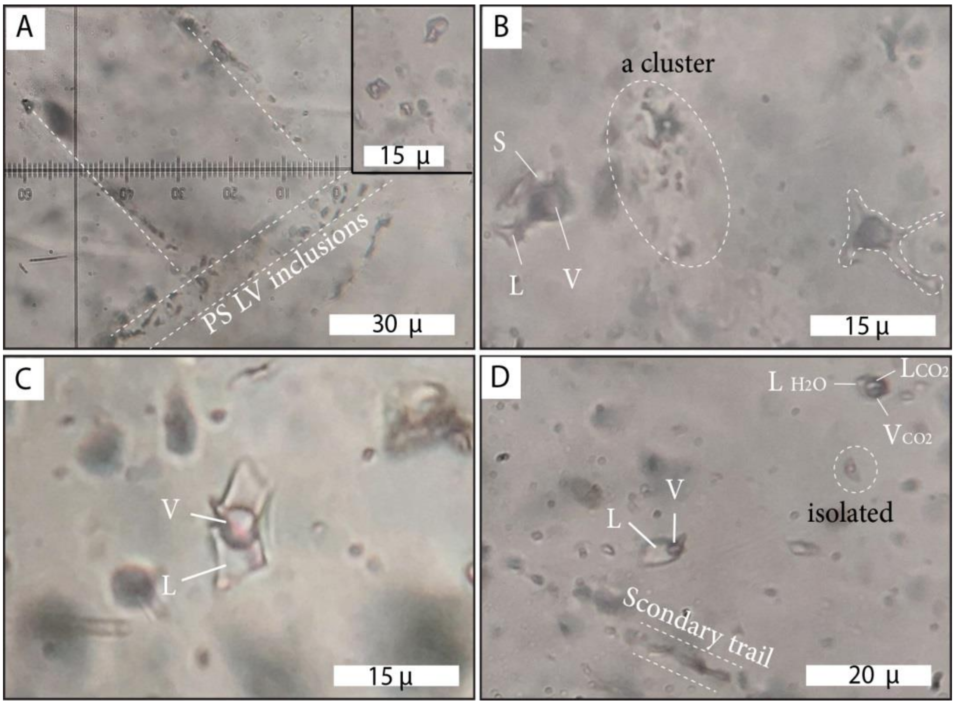
براساس نتایج ریزدماسنجی بازهٔ دمای یکنواختی میانبارهای دوفازی نوع LV و نوع VL با میزبان کوارتز بین ۱۳۳ تا ۳۱٤ درجهٔ سانتی‌گراد و در میانبارهای نوع LV با میزبان دولومیت بین ۱٦۰ تا ۲۳۲ درجهٔ سانتی‌گراد است (جدول ۱). میانبارهای دوفازی در کوارتزهای شش‌وجهی (Qz-I) از نوع VL و در کوارتزهای درشت‌بلور (Qz-II) از نوع LV است (شکل ٦ و جدول ۱). دمای نهایی ذوب یخ (T_m) در میانبارهای دوفازی کوارتز میان ۲/۲- تا ۱۲/۳- درجهٔ سانتی‌گراد و در دولومیت میان ۲/۷- تا ٦/۱- درجهٔ سانتی‌گراد متغیر است. شوری محاسبه‌شده براساس T_m در میانبارهای دوفازی کوارتز بین ۳/۷۱ تا ۱٦/۲٤ درصد وزنی معادل نمک طعام و در دولومیت بین ۵/۱۱ تا ۸/٤۱درصد وزنی معادل نمک طعام در تغییر است. تغییرات دمای یوتکتیک (T_e) برای میانبارهای دوفازی با میزبان کوارتز بین ۲٤- تا ۲۷- درجهٔ سانتی‌گراد و برای میانبارهای دوفازی با میزبان دولومیت ۱۷- درجهٔ سانتی‌گراد است که بیانگر ترکیب نمکی $H_2O–NaCl$ برای ترکیب سیال‌های سازندهٔ کوارتز است. هرچند در سیال مربوط به فاز دولومیت، نسبت بالای سدیم به کلسیم ($Na^+>Ca^{2+}$) مشهود بوده است (Bodnar 2003). در سه میانبار نوع LVS مطالعه‌شده از کوارتز، کانی دختر همراه با فازهای مایع و گاز مشاهده شد که فاز دختر هالیت است. درجهٔ حرارت همگون‌سازی سیال برای میانبارهای سه‌فازی در میزبان کوارتز بین ۳۰۵ تا ۳۲۳ درجهٔ سانتی‌گراد و درجهٔ شوری بین ۳۷/۷۸ تا ۳۹/۵۱درصد وزنی معادل نمک طعام است. چگالی کمینه و بیشینه در میانبارهای سیال دوفازی کوارتز و دولومیت، میان ۰/۷۷ تا ۰/۹۷ گرم بر سانتی‌متر مکعب محاسبه شده است.

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

جدول ۱- نتایج ریزدماسنجی میانبارهای سیال اولیه در منطقهٔ غارمروارید

Table 1- Microthermometric results of primary fluid inclusions in the Gharmorvarid area

host mineral	FI type	number	Gas-liquid ratio	T_m (°C)	$T_{m\,(NaCl)}$ (°C)	T_h (°C)	Salinity (NaCl wt%)
Quartz - I	S, LV	3	30-50	-	295-317	305-323	37.8 to 39.5
Quartz - I	VL	12	30-60	-4.5 to -12.3	-	244-314	7.2 to 16.2
Quartz - II	LV	6	10-15	-2.2 to -4.6	-	133-178	3.7 to 7.3
Dolomite	LV	3	15-35	-2.7 to -6.1	-	160-232	5.1 to 8.4



شکل ۱۰- عکس‌های میکروسکوپی از میانبارهای سیال در غارمروارید: (A) پهنه‌های رشدی (خط‌چین سفید) در بلور دولومیت با میانبارهای دوفازی دروغین (مایع+گاز) قطع می‌شوند، میانبارهای دوفازی غنی از مایع (LV) در دولومیت (راست)؛ (B) بیشتر میانبارهای سیال در کوارتز، خوشه‌ای یا ایزوله و بی‌شکل‌اند. میانبار سیال سه‌فازی با کانی دختر؛ (C) میانبار سیال دوفازی غنی از بخار درون کوارتز؛ (D) میانبارهای دوفازی غنی از مایع و دوفازی همراه با میانبار مایع-کربونیک در کوارتز. اختصاری‌ها؛ L- فاز مایع؛ V- فاز بخار؛ S- بلور هالیت.

