

Original Research Paper

Geological setting and genetic model of the Takht-e Rostam Pb-Zn deposit, central Sanandaj-Sirjan Zone, Iran

Mohammad Javad Fadaei^{1*}, and Saeed Alirezaei¹

¹ Department of Mineral and Ground Water Resources, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2024 July 13

Accepted: 2024 December 20

Available online: 2025 March 21

Keywords:

Takht-e Rostam deposit

Galena-Sphalerite

Lower Cretaceous

Sulfur Isotope

Golpaygan

Sanandaj-Sirjan Zone

ABSTRACT

The Takht-e Rostam Pb-Zn deposit lies in the central section of the Malayer-Esfahan metallogenic belt in the Sanandaj-Sirjan structural zone. The country rocks consist of Lower Cretaceous submarine mafic to felsic alkaline volcanic and volcanoclastic, as well as clastic and carbonate rocks developed in a back-arc tectonic setting. The ore minerals include pyrite, galena, sphalerite, chalcopyrite, and barite, and mineralization occurs as open space filling and replacement in both sedimentary and volcanic host rocks. Ore formation was associated with dolomitic, silicic, sericitic, and chloritic alteration of the wall rocks. The sulfur isotopic composition of barite ($\delta^{34}\text{S} = +24.2\text{‰}$ and $+25.2\text{‰}$) is consistent with a marine sulfate source. The $\delta^{34}\text{S}$ values for sulfide minerals, however, display a large variation, between $+2\text{‰}$ to $+19.2\text{‰}$, implying the involvement of a complex process in the supply of reduced sulfur required for the formation of the sulfidic ore. The deposits and the enclosing host rocks experienced two major phases of deformation in Cretaceous and Eocene. Given the geological setting, the country rocks, the timing of the ore formation in the evolution of the host terrain, and the deformational events, the mineralization in the Takht-e Rostam deposit occurred prior to Upper Cretaceous in a subsea-floor environment.

1. Introduction

A wide range of Pb-Zn deposits hosted in sedimentary and sedimentary-volcanic rocks occur in Iran, mostly distributed across four metallogenic provinces, known as Malayer-Esfahan, Yazd-Anarak, Tabas-Posht Badam, and Central Alborz (Fig. 1). The Malayer-Esfahan province in the Sanandaj-Sirjan structural zone in west-central Iran (Fig. 1-A) with over 150 known Pb-Zn±Ba±Fe deposits and occurrences, has long been the main producer of Pb and Zn in Iran (e.g., Momenzadeh, 1976; Rastad,


1982; Mahmoodi et al., 2018; Rajabi et al., 2019). The province comprises six ore districts in Malayer, Arak, Golpaygan, Tiran, Esfahan, and Aligoodarz. Mineralization occurs predominantly in the Jurassic-Cretaceous carbonates, sandstones, and shales. Several Pb-Zn deposits, represented by Darrehnoghreh, Babasheikh, Salehpeighambar and Takht-e Rostam in the Golpaygan district (Fadaei, 2017), Ahangaran in the Malayer district (Akbari et al., 2020; Maanijou et al., 2020), and Anjireh and Vejin in the Tiran

* Corresponding author: Mohammad Javad Fadaei; E-mail: mjavad.fadayi@yahoo.com

Citation:

Fadaei, M. J., and Alirezaei, S., 2025. Geological setting and genetic model of the Takht-e Rostam Pb-Zn deposit, central Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 35(1), 135, 111-128. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.467643.2148>.

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

 doi: 10.22071/gsj.2024.467643.2148

 dor: 20.1001.1.10237429.1404.35.1.7.8



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

district (Yarmohammadi et al., 2016) are at least partly hosted in the early Cretaceous volcanic and volcanoclastic rocks. Despite extensive studies on the Malayer-Esfahan Metallogenic province, the mineralization model remains debated, ranging from syngenetic and diagenetic models related to Early Cretaceous extensional tectonics (Boveiri et al., 2015, 2017; Yarmohammadi et al., 2016) to epigenetic models related to Cenozoic tectonic processes (Ehya et al., 2010; Karimpour and Sadeghi, 2018; Nejadhadad et al., 2016; Liu et al., 2015, 2019). In this study, we investigate the ore mineralogy, ore texture, wall rock alteration, the source of ore fluids, and the geological history of the Takht-e Rostam Pb-Zn deposit in the Alvand mountain in the central section of the Golpaygan district (Figs. 1-A and B) and present a model that accommodates some critical features of the deposit and relations with the host rocks.

2. Research methodology

This research is based on field studies and geological mapping at 1:20000 and 1:5000 scales to document the structural history of the deposit area and ore/host rock relations, examination of ore texture and structure and wall rock alteration. Samples were collected from natural outcrops for petrography, ore microscopy and sulfur isotope analysis. Sulfur isotope ratios were determined on galena, sphalerite, pyrite, chalcopyrite, and barite using a ISOPRIME 100 stable isotope ratio mass spectrometer at the Isotope Geology Laboratory in Arak University, Iran. The results are reported relative to the Canyon Diablo Troilite (CDT) standard with an analytical error of $\pm 0.2\%$.

3. Results

3.1. Regional and local geology

The deposit area and surroundings in the Alvand mountain are covered by a Cretaceous volcanic-sedimentary sequence, here divided into six units (Fig. 2): The unit Kvt consists dominantly of volcanic rocks ranging in composition from rhyolite to trachyte, latite, trachybasalt, and spillitic basalt with interlayers of lapilli tuff, sandy tuff, silty tuff, tuff breccia, and sandstone (Fig. 2). The unit Ktlv embraces alternating layers of calcareous tuff, tuffaceous limestone, lithic tuff, and micritic limestone with interlayers of trachytic and latitic volcanic materials (Fig. 2). The unit K11 is composed dominantly of medium- to thick-bedded fossiliferous and carbonaceous limestones. The unit Kt1s consists of a sequence of calcareous tuffs, tuffaceous limestone, sandy-silty tuffs, sandstone, siltstone, and organic-rich shale, with interlayers of orbitolina-bearing limestone (Fig. 2). The unit K12 embraces thick-bedded, rudist- and orbitolina-bearing limestone (Fig. 2). The unit Ksh.m.1 consists of a sequence of shale, marl, siltstone, and interlayers of thin- to medium-bedded limestone (Fig. 2).

3.2. Structural geology

The Golpaygan area in the Central section of the Sanandaj-Sirjan zone, has experienced three major deformation events during

the Upper Jurassic-Cenozoic period. The first deformation event occurred prior to the Lower Cretaceous and resulted in folding, faulting, and first-generation deformation in the Jurassic and older units. The second event is characterized by ductile-brittle deformation and development of thrust zones, resulting in the development of mylonitic foliation, extensional lineation, and asymmetric folds. Kinematic studies on the thrust faults indicate that this phase occurred under compressional tectonics with a northeast-southwest orientation (Sheikholeslami et al., 2019). The northeastward compression during the Late Cretaceous-Paleocene led to overturned, recumbent, and sheared folds, and development of low-to-high angle SW-NE trending reverse faults and thrust zones (Figs. 3-A and B). The occurrence of fish-like structures in the mica crystals, pressure-shadow in the margins of feldspar crystals, C/S structures, development of δ , σ , and M, Z, and S parasitic folds in the country rocks, as well as quartz-carbonate-sulfide veins in the study area were associated with this second deformation phase (Figs. 3-C, F, and 4-A, E). The third deformation was related to extensional tectonics in Eocene. This event was associated with exhumation of the metamorphic complexes best developed in the Mooteh-Golpaygan and Mahallat areas (Moritz et al., 2006; Sheikholeslami et al., 2019).

3.3. Hydrothermal alteration-mineralization

Fluid/rock interaction in the Takht-e Rostam deposit led to development of silicic, dolomitic, sericitic, and chloritic alterations in the host rocks. Two generations of dolomite \pm calcite were identified in microscopic studies. The first generation is fine- to medium-grained (20 to 100 micrometers; Fig. 5-A) and occurs mostly in the carbonate host rocks. The second generation is distinguished by medium- to coarse crystals (50 micrometers to 200 micrometers) occurring in veins/veinlets cutting through the earlier dolomite and dolomitic limestone (Figs. 4-A-B, 5-B). This second generation is more closely associated with mineralization. Silicification occurs in the form of irregular quartz veins and veinlets, as well as pervasive silicic alteration of the host rocks (Figs. 4-A, C, 5-C, and 6-A). Silicic alteration is directly related to sulfide mineralization and appears to postdate the dolomitic alteration (Figs. 4 and 6). A second generation of quartz-sulfide veins/veinlets, with subordinate dolomite and calcite, is locally developed in the deposit (Fig. 5-B). Sericitic and chloritic alterations are mostly restricted to volcanic host rocks of the Kvt and Ktlv units. The altered rocks are partially silicified with proximity to the ore zones (Fig. 5-B).

Mineralization occurs as discordant veins/veinlets, as irregular pods and breccias, as bedding-parallel replacement bodies, and as disseminated grains in the entire Lower Cretaceous volcanic-sedimentary sequence, with the carbonate units being most favorable host rocks (Figs. 2-6). In volcanic rocks, mineralization is mostly in the form of irregular veins, 10 cm to 1m thick, and 2 m to 50 m long. The ore minerals can be categorized into three

groups: primary or hypogene minerals including galena, sphalerite, chalcopyrite, pyrite, as well as barite; secondary sulfide minerals, consisting of covellite and chalcocite; and secondary oxide minerals represented by malachite, azurite, smithsonite, cerussite, anglesite, and iron oxides-hydroxides (Figs. 7, 8, and 9). The paragenetic sequence is presented in Fig. 9.

3.4. Sulfur isotope ratio

Sulfur isotopic ratios were measured on seven samples of sulfide minerals, including galena, sphalerite, pyrite, and chalcopyrite, as well as two barites (Table 1). The $\delta^{34}\text{S}$ values in sulfide minerals exhibit a wide range from +2 ‰ to +19.2‰. Two barite samples yielded +24.2‰ to +25.2‰ (Table 1 and Fig. 10). Sulfur isotope thermometry using pyrite-sphalerite pair (samples DS-6 and DS-5) and galena-sphalerite pair (samples DS-2 and DS-10) and the equations of Li and Liu (2006) and Ohmoto and Rye (1979) respectively, yielded equilibrium temperatures of 160 and 147, respectively.