Fig 10- Photomicrographs of fluid inclusions in the Gharmorvarid. (A) Dolomite crystal with growth zones (white dashed line) cut by pseudosecondary two-phase inclusions (liquid+vapor). Two-phase liquid-rich inclusion (LV) in dolomite (right). (B) Most fluid inclusions in quartz are isolated or clustered and have irregular shape. Three-phase inclusions with daughter crystal (left side). (C) Two-phase vapor-rich fluid inclusion within quartz, (D) Two-phase liquid-rich and single-phase gas inclusions associated with CO_2-rich and aqueous fluid inclusion in quartz. Abbreviations; L- liquid phase, V- vapor phase, S-halite crystal.

تحولات سیال کانه‌ساز و الگوی رخداد کانه‌زایی غارمروارید

با مقایسهٔ شوری و دمای میانبارهای سیال با انواع کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی، داده‌های غارمروارید با سنگ میزبان کنگلومرا در محدودهٔ سدکس از نوع نزدیک به دهانهٔ برونده‌می جای می‌گیرد (شکل ۱۱-A). کانسارهای سدکس

براساس چگالی، ماهیت سیال و کاهندگی سولفات، به دو زیر گروه نزدیک به دهانۀ اصلی برونِدَم vent-proximal (نوع Selweyn) و دور از دهانۀ برونِدم vent-distal (نوع McArthur) تقسیم می‌شوند (Cooke et al. 2000; Leach et al. 2005; Sangster 2018). سنگ میزبان معمول در کانسارهای سدکس، سنگ‌های سیلیسی‌کلاستیک دانه‌ریزند. هرچند دیگر سنگ میزبان‌ها هم دیده می‌شوند، ولی از ویژگی‌های شاخص کانه‌زایی غارمروارید، نبود رسوبات ریزدانه به‌عنوان سنگ میزبان است. بافت‌های لامینه و لایه‌ای در کانسارهای سدکس، اصلی‌ترین بافت به شمار می‌آید، در حالی‌که بافت مادۀ معدنی در غارمروارید، از نوع جانشینی، شبه‌رگه و پرکنندۀ فضای خالی، حفرات انحلالی و فضای ایجادشده با شکستگی و گسل‌هاست. موقعیت داده‌ها در شکل ۱۱–A نشان می‌دهد سیال کانه‌دار در محدودۀ مطالعاتی، همانند شورابه‌های نوع درۀ می‌سی‌سی‌پی، چگالی بالایی ندارند و نسبت‌به آب دریا ($1/03\ g/cm^3$) چگالی کمتری دارند. البته سه نمونه از میانبارهای سیال مطالعه‌شده (با توجه به NaCl) شوری بالاتری دارند که ممکن است از یک سیال اشباع در حوضۀ رسوبی و یا رسوبات تبخیری به دام افتاده باشند (شکل ۱۱–A). همچنین از دید سنگ میزبان کربناته، شباهتی با این کانسارهای نوع MVT ندارد. با این اوصاف، یک مقایسه میان رخداد غارمروارید با کانسارهای نوع سدکس، نوع درۀ می‌سی‌سی‌پی، نوع ماسه‌سنگی (SST) و کانسارهای سرب و روی با میزبان ماسه‌سنگ رسوبی در طول حاشیۀ کالدونین اسکاندیناوی در جدول ۲ ارائه شده است. این کانسار در مقایسه با دو نوع اول، تفاوت‌های آشکاری نشان داده است و ویژگی‌های کانه‌زایی در غارمروارید، همخوانی خوبی با کانسارهای سرب ماسه‌سنگی و کانسارهای سرب و روی رسوبی با میزبان ماسه‌سنگ حاشیۀ کالدونین اسکاندیناوی به‌ویژه کانسار لیسوال سوئد دارد (شکل ۲ و جدول ۲). بررسی پژوهشگران نشان می‌دهد تغییرات رژیم زمین‌ساختی از فشارشی به کششی در حاشیۀ اسکاندیناوی، سبب گسترش شکستگی‌ها و فعالیت دوبارۀ گسل‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری شده است. بازشدن چنین پهنه‌های سستی سبب انتقال و به جریان افتادن سیال‌ها در مقیاس وسیع شده و کانسارهای سرب و روی را با میزبان ماسه‌سنگی، در حاشیۀ اسکاندیناوی به وجود آورده است (Saintilan et al. 2015; Billstrom et al. 2020). هرچند از دید خصوصیات ساختاری اشاره می‌شود که غارمروارید همچون کانسار سرب و روی رسوبی Maoping چین (Wu et al. 2024) و کانسارهای سرب و روی رسوبی در خاور تبت (He et al. 2009)، با ساختار چین–گسل[3] کنترل می‌شود.

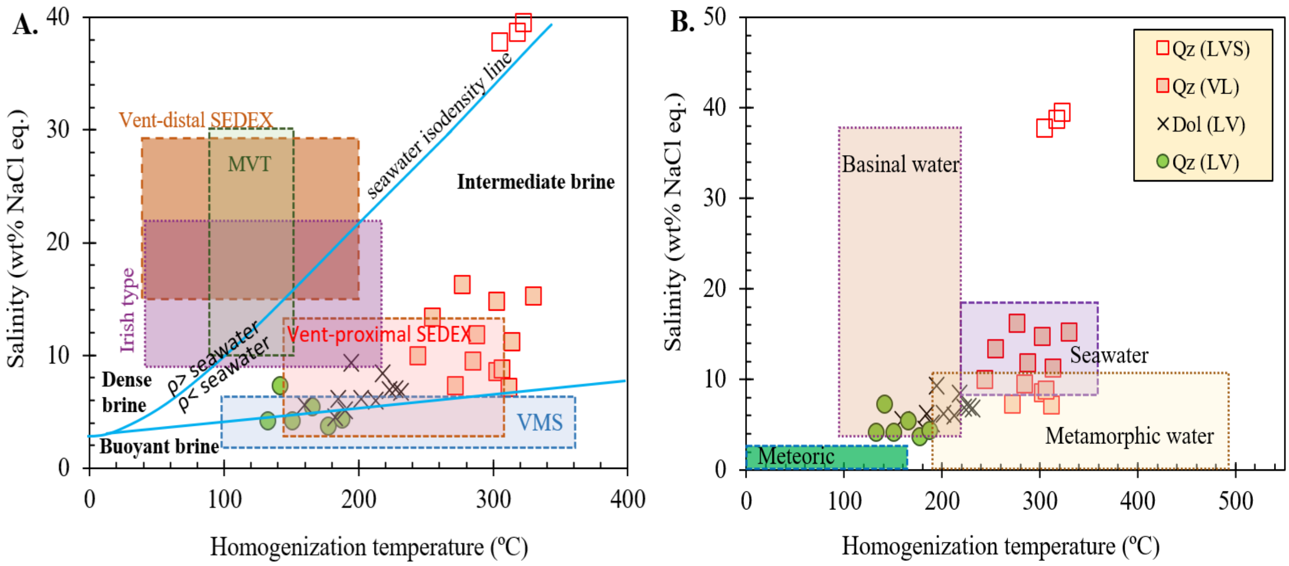
کاهش دما، رقیق‌شدگی (اختلاط سیال) و افزایش pH سبب نهشتگی کانه‌زایی سرب و روی با میزبان رسوبی می‌شود (Cooke et al. 2000). با مقایسۀ روندهای مختلف تحولات سیال (Wilkinson 2001)، عامل ته‌نشست کانه‌زایی در غارمروارید، آمیختگی سیال‌های گرمابی با شورابه‌های درون‌حوضه‌ای و آب سرد دریاست (شکل ۱۱–B). به‌عبارتی چرخش و اختلاط بین دو یا سه سیال با شوری‌های متفاوت و کاهش تدریجی دمای سیال در نتیجۀ رقیق‌شدگی با آب‌های دریایی، نقش بسزایی در ترسیب فلزات داشته است. Mg کلریت حاکی از اندک افزایش pH سیال است و چون کلریت گرمابی بعد از بیوتیت، مسکویت و سریسیت تشکیل شده است، به آمیختگی سیال‌های گرمابی با آب دریا اشاره می‌کند (Schardt et al. 2001). سولفات و باریم نمی‌توانند با یک سیال حمل شوند (Wilkinson at al. 2005)، پس حضور باریت هم شاهد دیگری بر اختلاط دست‌کم دو نوع سیال است. حضور کم CO_2 در میانبارها و خاستگاه آنها، به فرایند گاززدایی ناشی از دگرسانی مواد آلی موجود در رسوبات در دمای بیش از ۱۵۰ درجۀ سانتی‌گراد نسبت داده می‌شود (شکل ۱۰–D).

شواهد پتروگرافی در غارمروارید نشان می‌دهد پیش از دگرسانی وابسته به سیال‌های گرمابی (۲۰۰ تا ۳۵۰ درجۀ سانتی‌گراد)، سنگ میزبان تحت اثر دگرسانی دیاژنتیکی (<۱۵۰°) قرار گرفته است (شکل ۵–D). در مرحلۀ پیش از کانه‌زایی اصلی، حضور کربنات‌های Fe-Mg-Mn در اطراف گالن، بیانگر ترکیب اکسیدی و کمی اسیدی تا نزدیک خنثی شورابه‌های حوضه است، در حالی که رخداد میکا و پیریت در مراحل پایانی سامانۀ گرمابی، با ترکیب احیایی و اسیدی

[3] fault-fold structure

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

سیال سازگاری دارد (Hanor 1996; Large and McGoldrick 1998). در مدل پیشنهادی جدیدی که (Magnall et al. 2020) برای کانسارهای جانشینی زیردریایی بیان کرده است، سیال‌های مجراهای برونده زیردریایی، داغ (>۳۰۰°) بوده است، اما به‌سرعت سرد می‌شوند (<۱۲۵°) و با سیال‌های دیاژنتیکی آمیزش پیدا می‌کنند (Magnall et al. 2016). این سیال‌ها فقیر از گوگردند و اسیدیتهٔ کم (pH< ٤/٥) و شوری متوسط (>۷٪) دارند تا فلزات پایه را به‌سبب دمای بالا و دسترسی کم به گوگرد حمل کنند.



شکل ۱۱- نمودار دوتایی دمای همگن‌شدگی در برابر شوری در کانی‌های کوارتز و دولومیت: (A) نمودار نشان می‌دهد که میانبارهای سیال در غارمروارید در محدودهٔ کانسارهای سدکس پروکسیمال قرار گرفته‌اند (Wilkinson et al. 2010; compiled by Rajabi et al. 2015 and Yarmohammadi et al. 2016)؛ (B) نمودار محدوده‌های آب مختلف پیشنهادی از کسلر (Kesler 2005).