4. Discussion

The Takht-e Rostam deposit consists of several ore zones developed as replacement and open-space fillings, mostly hosted in carbonate rocks. Wall rock alteration includes sericitization and chloritization, mainly developed in volcanic rocks, as well as silicification and dolomitization. The geological history of the deposit area and surrounding can be divided into in three stages:

The subduction of the Neotethys oceanic plate beneath Sanandaj-Sirjan and central Iran during the Jurassic led to the formation of back-arc basins in the Sanandaj-Sirjan zone, including the Malayer-Esfahan belt (Agard et al., 2011; Mohajjel and Fergusson, 2014). In the Golpaygan basin, this event was associated with volcanic activities, and development of a thick, up to 400 m, alkaline basic to intermediate and subordinate felsic lava flows and pyroclastic materials, and sedimentary rocks interbeds. The volcanic materials decrease upward in the Lower Cretaceous volcanic-sedimentary sequence (Fig. 2). The biostratigraphy of the carbonate rocks suggest that the sequence formed from the late Aptian-Albian to Cenomanian (Sheikholeslami et al., 2007).

Elevated geothermal gradients in the rift environment promoted fluid circulation, mostly of basinal brine origin, across normal faults in the Cretaceous volcanic-sedimentary sequence and older Triassic-Jurassic strata, leaching and redepositing metals in suitable host rocks. Pre-mineralization dolomite alteration increased porosity in the reactive carbonate units, while silicic alteration occurred during the main mineralization stage by hot, silica-rich ore-bearing fluids. The sulfur isotope data for barite suggest a homogenous sulfur source, consistent with modified Cretaceous marine sulfate. The large variation in the sulfur isotopic composition of the sulfide minerals, however, cannot be explained by a simple mechanism. The reduced sulfur required for the sulfide minerals

was provided through thermochemical sulfate reduction under a range of environmental conditions, fluid mixing, and involvement of pre-existing of sulfides in the country rocks.

Considering the stratigraphy and the deformational events, a timeframe can be portrayed for mineralization. The host sedimentary-volcanic sequence developed during the Aptian to Albian period (125 to 100 Ma ago). Given the presence of Cenomanian sediments (100 to 93.9 Ma) unconformably overlying the lower Cretaceous strata, the Early Cretaceous sedimentary basins persisted until the Upper Cretaceous.

In Upper Cretaceous, a compressional regime caused extensive deformation in the Sanandaj-Sirjan zone, leading to the closure of the Cretaceous sedimentary basins and cessation of sedimentation (Mohajjel and Fergusson, 2014). This event resulted in ductile-brittle deformation across shear zones, reverse faulting, and folding in the Late Cretaceous, which persisted through to Paleocene (Moritz et al., 2006). The same deformation in the country rocks can be established in the ore bodies. Mineralization is thus inferred to have occurred within a 30 Ma time span, from Aptian to Cenomanian.

5. Conclusion

Geological evidence suggests that the Golpaygan basin developed during the Early Cretaceous in an extensional back-arc setting associated with the subduction of the Neotethys Ocean beneath the Sanandaj-Sirjan paleo-plateau. Under this extensional regime and elevated heat, Cretaceous basinal brines circulated through the Early Cretaceous volcanic-sedimentary rocks as well as the underlying Triassic-Jurassic siliciclastic units across normal faults, leaching metals and redepositing ore materials, dominated by galena, sphalerite, barite, and subordinate chalcopyrite in the Cretaceous host rocks. Mineralization occurs as discordant to bedding-parallel ore bodies, as well as stockworks and disseminations in a variety of host rocks, the more reactive carbonate rocks being the prime target. The sulfur isotope data for barite suggest a homogenous sulfur source, consistent with modified Cretaceous marine sulfate. The large variation in the sulfur isotopic composition of the sulfide minerals, however, cannot be explained by a simple mechanism. The reduced sulfur required for the sulfide minerals was provided through thermochemical sulfate reduction under a range of environmental conditions, fluid mixing, and involvement of pre-existing of sulfides in the country rocks.

The geological setting of the country rocks (i.e. development in a sedimentary-volcanic basin during an extension in Lower Cretaceous and elevated thermal gradient), the startabound geometry of the ore bodies, ore texture/structure, the timing of ore formation in the evolution history of the Golpaygan basin, and the fact that the country rocks and the ore bodies experienced similar deformation, suggest that ore formation occurred in a sub-seafloor environment, prior to the termination of the Cretaceous sedimentary-volcanic basin.

جایگاه زمین‌شناسی و مدل زایشی کانسار سرب - روی تخت رستم، شمال باختر گلپایگان، پهنه سندرچ - سیرجان میانی، ایران

محمدجواد فدائی*^۱ و سعید علیرضایی^۱^۱ گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

چکیده

کانسار سرب-روی تخت رستم، در شمال باختر گلپایگان، در ایالت فلززایی ملایر-اصفهان و پهنه ساختاری سندرچ - سیرجان قرار گرفته است. واحدهای چینه‌شناسی محل شامل گدازه‌های زیردریایی قلیایی همراه با سنگ‌های آذرآواری، آواری و کربناتی کرتاسه زیرین هستند که در یک محیط کشتی پشت‌کمانی پدید آمده‌اند. کانه‌زایی به صورت رگه‌ای پرکننده فضای خالی و جانشینی و همین‌طور لایه‌ای در امتداد لایه‌بندی سنگ‌های درون‌گیر در سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی میزان رخ داده‌است. ماده معدنی شامل پیریت، گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و باریت با بافت‌های عمده جانشینی، توده‌ای، برشی، رگه‌ای و افشان است. از مهم‌ترین دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی می‌توان به دگرسانی دولومیتی، سیلیسی، سریسیتی و کلریتی اشاره کرد. ترکیب ایزوتوپی گوگرد باریت (% $24/2$ +) و (% $25/2$) هماهنگ با منبع سولفات دریایی کرتاسه است. ترکیب ایزوتوپی گوگرد کانی‌های سولفیدی از % 2 تا % $19/2$ متغیر است که می‌تواند حاصل از کاهش گرمایشی سولفات باشد. در منطقه گلپایگان سه گامه دگرشکلی مرتبط با فرایندهای زمین‌ساختی ژوراسیک، کرتاسه و ائوسن تأثیرگذار بوده که کانسنگ و سنگ‌های میزان تحت تأثیر دو گامه دگرشکلی در کرتاسه بالایی و ائوسن قرار گرفته‌اند. با توجه به محیط زمین‌شناسی، سن سنگ‌های دربرگیرنده و رخدادهای دگرشکلی، کانه‌زایی در کانسار تخت رستم پیش از کرتاسه بالایی در زیر بستر دریا رخ است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۴/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۹/۳۰

تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:

کانسار تخت رستم

گالن-اسفالریت

کرتاسه زیرین

ایزوتوپ گوگرد

گلپایگان

پهنه سندرچ-سیرجان

۱- پیش‌نوشتار

ایران میزان طیف گسترده‌ای از ذخایر سرب و روی با میزان رسوبی و آتشفشانی - رسوبی است که بیشتر آن‌ها در چهار ایالت فلززایی ملایر - اصفهان، یزد - انارک، طبس - پشت بادام و البرز مرکزی توزیع شده‌اند (شکل ۱). ایالت فلززایی ملایر - اصفهان با بیش از ۱۵۰ نشانه معدنی و کانسار روی - سرب ببارت± آهن، غنی‌ترین پهنه دربرگیرنده ذخایر سرب و روی در ایران به‌شمار می‌رود (Momenzadeh, 2019; Rajabi et al., 1976). این ایالت با طول بیش از ۴۰۰ کیلومتر و پهنای بیشینه ۸۰ کیلومتر، بیشتر در پهنه ساختاری سندرچ - سیرجان واقع شده‌است (شکل ۱- A). ایالت ملایر - اصفهان خود از ۶ منطقه معدنی شامل ملایر، اراک، گلپایگان، تیران، اصفهان و الیگودرز تشکیل شده است (محمودی و همکاران، ۱۳۹۷). کانه‌زایی در این ایالت به طور چیره در سنگ‌های رسوبی آواری و کربناتی ژوراسیک - کرتاسه زیرین رخ داده است (e.g., Momenzadeh, 1976; Ghazban et al., 1994).

این میان، برخی از ذخایر سرب و روی این ایالت فلززایی در واحدهای آتشفشانی و آذرآواری کرتاسه زیرین قرار دارند که از جمله آن‌ها می‌توان به کانسارهای دره نقره، باباشیخ، صالح پیغمبر و تخت رستم واقع در منطقه معدنی گلپایگان (فدائی، ۱۳۹۶)، کانسار آهنگران در منطقه معدنی ملایر (اکبری و همکاران، ۱۳۹۹؛ Maanijou et al., 2020) و برخی از اندیس‌های معدنی در منطقه معدنی تیران (Yarmohammadi et al., 2016) اشاره کرد.

با وجود مطالعات فراوان در ایالت فلززایی ملایر - اصفهان، الگوی زایشی این کانسارها همچنان بحث‌انگیز است. مدل‌های ارائه شده، از هم‌زاد و رسوبی یا هم‌زمان با رسوب‌گذاری - دیاژنز و مرتبط با محیط کشتی در ژوراسیک - کرتاسه زیرین (Boveiri et al., 2015, 2017; Yarmohammadi et al., 2016) تا دیرزاد و همبسته

* نویسنده مسئول: محمدجواد فدائی؛ E-mail: mjavad.fadayi@yahoo.com

ماخذنگاری:

فدائی، م.ج. و علیرضایی، س.، ۱۴۰۴، جایگاه زمین‌شناسی و مدل زایشی کانسار سرب - روی تخت رستم، شمال باختر گلپایگان، پهنه سندرچ - سیرجان میانی، ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۵(۱)، ۱۳۵-۱۱۱. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.467643.2148>

doi: 10.22071/gsj.2024.467643.2148



doi: 20.1001.1.10237429.1404.35.1.7.8

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

دانشکده علوم زمین دانشگاه شهیدبهشتی صورت پذیرفت. به منظور تعیین ترکیب ایزوتوپی گوگرد، ۹ نمونه کانسنگ حاوی گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپریت و باریت با خردایش کانسنگ و جداسازی کانه‌ها با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی و سپس تهیه پودر نمونه به وسیله هاون آگاتی آماده سازی شد. آنالیز نمونه‌ها با استفاده از دستگاه طیف سنجی جرمی ISOPRIME 100 در آزمایشگاه ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک انجام شد. نتایج آنالیزها نسبت به استاندارد تروییت کانیون دیابلو (CDT) ارائه شده است. خطای تجزیه در حد ۰/۲٪ می‌باشد.