Fig 11- Binary diagram of homogenization temperature versus salinity in quartz and dolomite minerals, (A) Showing that fluid inclusions in Gharmorvarid are plotted on the vent-proximal sedex (Wilkinson et al. 2010; compiled by Rajabi et al. 2015 and Yarmohammadi et al. 2016). **(B) Diagram of various water fields proposed by** (Kesler, 2005)**.**

توالی رسوبی غارمروارید نشان می‌دهد از شروع ته‌نشست توالی کرتاسهٔ پیشین (از قاعدهٔ کرتاسه تا انتهای توالی کرتاسهٔ پیشین)، حوضه رسوبی میل به فرونشست داشته و عمیق شده است و مشاهدات کانی‌شناسی سنگ‌میزبان، بیانگر ته‌نشست توالی در یک محیط ساحلی کم‌ژرفاست که تحت تأثیر دیاژنز قرار گرفته است، در حالی که در افق‌های بالا که به‌طور چیره شامل رسوبات کربناتهٔ اوربیتولین‌دار است، نشان از ژرف‌شدن حوضه و فعالیت گسل‌های همزمان با رسوب‌گذاری دارد. علی‌پور و همکاران (Alipoor et al. 2021) گسل‌های میان‌بر معکوس و پرشیب منطقهٔ معدنی تکیه (در نزدیکی غارمروارید) را از نوع گسل‌های نرمال همزمان با رسوب‌گذاری می‌داند که در اثر فازهای فشارشی به گسل‌های معکوس تبدیل شده است (شکل ۱–B). نتایج این پژوهش با رخدادهای زمین‌ساختاری ناحیهٔ سنندج–سیرجان سازگاری دارد و تغییرات رژیم تکتونیکی را از کششی به فشارشی به‌خوبی نشان می‌دهد. از این رو پیشنهاد می‌شود همراه با فرونشست حوضه در طی دیاژنز، شرایط برای ترسیب کانه‌زایی غارمروارید فراهم شود و همزمان با کوهزایی لارامید در کرتاسهٔ پسین، گسل‌ها دوباره فعال و سیال‌های کانه‌دار ازطریق گسل‌های معکوس پرشیب از ژرفای زیاد، به

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

بخش‌های کم‌ژرفا در واحد کنگلومرا مهاجرت کنند و در نتیجهٔ اختلاط با آب دریا و آب‌های درون سازندی، کانه‌سازی اصلی در بین ذرات سنگ میزبان غارمروارید، نهشته شوند.

جدول ۲- مقایسهٔ ویژگی‌های اصلی کانه‌زایی غارمروارید با کانسارهای سدکس، درهٔ می‌سی‌سی‌پی، سرب ماسه‌سنگی (SST) (Misra 2000; Leach et al. 2005; He et al. 2009) و کانسارهای سرب و روی با میزبان ماسه‌سنگ رسوبی در طول حاشیهٔ کالدونین اسکاندیناوی (Billstrom et al. 2020)

Table 2- Comparison of main characteristics of the Gharmorvarid, SEDEX, MVT, SST-type deposits (Misra 2000; Leach et al. 2005; He et al. 2009)**, and sandstone-hosted Pb-Zn deposits along the margin of the Scandinavian Caledonides** (Billstrom et al. 2020)

	Gharmorvarid	Scandinavian Pb-Zn deposits	SST	SEDEX	MVT
Tectonic setting	Transform of rift to collision	Continent-continent collision	Stable tectonic settings in continental interior or margin	Intracontinental or failed rifts and rifted continental margins	Forland basin, Continental rift basin
Basin during mineralization	Deformed	Deformed	-	-	Undeformed, mildly deformed, rarely strongly deformed
Host rocks	Early Cretaceous conglomerate	Eocambrian to Cambrian sandstone	Quartz-rich sandstone	Dolostones, limestone or marble within overall siliciclastic, shales and cherts, dolomitic siltstones, pyritic siltstones	Carbonates
Ore controls	Thrust-related fault	fracture controlled	Basal unconformity and permeability of rocks	Syndepositional faults with talus breccia, localized facies variations and thickening in sub-basins	Lithology, carbonate dissolution collapse structure, fault/fracture
Ore textures	Semi-massive, disseminated, replacement of cement and matrix, vein-like	Vein, fracture-controlled,	Disseminated	Laminated fine grained sulfides	Vein, massive, coarse-grained sulfides
Orebody morphology	Concordant with fault	Discordant	Lensoid, conformable to bedding in sandstone	tabular, stratiform and stacked lensoid, minor in stockwork and vein in footwall	Highly variable, usually strata-bound
Mineralization style	Open space filling, replacement, syndiagenetic	Disseminated, vein, breccia	Cementation, open space filling	Syndiagenetic or synsedimentary	Open space filling, breccias-cementing, minor in replacement
Typical minerals	Galena, pyrite, quartz, Fe-carbonate, sericite, barite, dolomite	Galena-sphalerite, calcite, barite, pyrite, sericite	Galena, minor sphalerite and chalcopyrite	Sphalerite, galena, pyrite, pyrrhotite, barite, and chert	Sphalerite, galena, dolomite and calcite
Ore-forming fluids	151-330 ºC 3.7-16.2 wt.% NaCl eq.	130-180 ºC 18-28 wt.% NaCl eq.	110-150 ºC 1.6-18 wt.% NaCl eq.	90-200 ºC 10-30 wt.% NaCl eq.	90-150 ºC 10-30 wt.% NaCl eq.
Magmatic affiliation	absent	absent	absent	absent	absent