۳- داده‌ها و اطلاعات

۳-۱- زمین‌شناسی ناحیه‌ای و محلی

کانسار تخت رستم در قسمت جنوبی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ (مجلات (شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۸۶) و شمال نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گلپایگان (محجل و افتخارزاد، ۱۳۷۱) در توالی آتشفشانی - رسوبی کوه الوند به سن کرتاسه زیرین واقع شده است. از نظر دسته‌بندی پهنه‌های ساختاری - رسوبی ایران، توالی آتشفشانی - رسوبی الوند در پهنه دگرگونی - ماگمایی سندج - سیرجان (شکل ۱- A) و در بخش مرکزی ایالت فلززایی ملایر - اصفهان، حدفاصل جنوب خاور خمین تا شمال‌باختر گلپایگان واقع شده است (شکل ۱- B). این توالی در راستای شمال‌باختری - جنوب خاوری گسترش دارد و به طور عمده از گدازه‌های مافیک تا فلسیک، همراه با میان‌لايه‌های آذرآواری، آواری و کربناتی تشکیل شده است. (شکل ۱- B).

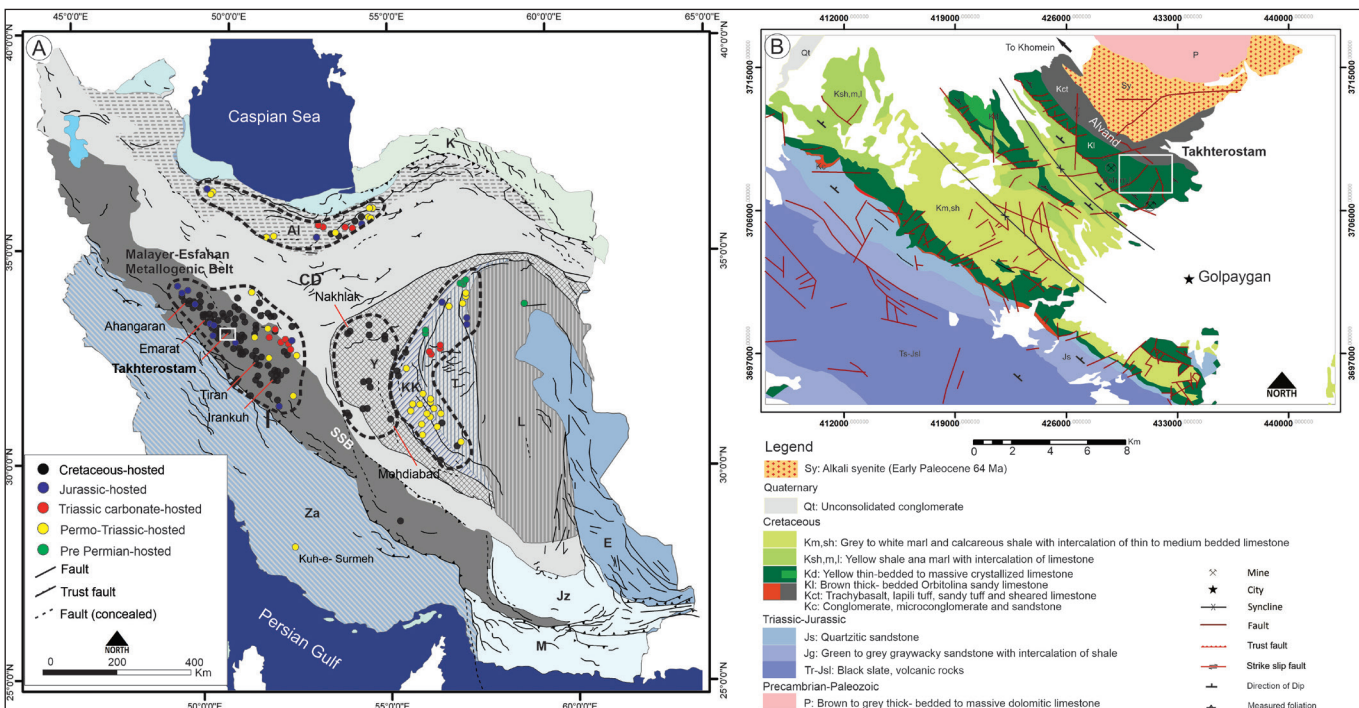
با فرایندهای کوه‌زایی کرتاسه بالایی و جوان‌تر (Ehya et al., 2010; Karimpour and Sadeghi, 2018; Nejhadhad et al., 2016; Liu et al., 2015, 2019) متفاوت است.

ذخیره سرب - روی تخت رستم در ۱۱ کیلومتری شمال‌باختر شهر گلپایگان در بخش مرکزی منطقه معدنی سرب-روی گلپایگان قرار دارد (شکل‌های ۱- A و B). کانی‌سازی در تراز رخنمون کنونی به شکل رگه-رگچه‌ای، انبانی، عدسی و کم‌وبیش لایه‌ای در سنگ‌های میزبان آتشفشانی و رسوبی کرتاسه زیرین دیده می‌شود.

در این پژوهش، کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ، دگرسانی سنگ میزبان، منبع سیال کانه‌ساز و جایگاه کانی‌سازی در روند تحول زمین‌شناسی ناحیه‌ای، بررسی و یک الگوی زایشی که پاسخگوی برخی نمودهای کلیدی این ذخیره و ارتباط آن با سنگ‌های دربرگیرنده است، ارائه شده است.

۲- روش پژوهش

این پژوهش بر مطالعات میدانی به‌منظور تهیه و تکمیل نقشه زمین‌شناسی - ساختاری در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ و ۱:۵۰۰۰، ترسیم مقاطع عرضی زمین‌شناسی و بررسی ساخت و بافت کانسنگ و ارتباط آن با سنگ میزبان، نمونه‌برداری از رخنمون‌ها برای تعیین ویژگی‌های سنگ میزبان و کانسنگ و مطالعات کانی‌شناسی میکروسکوپی در نور عبوری و بازتابی و آنالیز ایزوتوپی گوگرد استوار است. مطالعات کانی‌شناسی در



شکل ۱- A) نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (آغانباتی، ۱۳۸۳) با نمایش ایالت‌های فلززایی سرب - روی اصلی در سنگ‌های میزبان رسوبی. موقعیت ناحیه گلپایگان با چهار گوش سفید در بخش میانی ایالت فلززایی ملایر - اصفهان مشخص شده است. B) نقشه زمین‌شناسی ناحیه گلپایگان (برگرفته از شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۸۶ و محجل و افتخارزاد، ۱۳۷۱، با تغییر) با نمایش موقعیت محدوده تخت رستم (چهار گوش سفیدرنگ). شکل ۲ را برای زمین‌شناسی این محدوده ببینید. حروف نشانه: پهنه البرز: Al، قلمرو میانی: CD، پهنه سندج - سیرجان: SSB، کمر بند زاگرس: Za، خردقاره Y: زد، خردقاره کاشمر - کرمان: KK، خردقاره طبس: T، خردقاره لوت: L، پهنه مکران: M، پهنه جازموریان: Jz، پهنه خاور ایران: E.

Figure 1-A) Simplified structural map of Iran (Aghanabati, 2004) showing the main sediment-hosted Pb-Zn provinces. The location of the Golpaygan area in the central part of the Malayer-Esfahan metallogenic province is indicated by a white square; B) Geological map of the Golpaygan area (modified after Sheikholeslami et al., 2007 and Mohajjel and Eftekhamezhad, 1992); the white square shown the location of the Takht-e Rostam deposit area. See Figure 2 for the geology of this area. Abbreviations: Al: Alborz, CD: Central Domain, SSB: Sanandaj-Sirjan Belt, Za: Zagros, Y: Yazd block, KK: Kashmar-Kerman block, T: Tabas block, L: Lut block, M: Makran, Jz: Jazmuriyan, E: East Iran.

اریتولین دار بلورین و گدازه‌های لائیتی (شکل ۲) با ستبرای حدود ۳۵۰ تا ۴۰۰ متر است.

واحد K12: این واحد از سنگ آهک متوسط - تا ستبر لایه رودیست و اریتولین دار خاکستری رنگ تشکیل شده است که به صورت تدریجی واحد K11s را پوشانده و ارتفاعات رشته کوه الوند را شکل داده است (شکل ۲). ستبرای این واحد سنگی در منطقه مورد مطالعه به دلیل چین خوردگی و دگرشکلی متغیر است؛ بیشینه آن به ۲۰۰ متر می‌رسد. واحدهای سنگی کربناتی و آواری غنی از مواد آلی، مانند K11 و K11s به طور محلی حاوی پیریت فراموبیدال به صورت بلورهای پراکنده یا دسته‌جات بلوری با اندازه بلورهای متفاوت از چند میکرون تا ۵۰ میکرون هستند. این پیریت ارتباط چندانی با کانه‌زایی سولفیدی نشان نمی‌دهد. این نوع پیریت که به طور عمده در مرحله دیانژن تشکیل می‌شود از بسیاری از واحدهای سنگی رسوبی غنی از مواد آلی، به‌ویژه شیل‌ها، گزارش شده است (برای مثال، Sawlowicz, 1993).

واحد Ksh.m.1: شامل تناوب ستبری از شیل، مارن و سیلتستون نخودی رنگ و اسلیتی با میان‌لایه‌های سنگ آهک نازک - تا متوسط لایه خاکستری رنگ و اریتولین دار با ستبرای بیش از ۵۰۰ متر است (شکل ۲).

مجموعه‌ای از توده‌های نفوذی با ترکیب سینتی، دیوریتی و گرانیتی پالئوسن آغازی (Rashidnejad-Omran et al., 2002) توالی آتشفشانی - رسوبی الوند را در بخش‌های شمال خاوری قطع کرده، سبب دگرگونی حرارتی در این توالی شده است (شکل ۱).

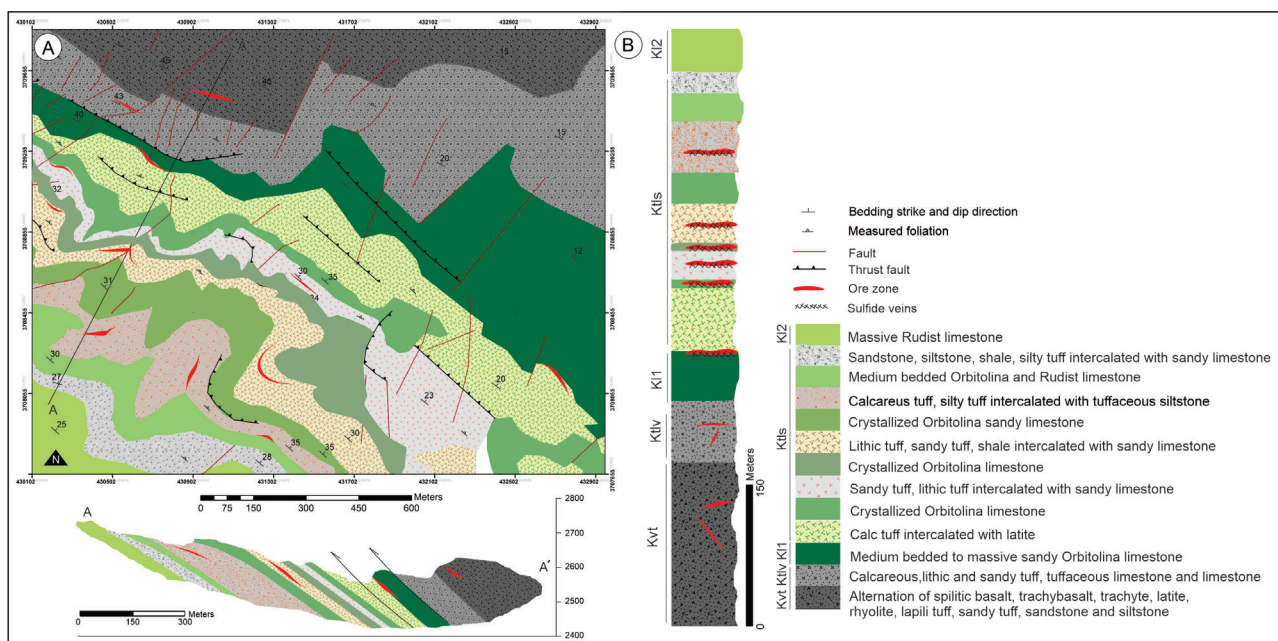
بر اساس پیمایش‌های میدانی و مشاهدات، توالی آتشفشانی - رسوبی الوند به ۵ واحد قابل تفکیک است (شکل ۲). این واحدها از قدیم به جدید عبارتند از:

واحد Kvt: این واحد که با کنگلومرای قرمز پیش‌رونده کرتاسه زیرین آغاز می‌شود، شامل توالی ستبری از گدازه‌های فلسیک تا مافیک با ترکیب متفاوت از ریولیت تا تراکیت، لائیت، تراکی بازالت و بازالت اسپیلیتی با میان‌لایه‌هایی از لاپیلی توف، توف‌های ماسه‌ای و سیلتی، توف پرش و ماسه‌سنگ‌های توفی است. ستبرای عمومی این واحد، ۸۰۰ تا ۱۰۰۰ متر است و به طور تدریجی به واحدهای آذرآواری کربناتی Ktlv تبدیل می‌شود (شکل ۲).

واحد Ktlv: این واحد شامل تناوبی از سنگ آهک توفی و ماسه‌ای، توف‌های کربناتی، لیتیک توف و سنگ آهک میکرایتی خاکستری نازک - تا متوسط لایه با میان‌لایه‌های تراکیت و لائیت با میانگین ستبرای ۱۰۰ متر است (شکل ۲).

واحد K11: این واحد از سنگ آهک ماسه‌ای میکرایتی تا میکرواسپاریتی خاکستری متوسط - تا ستبر لایه، فسیل دار و غنی از مواد آلی تشکیل شده است (شکل ۲). بر اساس مطالعات فسیل‌شناسی، این واحد غنی از اریتولین است و سن آلبین - آپتین برای آن تعیین شده است (شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۸۶). ستبرای این واحد در محدوده مورد مطالعه تا ۷۰ متر می‌رسد.

واحد K11s: این واحد شامل تناوب ستبر و پیچیده‌ای از توف‌های کربناتی، سنگ آهک توفی، لیتیک توف، توف ماسه‌ای - سیلتی، ماسه‌سنگ و سیلتستون توفی، ماسه‌سنگ، سیلتستون و شیل غنی از ماده آلی با میان‌لایه‌های سنگ آهک



شکل ۲- A) نقشه زمین‌شناسی کانسار تخت رستم همراه با یک بُرش زمین‌شناسی. B) ستون چینه‌شناسی با نمایش واحدهای سنگی و جایگاه پهنه‌های کانی‌سازی.

Figure 2 - A) Geological map of the Takht-e-Rostam deposit. B) A stratigraphic column showing various rock types and the location of the ore zones.

گامه اول دگرریختی پیش از کرتاسه زیرین رخ داده و سبب چین خوردگی، برگ‌وارگی و خط‌واره‌های نسل اول در واحدهای ژوراسیک و قدیمی‌تر شده است. پیدایش برگ‌وارگی نسل اول، ایجاد لایه‌بندی ترکیبی و انحلال فشاری نتیجه این دگرشکلی است (صدیق، ۱۳۷۸، صبا، ۱۳۷۸، احمدی دزکی، ۱۳۷۸). این دگرشکلی در ژوراسیک بالائی - کرتاسه آغازین رخ داده است (Mohajjel et al., 2003; Sheikholeslami et al., 2019).

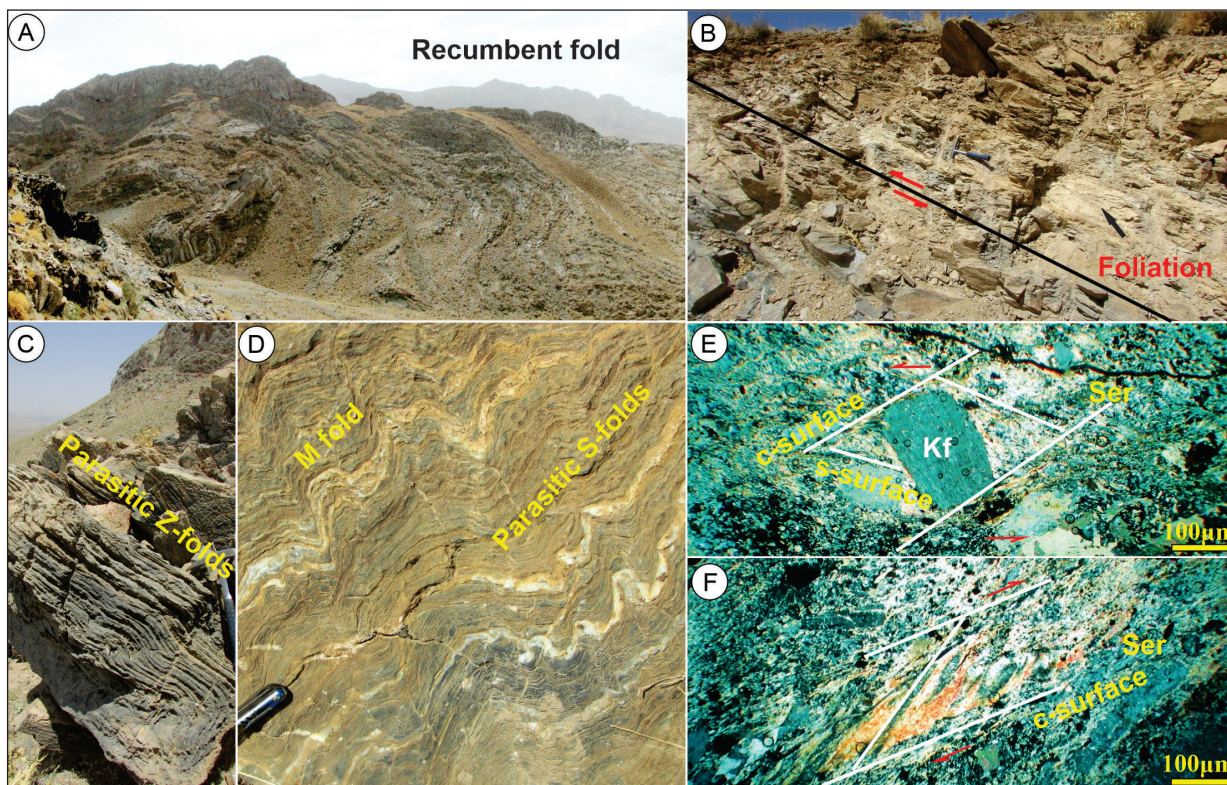
گامه دوم، مهم‌ترین و فراگیرترین گامه دگرشکلی بوده که طی آن

۳-۲- زمین‌شناسی ساختاری

از دید زمین‌ساختی، توالی آتشفشانی - رسوبی کوه الوند در یال شمالی ناودیس برگشته بزرگی با امتداد سطح محوری شمال باختری - جنوب خاوری قرار گرفته است (شکل ۱- B) که توسط عملکرد گامه‌های زمین‌ساختی مختلف، دگرشکل شده است. ناحیه گلپایگان به‌عنوان زیر پهنه‌ای با دگرشکلی پیچیده، دست‌کم دو رخداد دگرگونی و سه رخداد دگرشکلی عمده را در بازه زمانی ژوراسیک بالا - سنوزویک آغازی متحمل شده است (موسوی، ۱۳۹۱).