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

نتیجه

کنگلومرای غارمروارید شواهد مربوط به دو نوع دگرسانی دیاژنزی (دولومیت و کلسیت ناحیه‌ای) و دگرسانی گرمابی (کربنات گرمابی، کوارتز، میکا و کلریت) را در خود حفظ کرده است. فرایندهای دیاژنزی سبب گسترش تخلخل و نفوذپذیری شده و بستر مناسبی را برای ورود و جانشینی سیال کانه‌دار فراهم کرده است. به کمک شواهد سنگ میزبان، کانی‌شناسی و مطالعات میانبارهای سیال، رخداد معدنی غارمروارید یک نمونه از کانسارهای سرب و روی دیرزاد با میزبانی کنگلومراست که در گروه‌بندی کانسارهای سرب–روی چینه‌کران جای می‌گیرد. مطالعات این پژوهش نشان می‌دهد کانی‌سازی اصلی غارمروارید با فعالیت سیال‌های گرمابی، که از بخش‌های عمیق‌تر حوضه به‌سمت نزدیک کف دریا آمده‌اند، شروع شده و کوارتزهای خودشکل درون کنگلومرا را پدید آورده‌اند و در ادامه، سیال‌های گرمابی توانسته‌اند کانی‌های کربنات آهن– منیزیم–منگنز را به‌همراه گالن و اسفالریت نهشته کنند. در پایان گامهٔ اصلی، سیال‌های گرمابی با ماهیت اسیدی–احیایی کانی‌های میکا و سپس کلریت را در اختلاط با آب دریا ترکیب کرده‌اند. مهم‌ترین عامل نهشت کانسنگ در غارمروارید، اختلاط سیال‌ها بوده است که سبب کاهش دما، رقیق‌شدگی و افزایش pH شده است.

تشکر و سپاسگزاری

نتایج SEM این پژوهش در طول فرصت مطالعاتی نویسنده و با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه اصفهان انجام شده است و از آقایان دکتر خانه‌باد (دانشگاه فردوسی مشهد) و دکتر فرضی‌پور صائین (دانشگاه اصفهان)، برای پیشنهادهای سازنده‌شان به ترتیب در بخش‌های رسوب‌شناسی و تکتونیک صمیمانه قدردانی می‌شود. همچنین از سردبیر محترم مجله و داوران گرامی برای ارائهٔ نظرهای مفید و سازنده‌شان سپاسگزاری می‌شود.

References

Adabi M.H. and Jamalian M. 2008. Recognition of original carbonate mineralogy and determination of ore genesis in Robat mine (Khomein-Arak) carbonates, Quarterly journal of Geosciences, 17 (66): 2-23. https://doi.org/10.22071/gsj.2008.57629.

Aghanabati A. 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran Press, 586 p.

Alavi M. 1996. Tectono-stratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in Northern Iran. Journal of Geodynamics, 21 (1): 1-33. https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7

Alipoor R. Hajiloo S.Z. and Hosseinkhani, A. 2021. Structural analysis of the Takiyeh Zn-Pb mine in the Malayer-Esfahan metallogenic belt, west Iran. Journal of Economic Geology, 13(3): 627–643. (in Persian with English abstract) https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i3.86454.

Alirezaei S. and Hassanzadeh J. 2012. Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran, Lithos, 151:122–134. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.015.

Arvin M. Pan Y. Dargahi S. Malekizadeh A and Babaei A. 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction, Journal of Asian Earth Sciences, 30: 474–489. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.01.001.

Azizi H. and Jahangiri A. 2008. Cretaceous subduction related volcanism in the northern. Journal of Geodynamics, 45 (4-5): 178-190. https://doi.org/10.1016/j.jog.2007.11.001.

Azizi H. and Stern R.J. 2019. Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj–Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. Terra Nova, 31(5): 415-423. https://doi.org/10.1111/ter.12404.

Azizi H. Stern R.J. Topuz G. Asahara Y. and Moghadam H.S. 2019. Late Paleocene adakitic granitoid from NW Iran and comparison with adakites in the NE Turkey: Adakitic melt generation in normal continental crust. Lithos, 346-347: 105151. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105151

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: 123-155. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.047

Barrier E. Vrielynck B. Brouillet J.F. and Brunet M.F. 2018. Paleotectonic reconstruction of the central Tethyan Realm. Tectonono-sedimentary-palinspastic maps from the Late Permian to the

Ehya F. Lotfi M. and Rasa I. 2010. Emarat carbonate–hosted Zn–Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study, Journal of Asian Earth Sciences, 37: 186–194. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.08.007

Gao R. Xue C. Dai J. and Man R. 2022. Origin of the Bleaching in Lower Cretaceous Continental Red Beds in the Uragen Zn–Pb Deposit, Xinjiang, NW China, and Its Implications for Zn–Pb Mineralization. Minerals, 12(6): 740. https://doi.org/10.3390/min12060740

Golonka J. 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. Tectonophysics, 381(1-4): 235-273. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.06.004

Hanor J.S. 1996. Controls on the solubilization of lead and zinc in basinal brines. Society of Economic Geologists Special Publication, 4: 483-500.

Hassanzadeh J. and Wernicke B.P. 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. Tectonics, 35(3): 586-621. https://doi.org/10.1002/2015TC003926

He L. Song Y. Chen K. Hou Z. Yu F. Yang Z. Wei J. Li Z. and Liu Y. 2009. Thrust-controlled, sediment-hosted, Himalayan Zn–Pb–Cu–Ag deposits in the Lanping foreland fold belt, eastern margin of Tibetan Plateau. Ore Geology Reviews, 36(1-3): 106-132. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.11.001

Horton, B. K. J. Hassanzadeh, D. F. Stockli G. J. Axen R. J. Gillis, B. Guest, A. Amini, M. D. Fakhari S. Zamanzadeh M. and Grove M. 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics, Tectonophysics, 451: 97–122. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.063

Houshmandzadeh A. and Soheili M. 1990. Explanatory text of the Eqlid quadrangle map, 1:250,000, Geological Survey of Iran, G10, 158 pp

Jassim S.Z. and Goff J.C. 2006. Phanerozoic development of the northern Arabian Plate. In: Jassim, S.Z., Goff, J.C. (Eds.), Geology of Iraq. Dolin, Prague, 32–44.