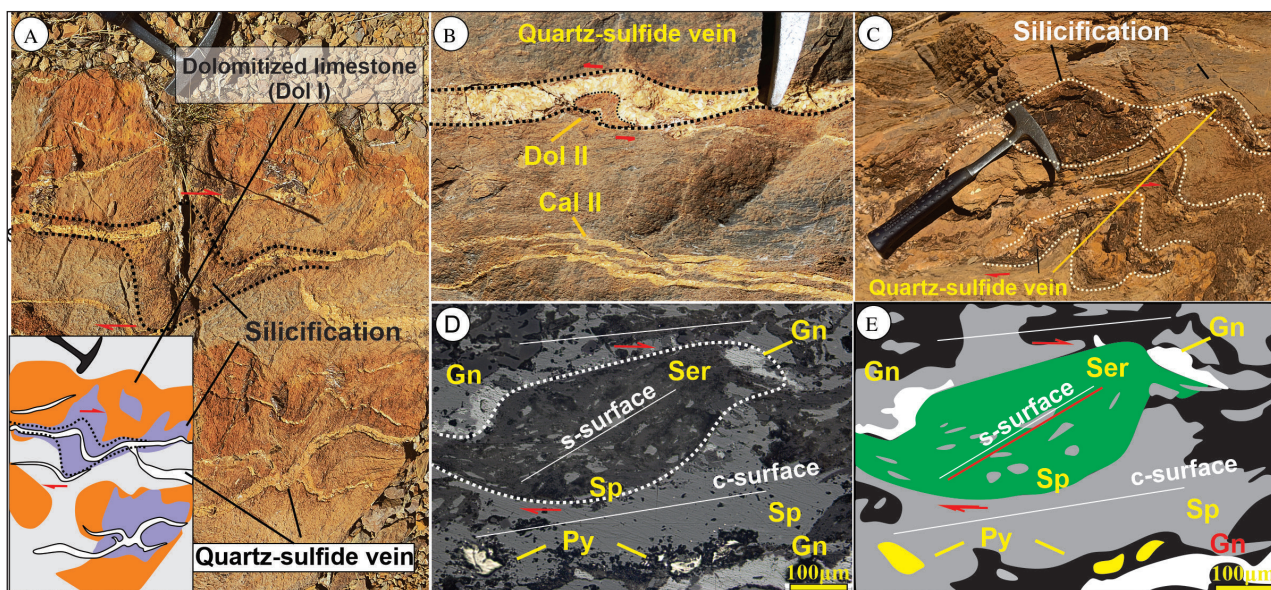
پارازیتی M و Z و S در واحدهای سنگی و در رگه‌های کوارتز - کربنات - سولفید، همبسته با گامه دوم دگرشکلی در محدوده مورد مطالعه است (شکل‌های ۳- C و F و ۴- A و E).
گامه سوم همبسته با دگرشکلی کششی مرتبط با رو برداری (exhumation) زمین‌ساختی مجموعه‌های دگرگونی در ائوسن است. طی این گامه، گسلش عادی در شرایط شکنا رخ داده که به توسعه گسل‌های عادی و پهنه‌های بُرشی - کششی با روندهای شمالی-جنوبی و شمال خاوری-جنوب باختری انجامیده است (Tillman et al., 2019). فشارش شمال خاوری در کرتاسه بالا - پالنوسن با چین‌های برگشته، خوابیده و شکنجی و تشکیل دسته گسل‌های معکوس کم‌شیب تا پرشیب و پهنه‌های برشی در راستای شمال باختری - جنوب خاوری مشخص می‌شود (شکل‌های ۳- A و B). پیدایش نمودهای ماهی‌گون در بلورهای میکا و سایه - فشاری در حواشی بلورهای فلدسپار، ساختارهای σ ، δ ، c/s و چین‌های

شدیدترین تغییرات ساختاری در منطقه به وقوع پیوسته است. این گامه با ماهیتی شکل‌پذیر - شکنا در ارتباط با توسعه پهنه‌های بُرشی بوده و در نتیجه آن برگ‌وارگی میلونیته، چین‌های معلق و غلافی، خط‌وارگی‌های کششی و بودین‌های نامتقارن تشکیل شده است (موسوی، ۱۳۹۱، Karimi et al., 2012). مطالعات کینماتیکی روی سوی بُرش، نشانگر رخداد این گامه در شرایط زمین‌ساختی فشارشی با سوی شمال خاور - جنوب باختر است (Sheikholeslami et al., 2019). فشارش شمال خاوری در کرتاسه بالا - پالنوسن با چین‌های برگشته، خوابیده و شکنجی و تشکیل دسته گسل‌های معکوس کم‌شیب تا پرشیب و پهنه‌های برشی در راستای شمال باختری - جنوب خاوری مشخص می‌شود (شکل‌های ۳- A و B). پیدایش نمودهای ماهی‌گون در بلورهای میکا و سایه - فشاری در حواشی بلورهای فلدسپار، ساختارهای σ ، δ ، c/s و چین‌های



شکل ۳- تصاویرهای صحرایی و میکروسکوپی از دگرشکلی در توالی رسوبی - آتشفشانی میزبان کانی‌سازی در کوه الوند. (A) نمایی از چین‌های برگشته تا خوابیده گامه دوم دگرشکلی با سطح محوری شمال باختری - جنوب خاوری در سنگ آهک K12؛ (B) نمایی از زون میلونیته در یک پهنه بُرشی توسعه یافته در سنگ‌های آذرآواری، همراه با برگ‌وارگی منطبق بر سوی گسلش معکوس با روند شمال باختری - جنوب خاوری؛ (C, D) چین‌های شکنجی نوع M، S و Z در لایه‌های سنگ آهک در توالی آتشفشانی - رسوبی الوند؛ (E) تصویر میکروسکوپی از ساختارهای سیگما در بلورهای فلدسپار آلکالین و سریسیت (سوی برش چپ‌گرد) با سطوح s و c و مهاجرت مرز دانه‌ها در سنگ تراکیتی دگرشکل شده واحد Kvt؛ (F) تصویر میکروسکوپی از ساختار ماهی‌گون در بلورهای سریسیت (سوی برش راست‌گرد) با سطوح s و c در واحد توفی Kt1s. علائم اختصاری: Ser: سریسیت؛ Kf: فلدسپار قلیایی.

Figure 3. Photographs and microphotographs displaying deformation in the host sedimentary-volcanic country rocks in the Alvand Mountain. A) A view of the second stage overturned to recumbent folds with northwest-southeast axial plane in the K12 limestone; B) View of a mylonitic zone developed in volcanoclastic rocks, with a foliation consistent with northwest-southeast reverse faulting trend; C, D) S-type, M-type, and Z-type shearing structures developed in limestone strata; E) Microphotographs of sigma structures in alkali feldspar and sericite crystals (top-to-left shear) with s and c surfaces and grain boundary migration in the deformed Kvt trachytic unit; F) Microphotograph of Sigmoid mica fish structure in sericite (top-to-right shear) with s and c surfaces in the Kt1s unit. Abbreviations: Ser: sericite, Kf: alkali feldspar.



شکل ۴- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از دگرشکلی در سنگ‌های میزبان کانسنگ در کانسار تخت رستم. (A) سنگ آهک دگرشکل و دگرسان شده، با بخش‌های سیلیسی و دولومیتی و رگه-رگچه‌های کوارتز-سولفید و تشکیل ساختار دلنا با سوی برش راست‌گرد؛ شکل کوچک پیوست، طرحی ساده از این شکل را نشان می‌دهد. (B) دگرشکلی رگه‌های کوارتز-سولفید، همراه با تشکیل ساختارهای سیگما در دولومیت‌های نسل دوم و چین‌خوردگی شکلی Z شکل در رگه‌های کلسیت نسل دوم در سنگ آهک سیلیسی شده؛ (C) نمایی از رخنمون سنگ آهک دولومیتی و سیلیسی شده و تاثیر دگرشکلی گامه دوم روی بخش‌های سیلیسی و رگه-رگچه‌های کوارتز-سولفید با چین‌خوردگی و توسعه ساخت سیگما؛ (D) تصویر میکروسکوپی در نور انعکاسی از تشکیل ساخت‌های ماهی‌گون و گسترش سطوح s/c در بلورهای سریست و اسفالریت و دگرشکلی در بلورهای گالن و پیریت در توف کربناتی واحد Ktls، با سوی برش راست‌گرد؛ (E) طرحی ساده از شکل D. علائم اختصاری: Dol I: دولومیت نسل اول؛ Dol II، دولومیت نسل دوم؛ Gn: گالن؛ Sp، اسفالریت؛ Py: پیریت.

Figure 4. Photographs and a microphotograph showing deformation in the host rocks in the Takht-e Rostam deposit. A) Deformed and altered limestone (silicified and dolomitized) with quartz-sulfide veins and veinlets, forming a top-to-right-shear delta structure; a sketch is shown in the inset. B) Deformation of quartz-sulfide veins, with development of sigma structures in the second-generation dolomite and z-shaped kink fold in calcite veins in silicified limestone. C) Photograph showing outcrop of a silicified dolomitic limestone with second generation folding on the rocks and quartz-sulfide veins and development of shearing and sigma structures. D) Reflected light microphotograph displaying development of mica fish and s/c surface in sericite and sphalerite, and deformation in galena and pyrite crystals, in the calcareous tuff of the Ktls unit, with top-to-right shear. E) A simplified illustration of Figure D. Abbreviations: Dol I: dolomite I, Dol II: dolomite II, Gn: galena, Sp: sphalerite, Py: pyrite.

۳-۳-۱- دولومیت و کلسیت نسل اول: این نسل دولومیت و کلسیت، ریزبلور تا متوسط - بلور (۲۰ تا ۱۰۰ میکرومتر) با بلورهای بی‌وجه تا نیمه‌وجه‌دار است (شکل ۵- A) و بیشتر در پهنه‌های جانشینی در اطراف مناطق کانی‌سازی در سنگ‌های کربناتی میزبان گسترش دارد. این دگرسانی که با چیرگی آشکار دولومیت مشخص می‌شود بخش زیادی از سنگ‌های میزبان را تحت تاثیر قرار داده است (شکل‌های ۴- A و ۵- B، شکل‌های ۴- A و ۵- B، و ۶- C، B، و D).

۳-۳-۲- دولومیت و کلسیت نسل دوم: این نسل دولومیت و کلسیت به صورت متوسط - تا درشت‌بلور (۵۰ میکرومتر تا ۲۰۰ میکرومتر) در رگه - رگچه‌ها و اطراف آنها دیده می‌شود و کربنات‌های نسل اول را قطع کرده است (شکل ۵- B). دگرسانی دولومیتی و کلسیتی نسل دوم بیشترین ارتباط را با دگرسانی سیلیسی و کانه‌زایی از خود نشان می‌دهد.

۳-۳-۳- دگرسانی سیلیسی

این دگرسانی به شکل رگه‌ها و رگچه‌های نامنظم کوارتز، حاشیه پهنه‌های رگه - رگچه‌ای و همچنین به صورت پهنه‌های سیلیسی شده در واحدهای میزبان کانه‌زایی گسترش یافته است (شکل‌های ۴- A و ۵- C و ۶- A). سیلیسی شدن در برخی بخش‌ها به صورت فراگیر عمل کرده، بخش‌های بزرگی از سنگ آهک اربیتولین و

۳-۳-۳- دگرسانی و کانه‌زایی

۳-۳-۱- دگرسانی

فعالیت سیالات گرمابی کانه‌ساز در محدوده کانسار تخت رستم، به شکل‌گیری دگرسانی‌های مختلفی در سنگ‌های درون‌گیر ماده معدنی در زمان تشکیل کانسار انجامیده است. دگرسانی‌های شاخص در این کانسار شامل سیلیسی، دولومیتی، سریستی و کلریتی است. دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی در سنگ‌های میزبان کانه‌زایی تخت رستم از جمله مهم‌ترین دگرسانی‌ها هستند این دگرسانی‌ها به‌ویژه در مناطق کانه‌زایی گسترش یافته‌اند، و گاه به حدی شدید هستند که ماهیت سنگ اولیه به آسانی قابل تشخیص نیست.

۳-۳-۲- دگرسانی دولومیتی

در کانسار تخت رستم دگرسانی دولومیتی که به طور محلی با کلسیت نیز همراهی می‌شود، ارتباط نزدیکی با کانه‌زایی سولفیدی داشته و به‌عنوان زمینه‌ساز برای نفوذ سیالات کانه‌ساز بعدی و کانی‌سازی عمل کرده است. این دگرسانی بیشترین گسترش را در واحدهای سنگ آهکی و سنگ آهک دولومیتی دارد (شکل‌های ۴، ۵ و ۶). بر اساس مطالعات میکروسکوپی، دو نسل دولومیت و دو نسل کلسیت مشخص شده است.

۱۳۹۶)، کانسار سرب - روی - باریت باباشیخ (فدائی، ۱۳۹۶) و آهن - منگنز میمه (Foroutan-Nia et al., 2023) است. در محدوده تخت‌رستم، کانه‌زایی سرب و روی در تمامی توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه زیرین قابل‌رديابی است، هرچند که بیشترین گسترش آن محدود به افق‌های چینه‌شناسی خاصی است که دست‌خوش دگرسانی نیز شده‌اند (شکل‌های ۲، ۵ و ۶). بخش عمده کانه‌زایی در سنگ آهک سیلیسی و دولومیتی به‌صورت پهنه‌های غنی از رگه - رگچه‌های حاوی سولفید رخ‌داده است (شکل‌های ۴ و ۶). کانه‌زایی در سنگ‌های آتشفشانی واحد Kvt، چند رخداد معدنی را شامل می‌شود که بیشتر آن به‌صورت رگه - رگچه‌های کوارتز - سولفید در سنگ‌های درونگیر تراکیتی تا لایتینی است (شکل‌های ۲ و ۶ - A). این رگه‌ها در بخش‌هایی به‌ویژه در مرز زیرواحدهای گدازه و آذرآواری واحد Kvt شکل‌هم‌روند با لایه به خود گرفته‌اند. واحد آذرآواری - کربناتی Ktlv نیز میزبان رگه - رگچه‌های کوارتز - سولفید است، هرچند که فراوانی چندانی ندارند. بخش دیگری از کانه‌زایی سرب و روی در بخش بالایی سنگ آهک خاکستری اربیتولین دار و چین‌خورده متوسط - تا سبتر لایه واحد، KII و مرز زیرین واحد Ktlv رخ‌داده است (شکل‌های ۲ و ۶ - B). کانه‌زایی در این بخش در گستره‌ای با طول بیش از ۵۰ متر و هم‌روند و هم‌خوان با سنگ‌های میزبان رخ‌داده و بخش عمده آن در مرز بالایی واحد سنگ آهک در همبری زیرین لایه‌های آذرآواری واحد Ktlv تمرکز یافته است (شکل ۲). در بخش‌های بالاتر توالی آتشفشانی - رسوبی الوند و در واحد Ktlv که چپرگی با سنگ‌های آذرآواری و آواری با میان‌لایه‌های سنگ آهک است، کانه‌زایی سرب و روی به‌صورت انباشت‌های هم‌روند با واحدهای کربناتی و به میزان کمتر در سنگ‌های آذرآواری غنی از کربنات مانند توف‌های کربناتی رخ‌داده است (شکل ۲). سنگ میزبان در اینجا به‌شدت تحت‌تأثیر دولومیتی شدن و سیلیسی شدن قرار گرفته است و به دلیل اکسایش کانی‌های سولفیدی، با رنگ قرمز قابل‌شناسایی است (شکل‌های ۴ و ۶). در این واحد نیز آثار کانه‌زایی سولفیدی به‌صورت گالن و اسفالریت و به میزان اندکی باریت در هاله‌های دگرسانی و به‌صورت جان‌شینی دیده می‌شود (شکل ۵ - D).

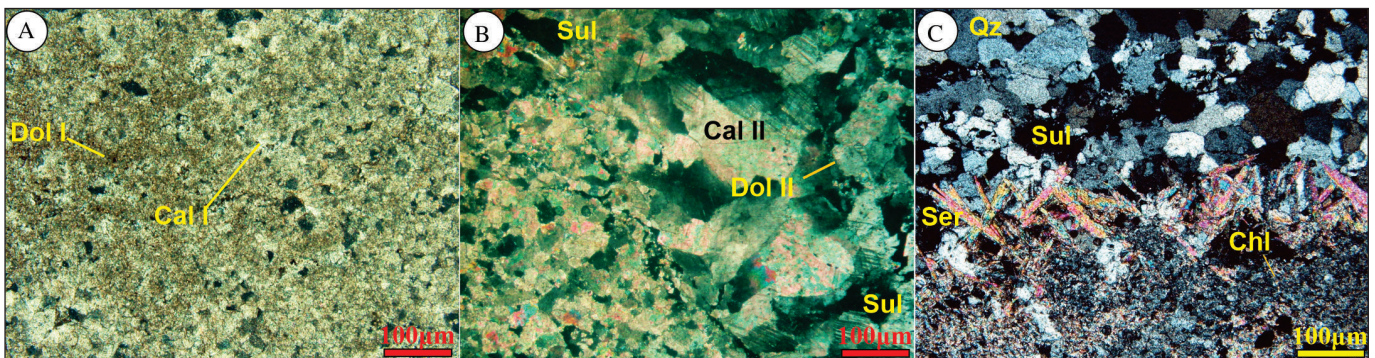
رودیت‌دار را تحت‌تأثیر قرار داده است. در سنگ‌های آتشفشانی، این دگرسانی محدود به حاشیه پهنه‌های رگه - رگچه‌ای کوارتز - سولفید است و گسترش بسیار کمتری در مقایسه با واحدهای سنگی دارد. سیلیسی شدن، دگرسانی دولومیتی و کربنات‌های همراه آن را تحت‌تأثیر قرار داده است (شکل‌های ۴ و ۶) و کانه‌زایی سولفیدی در ارتباط مستقیم با این دگرسانی است. نسل دوم کوارتز درشت‌بلورتر از نسل اول بوده و در رگه‌های کوارتز به‌صورت هم‌رشد با کانی‌های سولفیدی و گاه دولومیت و کلسیت نسل دوم تشکیل شده است. این بلورها تا ۱۰۰ میکرومتر نیز رشد کرده‌اند.

۳-۳-۴- دگرسانی‌های سریستی و کلریتی

در سنگ‌های آتشفشانی واحد Kvt و Ktlv دربرگیرنده رگه - رگچه‌های کوارتز - سولفید، عمده‌ترین دگرسانی شامل دگرسانی‌های سریستی، کلریتی، و به میزان کمتر سیلیسی است (شکل ۵ - B). دگرسانی کلریتی در اطراف کانی‌های سولفیدی به‌صورت کلریت‌های متوسط دانه سبز تا قهوه‌ای‌رنگ قابل‌مشاهده است. اندازه این بلورها از کلریت‌های مرتبط با دگرسانی‌های فراگیر متفاوت بوده و کانی‌های مرتبط با این دگرسانی شامل کلریت، کلسیت، کوارتز و اکسیدهای آهن می‌باشد. دگرسانی سریستی وابستگی بالایی به حضور کانی‌های رسی در سنگ آهک اولیه، آلکالی‌فلدسپار در واحد آتشفشانی و نیز خاصیت اسیدی سیال‌گرمايي کانه‌زا دارد. به علت حضور کم کانی‌های رسی در سنگ‌های کربناته، سریستی در این واحدها با گسترش و شدت کم رخ‌داده است. شدت این دگرسانی در سنگ‌های آذرآواری و آواری Ktlv بیشترین میزان است. سریست‌های درشت‌بلور بوده و به‌صورت سوزنی شکل در حاشیه رگه‌ها، کانی‌های کوارتز و سولفید را دربر گرفته‌اند.