Kesler S.E. 2005. Ore-forming fluids. Elements, 1(1): 13-18. https://doi.org/10.2113/gselements.1.1.13

Kyle J. R. and Li N. 2002. Jinding: A giant Tertiary sandstone-hosted Zn-Pb deposit, Yunnan, China. SEG Newsletter, 50: 8-16. https://doi.org/10.5382/SEGnews.2002-50.fea

Large R.R. and McGoldrick P.J. 1998. Lithogeochemical halos and geochemical vectors to stratiform sediment hosted Zn–Pb–Ag deposits, 1. Lady Loretta Deposit, Queensland. Journal of Geochemical Exploration, 63: 37–56. https://doi.org/10.1016/S0375-6742(98)00013-2

Large R.R. Bull S.W. Cooke D.R. and McGoldrick P.J. 1998. A genetic model for the HYC Deposit, Australia; based on regional sedimentology, Pliocene. Commission for the Geological Map of the World; CCGM/CGMW. https://ccgm.org/en/

Bayati M. Esmaeily D. Maghdour-Mashhour R. Li X.H. and Stern R.J. 2017. Geochemistry and petrogenesis of Kolah-Ghazi granitoids of Iran: Insights into the Jurassic Sanandaj-Sirjan magmatic arc: Chemie der Erde-Geochemistry, 77: 281-302, https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.02.003.

Berberian M. 1983. The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Canadian Journal of Earth Sciences, 20: 163-183. https://doi.org/10.1139/e83-015

Billström K. Broman C. Larsson A. Schersten A. and Schmitt M. 2020. Sandstone-hosted Pb-Zn deposits along the margin of the Scandinavian Caledonides and their possible relationship with nearby Pb-Zn vein mineralisation. Ore Geology Reviews, 127: 103839. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103839

Bodnar R.J. 2003. Introduction to fluid inclusions. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 32: 1–8.

Boulin J. 1988. Hercynian and Eo-Cimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. Tectonophysics, 148: 253-278. https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90134-5

Braud J. 1990. Explanatory text of the Kermanshah quadrangle map, 1:250,000, Geological Survey of Iran, C6

Brown P.E. 1989. Flincor: A Microcomputer Program for the Reduction and Investigation of Fluid-Inclusion Data. American Mineralogist, 74(11): 1390-1393.

Cooke D.R. Bull S.W. Large R.R. and McGoldrick P.J. 2000. The importance of oxidized brines for the formation of Australian Proterozoic stratiform sediment-hosted Pb-Zn (sedex) deposits: Economic Geology, 95: 1–18. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.1.1

Cox R. Gutmann E.D. and Hines P.G. 2002. Diagenetic origin for quartz-pebble conglomerates. Geology, 30(4): 323-326.

Cronin B.T. and Kidd R.B. 1998. Heterogeneity and lithotype distribution in ancient deep-sea canyons: Point Lobos deep-sea canyon as a reservoir analogue. Sedimentary Geology, 115(1-4): 315-349. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00099-7

Denisová N. and Piercey S.J. 2023. Evolution of the hydrothermal system associated with the ABM replacement-style volcanogenic massive sulfide deposit, Finlayson Lake district, Yukon, Canada. Economic Geology, 118(5): 1055-1083. https://doi.org/10.5382/econgeo.5004

Derikvand S. 2022. Strain pattern and vorticity analysis in the transpressional Kamandan area within the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran. Journal of Structural Geology, 158: 04595. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104595

Pass clastic-dominant Zn-Pb±Ba deposits (Yukon, Canada). Economic Geology, 115(5): 953-959. https://doi.org/10.5382/econgeo.4719

Magnall J.M. Gleeson S.A. Stern R.A. Newton R.J. Poulton S.W. and Paradis S. 2016. Open system sulphate reduction in a diagenetic environment-isotopic analysis of barite ($\delta^{34}S$ and $\delta^{18}O$) and pyrite (δ34S) from the Tom and Jason Late Devonian Zn-Pb-Ba deposits, Selwyn basin, Canada: Geochimica et Cosmochimica Acta, 180: 146–163. https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.02.015

Mahmoodi P. Rastad E. Rajabi A. Alfonso P. Canet C. and Peter J.M. 2021. Genetic model for Jurassic shale-hosted Zn-Pb deposits of the Arak Mining District, Malayer-Esfahan metallogenic belt: Insight from sedimentological, textural, and stable isotope characteristics. Ore Geology Reviews, 136: 104262. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104262

Mahmoodi P. Rastad E. Rajabi A. and Peter J.M. 2018. Ore facies, mineral chemical and fluid inclusion characteristics of the Hossein-Abad and Western Haft-Savaran sediment-hosted Zn-Pb deposits, Arak Mining District, Iran. Ore Geology Reviews, 95: 342-365. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.036

McGoldrick P.J. Bull S.W. Cooke D.R. and Large R.R. 1998. Northern Australian Proterozoic stratiform sediment-hosted (sedex) Zn-Pb-Ag: Hobart, Tasmania, University of Tasmania, Centre for Ore Deposit Research Special Publication, 2: 11–22.

Misra K.C. 2000. Understanding Mineral Deposits. Kluwer Academic Publishers, London. 845 p.