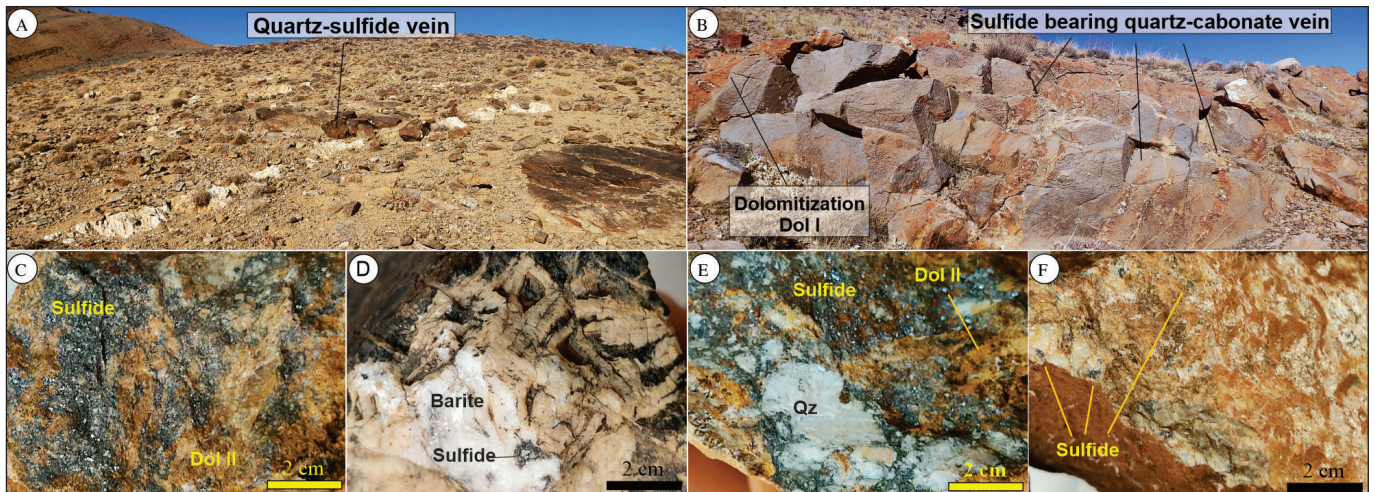
۳-۳-۲- کانه‌زایی

توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه زیرین در ناحیه گلپایگان میزبان کانه‌زایی‌های گوناگونی از سرب و روی مانند کانسارهای دره نقره و صالح پیغمبر (فدائی،



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های دگرسانی. همه تصاویر در نور عبوری، نور پلاریزه صلیبی، XPL. A) نسل اول دگرسانی دولومیتی با بلورهای دولومیت و کلسیت ریزبلور، همراه با کمی کانی فلزی (سیاه رنگ). B) نسل دوم دگرسانی دولومیتی که در آن دولومیت و کلسیت ریزبلور نسل اول توسط کلسیت و دولومیت درشت‌بلور نسل دوم همراه با اندکی کانی سولفیدی (سیاه رنگ) قطع شده است. C) تشکیل سریست و کلریت در حاشیه رگه کوارتز-سولفید. علائم اختصاری: Cal I: کلسیت نسل اول؛ Dol I: دولومیت نسل اول؛ Cal II: کلسیت نسل دوم؛ Dol II: دولومیت نسل دوم؛ Sul: سولفید؛ Qz: کوارتز؛ Ser: سریست؛ Chl: کلریت.

Figure 5. Microphotographs of alteration minerals; all in transmitted light, XPL. A) First-generation fine-crystalline dolomite, calcite, and minor sulfide (black). B) Second-generation, coarser-grained calcite and dolomite, and minor sulfides cross-cutting the first-generation carbonates. C) Sericite and chlorite bordering a quartz-sulfide vein. Abbreviations: Cal I: calcite I, Dol I: dolomite I, Cal II: calcite II, Dol II: dolomite II, Sul: sulfide, Qz: quartz, Ser: sericite, Chl: chlorite.



شکل ۶- تصویرهایی از رخنمون و نمونه دستی کانسنگ در کانسار تخت رستم. (A) رگه کوارتز-سولفید در سنگ میزبان تراکیتی در واحد آتشفشانی Kvt؛ دید به سوی جنوب باختر. طول رگه در این تصویر، ۱۰ متر و پهنای آن ۵۰ سانتی متر است. (B) واحد سنگ آهک KII که به طور نامنظم دولومیتی شده است، همراه با رگه‌های باریک کوارتز-کربنات-سولفید با حاشیه دولومیتی؛ دید به سوی شمال (C) نمونه دستی از کانسنگ که نشانگر جانشینی سنگ آهک دولومیتی با کانی‌های سولفیدی (بخش‌های تیره شامل گالن و اسفالریت) و دولومیت نسل دوم گرمایی است. (D) نمونه دستی از باریت درشت - بلور همراه با مقداری گالن در سنگ میزبان سیلیسی شده؛ (E) نمونه دستی از بافت برشی، شامل قطعاتی از دولومیت (دولومیت نسل II) و دولومیت سیلیسی (اکنون کوارتز، سفیدرنگ) که با کانی‌های سولفیدی (در اینجا اسفالریت و گالن) سیمانی شده‌اند؛ (F) رخنمون توف کربناتی سیلیسی و دولومیتی شده همراه با سولفیدهای افشان (در اینجا گالن و پیریت) در متن آن. علائم اختصاری: Dol I = دولومیت نسل اول، Dol II = دولومیت نسل دوم، Sul = سولفید، Qz = کوارتز.

Figure 6. Photographs of the ore occurrence in outcrops and in hand specimens. A) A quartz-sulfide vein in trachytic host rock of the Kvt unit; looking southwes. The vein in this view is 10 m long and 50 cm wide. B) Outcrop of variably dolomitized KII limestone, containing narrow quartz-carbonate-sulfide veins with dolomitic margins. C) Hand specimen showing replacement of the dolomitic limestone by sulfide minerals (galena and sphalerite, grey color) and the dolomite generation II. D) Hand specimen photo of coarse-grained barite and minor galena in silicified host rock. E) Hand specimen photo of breccia texture, consisting of variably silicified fragments of dolomite-II cemented with sulfide minerals (here sphalerite and galena). F) Outcrop of silicified and dolomitized calcareous tuff, containing disseminated sulfides (here galena and pyrite). Abbreviations: Dol I: dolomite I, Dol II: dolomite II, Sul: sulfide, Qz: quartz.

۴-۳- ساخت و بافت ماده معدنی
بر پایه مشاهدات میدانی و بررسی نمونه‌های دستی و میکروسکوپی، کانی‌سازی در ذخیره تخت رستم به دو شکل جانشینی و پر کردن فضاهای خالی رخ داده است. ساخت یا شکل هندسی انباشت‌های کانسنگ از رگه‌ای تا رگچه‌ای یا شبکه‌ای از رگچه‌های نامنظم و عدسی و لایه‌ای متفاوت است (شکل‌های ۶- A و B). ساخت رگه‌ای، مهم‌ترین ساخت کانسنگ است و در طیفی از سنگ‌های میزبان دیده می‌شود (شکل ۶). در سنگ‌های آتشفشانی، کانی‌سازی بیشتر به صورت رگه‌های نامنظم با ستبرای متغیر از ۱۰ سانتی‌متر تا ۱ متر دیده می‌شود. طول این رگه‌ها از ۲ متر تا ۵۰ متر متغیر است. انباشت‌های رگه‌ای به طور محلی در امتداد لایه‌بندی سنگ‌ها توسعه یافته‌اند و ساخت عدسی شکل به خود گرفته‌اند (شکل ۶- A).

بافت رگچه‌ای: بخش زیادی از کانسنگ در کانسار تخت رستم، با بافت رگچه‌ای دیده می‌شود. رگچه‌ها به طور عمده حاوی کوارتز و مقادیر کمتر و متفاوتی کلسیت، دولومیت، و کانی سولفیدی هستند و به شکل‌های پر کردن فضاهای خالی در امتداد درز و شکستگی‌ها و همین‌طور جانشینی در سنگ‌های میزبان پدید آمده‌اند. در سنگ‌های آتشفشانی بخش زیرین توالی الوند، رگچه‌ها به طور عمده حاوی کوارتز هستند و غالباً فضاهای خالی درون شکستگی‌ها و پهنه‌های خرد شده را پر کرده‌اند (شکل ۶- A). رگچه‌های کلسیت متوسط - تا درشت‌بلور و فقیر یا تهی از کانی سولفیدی، در واحدهای سنگ آهکی فراوان است و همبستگی مکانی نزدیکی با رگه‌های کوارتز - سولفید دارند (شکل ۶- B).

بافت توده‌ای: کانی‌سازی در رگه‌های کوارتز - سولفید، شامل انباشت‌های پراکنده کانسنگ با بافت توده‌ای در زمینه کوارتز است. این بافت در رگه‌ها و عدسی‌های کوارتز - سولفید در سنگ‌های آتشفشانی واحد Kvt نمود بیشتری دارد (شکل ۶- A). این بافت در کانسنگ جانشینی در واحدهای سنگ آهکی نیز مشاهده می‌شود.

بافت برشی: این بافت بیشترین گسترش را در بخش‌هایی از پهنه‌های کانه‌زایی دارد که درهم‌تنیدگی رگه - رگچه‌های سولفیدی بالا است. در بافت برشی قطعات زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار سنگ‌های میزبان در سیمانی از کانی‌های سولفیدی دیده می‌شود (شکل ۶- E). کانی‌های سولفیدی شامل پیریت، کالکوپیریت، گالن و اسفالریت، همراه با مقادیری کوارتز و کربنات، در فضای خالی بین قطعات و

در سنگ‌های کربناتی و آذرآواری غنی از کربنات، رگه‌ها ستبرای کمتری دارند و بیشتر به شکل شبکه‌ای از رگچه دیده می‌شوند (شکل ۶- B). ستبرای رگچه‌ها از چند سانتی‌متر تا ۰/۵ متر متفاوت است و آثار جانشینی در سنگ‌های میزبان واکنش‌پذیر به‌خوبی دیده می‌شود (شکل ۶- B). این پهنه‌های رگه-رگچه‌ای به طور محلی کم‌وبیش در امتداد لایه بندی واحدهای کربناتی توسعه یافته‌اند و تراکم و درهم‌تنیدگی آن‌ها به گونه‌ای است که به ساخت لایه‌ای و هم‌روند با لایه‌بندی سنگ‌های میزبان انجامیده است. بخش‌های غنی از سولفید که گسترش محدودی دارند در هاله‌های دگرسانی دولومیتی و سیلیسی جای گرفته‌اند. بارزترین انواع بافت در کانسار تخت رستم شامل بافت رگچه‌ای، توده‌ای، برشی و افشان است.

اسمیت‌زویت، سروسیت، انگلزیت و اکسید - هیدروکسید آهن تقسیم کرد که دو گروه دوم و سوم توسط فرایندهای برین‌زاد (سوپرژن) پدید آمده‌اند (شکل‌های ۷، ۸ و ۹). در مرحله ژرف‌زاد مقداری باریت نیز تشکیل شده است. کانی‌های باطله شامل کوارتز، کلسیت، دولومیت، کلریت، سربیسیت و کانی‌های رسی است.