Mohajjel M. and Fergusson C.L. 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. Journal of Structural Geology, 22(8): 1125-1139. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00023-7

Momenzadeh M. 1976. Stratabound lead–zinc ores in the lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayer-Esfahan district (west central Iran), lithology, metal content, zonation, and genesis. Unpublished PhD thesis. University of Heidelberg, Heidelberg, 300 p.

Monfaredi B. Hauzenberger C. Neubauer F. Schulz B. Genser J. Shakerardakani F. and Halama R. 2020. Deciphering the Jurassic–Cretaceous evolution of the Hamadan metamorphic complex during Neotethys subduction, western Iran. International Journal of Earth Sciences, 109: 2135-2168. https://doi.org/10.1007/s00531-020-01893-x

Morad S. Ketzer J.M. and Deros L.F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: Implications for mass transfer in sedimentary basins. Sedimentology, 47: 95–120. https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00007.x

Mu L. Hu R. Bi X. Tang Y. Lan T. Lan Q. Zhu J. Peng J. and Oyebamiji A. 2021. New insights into the geochemistry, and sulfide-sediment relationships. Economic Geology, 93(8): 1345-1368. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.93.8.1345

Large R.R. and McGoldrick P.J. 1998. Lithogeochemical halos and geochemical vectors to stratiform sediment hosted Zn-Pb-Ag deposits, 1. Lady Loretta Deposit. Queensland. J. Geochemical Exploration, 63: 37–56. https://doi.org/10.1016/S0375-6742(98)00013-2

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. and Allen C.R. 2005. Sediment-hosted Pb-Zn deposits: A global perspective. Economic Geology, 100: 561–608.

Lydon J.W. 1996. Characteristics of volcanogenic massive sulphide deposits; interpretations in terms of hydrothermal convection systems and magmatic hydrothermal systems. Boletin Geologico y Minero, 107: 215–264

Ma W. Deng T. Xu D. Chi G. Li Z. Zhou Y. Dong G. Wang Z. Zou S. and Qian Q. 2021. Geological and geochemical characteristics of hydrothermal alteration in the Wangu deposit in the central Jiangnan Orogenic Belt and implications for gold mineralization. Ore Geol. Rev. 2021, 139: 104479. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104479

Maanijou M. Fazel E.T. Hayati S. Mohseni H. and Vafaei M. 2020. Geology, fluid inclusions, C–O–S–Pb isotopes and genesis of the Ahangaran Pb-Ag (Zn) deposit, Malayer-Esfahan Metallogenic Province, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 195:104339. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104339

Maciąg L. Rydzewska U. Skowronek A. and Salwa S. 2019. Mineralogy and Geochemistry of Fluvial-Lacustrine Pisolith Micronodules from the Roztoka Odrzańska, Odra River, NW Poland. Geosciences, 10(1): 3. https://doi.org/10.3390/geosciences10010003

Madanipour S. Yassaghi A. Ehlers T.A. and Enkelmann E. 2018. Tectonostratigraphy, structural geometry and kinematics of the NW Iranian Plateau margin: insights from the Talesh Mountains, Iran. American Journal of Science, 318(2): 208-245. https://doi.org/10.2475/02.2018.02

Madanipour S. Najafi M. Nozaem R. Vergés J. Yassaghi A. Heydari I. Khodaparast S. Soudmand Z. and Aghajari L. 2024. The Arabia–Eurasia Collision Zone in Iran: Tectonostratigraphic and Structural Synthesis. Journal of Petroleum Geology, 47(2):123-171.

Magnall J.M. Gleeson S.A. and Paradis S. 2020. A new subseafloor replacement model for the Macmillan alteration pipe, Hellyer volcanic-hosted massive sulfide deposit, Western Tasmania, Australia: Economic Geology, 96: 1037–1054. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.5.1037

Schmandt D. Broughton D. Hitzman M.W. Plink-Bjorklund P. Edwards D. and Humphrey J. 2013. The Kamoa copper deposit, Democratic Republic of Congo: Stratigraphy, diagenetic and hydrothermal alteration, and mineralization. Economic Geology, 108(6): 1301-1324.

Shekarardakani F. Neubauer F. Masoudi F. Mehrabi B. Monfaredi B. and Friedl G. 2015. Tectonic history of the central Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Potentially Permian to Mesozoic polymetamorphism and implications for tectonics of the Sanandaj-Sirjan zone. Geophysical Research Abstracts, 17, EGU2015-6474

Stampfli G. Marcoux J. and Baud A. 1991. Tethyan margins in space and time. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87(1-4): 373-409. https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90142-E

Stern R. Shafaii Moghadam H. Pirouzi M. Mooney W. 2021. The geodynamic evolution of Iran. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 49: 9-36. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-071620-052109

Stöcklin J. 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. AAPG Bull. 52: 1229-1258

Thiele O. and Alavi M. Assefi R. Hushmandzadeh A. SeyedEmami K. and Zahedi M. 1968. Explanatory text of Golpayegan Quadrangle, Geological Survey of Iran, No 37.

Tucker M. E. 1994. Sedimentary petrology (an introduction to the origin of sedimentary rocks). 2Ed, Blackwell Scientific Publication, London. 252p.

Vaezi M.J. and Kholghi M.H. 2007. Geological Survey of Iran Geological quadrangle map of Iran, Varcheh, Scale 1: 100,000. (Eds.) GSI, Tehran

Verdel C. Wernicke B.P. Hassanzadeh J. and Guest B. 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. Tectonics, 30(3). https://doi.org/10.1029/2010TC002809

Vikentyev V. Damdinov B.B. Minina O.R. Spirina A.V. and Damdinova L.B. 2023. Classification of Polymetallic Ore-Forming Processes and Transitional VMS–SEDEX–MV-type: the Example of the Giant Ozernoe Deposit in Transbaikalia, Russia, Geology of Ore Deposits. 65(3):191–223. https://doi.org/10.1134/s1075701523030054

Vincent S.J. Allen M.B. Ismailzadeh A.D. Flecker R. Foland K.A. and Simmons M.D. 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region.GSA Bulletin 117 (11/12): 1513-1533. https://doi.org/10.1130/B25690.1

Werdon, 1997. Geologic setting of Mississippian vein-breccias at the Kady Zn-Pb-Cu-Ag prospect: origin of the world-class Jinding sediment-hosted Zn-Pb deposit, Southwestern China: Evidence from LA-ICP-MS analysis of individual fluid inclusions. Economic Geology, 116(4): 883-907. https://doi.org/10.5382/econgeo.4826

Murru M. Ferrara C. Matteucci R. De Pelo S. Sarria E. Vacca A. 2011. Pisolithic ferricretes around the Cretaceous-Palaeocene boundary in southern Sardinia (Italy) as palaeoenvironmental proxies. Geoscience, 343: 72-81. https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.12.002

Niroomand S. Haghi A. Rajabi A. Shabani A.A.T. and Song Y.C. 2019. Geology, isotope geochemistry, and fluid inclusion investigation of the Robat Zn-Pb-Ba deposit, Malayer-Esfahan metallogenic belt, southwestern Iran. Ore Geology Reviews, 112: 103040.

Parvane-Nejad Shirazi. M. and Shahida M. 2003. Stratigraphy and paleontology of Cretaceous deposits in Sanandaj-Sirjan, Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 18 (2): 75-90.

Pilote J.L. Piercey S.J. and Mercier-Langevin P. 2020. Evolution of the subseafloor hydrothermal system associated with the Ming VMS deposit, Newfoundland Appalachians, and its controls on base and precious metal distribution. Mineralium Deposita, 55(5): 913-936. https://doi.org/10.1007/s00126-019-00899-z

Pirajno F. and Pirajno F. 2009. Hydrothermal processes and wall rock alteration. Hydrothermal processes and mineral systems: 73-164.

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

Reimer T.O. and Mossman D.J. 1990. Sulfidization of Witwatersrand black sands: from enigma to myth. Geology, 18(5): 426-429. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0426:SOWBSF>2.3.CO;2

Rezaeirouzbahani P. and Hamdi B. 2008. Stratigraphy of the Cretaceous deposits in Haftad Gholleh (East of Arak). Quarterly Journal of Geosciences, 17 (68): 94-107. https://doi.org/10.22071/gsj.2009.57850

Saintilan N.J. Schneider J. Stephens M.B. Chiaradia M. Kouzmanov K. Walle M. and Fontbote L. 2015. A Middle Ordovician Age for the Laisvall Sandstone-Hosted Pb-Zn Deposit, Sweden: A Response to Early Caledonian Orogenic Activity. Economic Geology, 110: 1779-1801. https://doi.org/10.2113/econgeo.110.7.1779

Sangster D.F. 2018. Toward an integrated genetic model for vent-distal SEDEX deposits: Mineralium Deposita, 53: 509–527. https://doi.org/10.1007/s00126-017-0770-4.

Schardt C. Cooke D.R. Gemmell J.B. and Large R.R. 2001. Geochemical modeling of the zoned footwall

https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141393.1287

Plumbing system for a failed sedex deposit. Geological Survey. 1614.

Whitney D.L. and Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist, V. 95: 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

Wilkinson J.J. 2014. Sediment-hosted zinc-lead mineralization: processes and perspectives. Treatise on Geochemistry 2nd edition 219-249

Wilkinson J.J. Eyre S.L. and Boyce A.J. 2005. Ore-forming processes in Irish-type carbonate-hosted Zn-Pb deposits: Evidence from mineralogy, chemistry, and isotopic composition of sulfides at the Lisheen mine. Economic Geology, 100(1): 63-86. https://doi.org/10.2113/100.1.0063

Wilkinson J.J. 2010. A review of fluid inclusion constraints on mineralization in the Irish orefield and implications for the genesis of sediment-hosted Zn-Pb deposits. Economic Geology, 105: 417-442.

Wu J. Han R. Zhang Y. Sun B. Li W. Li D. Cao Y. and Cen C. 2024. The fault–fold structure ore control mechanism of hydrothermal deposits: A case study of the Maoping super-large rich-Ge lead–zinc deposit in northeastern Yunnan, China. Ore Geology Reviews, 106039. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106039

Xue C. Chi G. Li Z. Dong X. 2014. Geology, geochemistry, and genesis of the Cretaceous and Paleocene sandstone- and conglomerate-hosted Uragen Zn–Pb deposit, Xinjiang, China: A review. Ore Geology Reviews, 63: 328-342. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.06.005

Yarmohammadi A. Rastad E. Rajabi A. 2016. Geochemistry, fluid inclusion study and genesis of the sediment-hosted Zn-Pb (± Ag ± Cu) deposits of the Tiran basin, NW of Esfahan, Iran. Neues Jb. Miner. Abh 193: 183–203. DOI: 10.1127/njma/2016/0301

Zanchetta S. Berra F. Zanchi A. Bergomi M. Caridroit M. Nicorab A. and Heidarzadeh G. 2013. The record of the Late Paleozoic active margin of the Palaeotethys in NE Iran: constraints on the Cimmerian orogeny. Gondwana Res., 24 (3,4): 1237-1266. https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.013

Zhu Y. Deng Y. Qin J. Zhang J. Zou Y. Zhang S. and Liu S. 2023. Fracture Propagation Mechanism of Tight Conglomerate Reservoirs in Mahu Sag. Processes, 11(7): 1958. https://doi.org/10.3390/pr11071958