سه مرحله در روند تشکیل و تحول کانسنگ قابل تشخیص است: مرحله پیش از کانه‌زایی، مرحله کانه‌زایی ژرف‌زاد و مرحله برین‌زاد. در مرحله پیش از کانه‌زایی، دولومیت و کلسیت نسل اول با بلورهای بی‌وجه تا نیمه‌وجه‌دار به‌عنوان نخستین گامه دگرسانی تشکیل شده‌اند. مرحله اصلی کانه‌زایی با تشکیل دولومیت نسل دوم و سپس کوارتز بی‌وجه تا وجه‌دار و کلسیت درشت‌بلور نسل دوم به‌صورت رگه‌ها و رگچه‌های کوارتز - کربنات - سولفید حاصل از پر کردن فضاهای خالی و جانیشینی در سنگ میزبان رخ داده است. کانه‌ها در مرحله اصلی کانه‌زایی ژرف‌زاد (هیپوژن) شامل پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و باریت است.

بر اساس روابط همبود (پاراژنز) و قطع‌شدگی (cross-cutting) می‌توان گفت که باریت و پیریت نخستین کانی‌های مرحله ژرف‌زاد هستند (شکل ۷- A). پیریت در بیشتر نمونه‌ها با کالکوپیریت، گالن و اسفالریت هم‌رشدی نشان می‌دهد (شکل‌های ۷- A-E). اسفالریت بطور بخشی توسط گالن و کالکوپیریت قطع شده است (شکل ۷- F).

۳-۵-۱- مرحله اکسایش کانسنگ

در اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی، بالاآمدگی، فرسایش و رو برداری، کانسنگ در برابر فرایندهای هوازدگی، اکسایش، شستشو و بازویایی و بازنهشت فلزات قرار گرفته است. در این مرحله، کانی‌های سولفیدی برین‌زاد بورتیت، کالکوسیت و کوولیت و کانی‌های اکسیدی مالاکیت، آزوریت، کالامین، سروزیت، انگلزیت و اکسید - هیدروکسید آهن تشکیل شده است (شکل ۸).

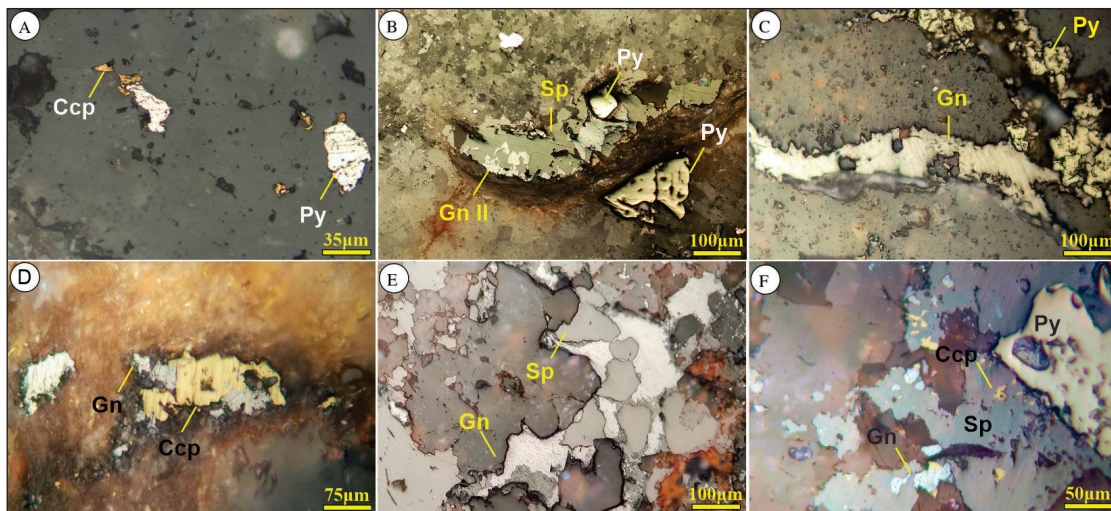
به‌صورت جانیشینی آنها حضور دارند که در حالت دوم می‌توان به آن برش انحلالی گفت (شکل ۷- E).

- **بافت افشان:** در این بافت کانی‌های سولفیدی پیریت، گالن، اسفالریت و کالکوپیریت به‌صورت بلورهای پراکنده در متن سنگ‌های کربناتی سیلیسی و دولومیتی شده حضور دارند. اندازه بلورها از ۱۰۰ میکرون تا چند میلی‌متر متغیر است. این نوع کانی‌سازی معمولاً با فاصله از پهنه‌های غنی از رگه-رگچه‌های سولفیدی و جانیشینی پرعیار، در حاشیه این پهنه‌ها و در هاله‌های دگرسانی تشکیل شده است (شکل‌های ۶- F و ۷- A و B).

پدیده جانیشینی در کانسار نقش‌رستم نقش مهمی در کانی‌سازی و تشکیل انباشت‌های کانسنگ سولفیدی ایفا کرده است. این پدیده در سنگ‌های میزبان کربناتی گسترش بیشتری دارد. دولومیتی شدن و تجدید تبلور سنگ آهک و همچنین جانیشینی بعدی دولومیت و کلسیت توسط کوارتز و کانی‌های سولفیدی در مرحله اصلی کانه‌زایی از جمله شواهد جانیشینی در کانسار تخت رستم هستند (شکل ۶- C). مشاهدات میدانی و مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که جنس سنگ میزبان، مهم‌ترین عامل در رویداد جانیشینی است. در سنگ‌های کربناتی واحدهای Ktl1، Ktl2 و Ktl3، جانیشینی نقش بسیار مهمی در کانی‌سازی و توسعه کانسنگ داشته است (شکل ۲).

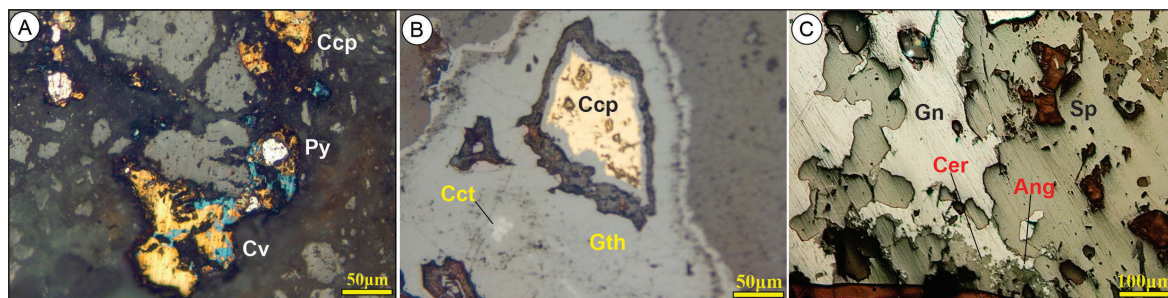
۳-۵-۲- کانی‌شناسی و همبود کانیایی کانسنگ

با توجه به مشاهدات میدانی و نتایج مطالعات میکروسکوپی، کانی‌های فلزی کانسنگ را می‌توان بر اساس شرایط تشکیل و ترکیب شیمیایی، در ۳ گروه کانی‌های سولفیدی اولیه یا ژرف‌زاد (هیپوژن) شامل گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و پیریت، سولفیدی ثانویه شامل کوولیت و کالکوسیت، و اکسیدی مانند مالاکیت، آزوریت،



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از کانه‌ها و روابط پاراژنری آنها. همه تصاویر در نور انعکاسی، نور پلاریزه مسطح، PPL. A) هم‌رشدی کالکوپیریت و پیریت در کانسنگ افشان؛ B) هم‌رشدی گالن، پیریت و اسفالریت در کانسنگ رگه-رگچه‌ای؛ C) گالن و پیریت؛ نمونه از کانسنگ رگه‌ای در سنگ توف کربناتی واحد Ktl3؛ D) هم‌رشدی گالن و کالکوپیریت؛ نمونه از کانسنگ رگه‌ای کوارتز-سولفیدی؛ E) جانیشینی اسفالریت توسط گالن؛ نمونه از کانسنگ برشی؛ F) رورشدی اسفالریت در اطراف پیریت و جانیشینی جزئی گالن و کالکوپیریت به‌جای اسفالریت؛ نمونه کانسنگ توده‌ای. علائم اختصاری: Py: پیریت، Gn: گالن، Ccp: کالکوپیریت، Sp: اسفالریت.

Figure 7. Microphotographs of ore minerals and paragenetic relationships. All images are in reflected, plane-polarized light (PPL). A) Co-growth of chalcopyrite and pyrite in disseminated ore. galena and pyrite; sample from a vein in the carbonate rock of the Ktl3 unit. B) Co-growth of galena, pyrite, and sphalerite in vein and veinlets ore; C) Galena and pyrite; sample from vein ore in the calcareous tuff of the Ktl3 unit. D) Co-growth of chalcopyrite and galena; sample from a quartz-sulfide vein. E) Replacement of sphalerite by galena; sample from a breccia texture. F) Growth of sphalerite around pyrite and chalcopyrite and galena; sample from a massive ore. Abbreviations: Py: pyrite, Gn: galena, Sp: sphalerite, Ccp: Chalcopyrite.



شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های سولفیدی و اکسیدی ثانوی در تصویر میکروسکوپی؛ نور انعکاسی، نور پلاریزه مسطح، PPL. (A) جانشینی کالکوپیریت از حاشیه‌ها توسط کوولیت؛ اندکی پیریت نیز وجود دارد؛ نمونه از کانسنگ افشان در سنگ آتشفشانی؛ (B) جانشینی کالکوپیریت توسط گوتیت و کالکوسیت نمونه از کانسنگ رگه‌ای؛ (C) جانشینی گالن توسط کانی‌های ثانوی سروزیت و انگلزیت؛ نمونه از کانسنگ رگه کوارتز - کربنات - سولفید. علائم اختصاری: Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Cv: کوولیت، Cct: کالکوسیت، Sul: سولفید، Cal II: کلسیت نسل دوم، Qz: کوارتز، Cer: سروزیت، Ang: انگلزیت، Gth: گوتیت.

Figure 8. Microphotographs of secondary (supergene) minerals; images in reflected, plane-polarized light (PPL). A) Partial replacement of chalcopyrite by covellite, and minor pyrite; sample from disseminated ore in volcanic host rock. B) Advanced replacement of chalcopyrite by goethite and chalcocite; sample from a vein-type ore; C) Near total replacement of galena by secondary lead minerals, cerussite and anglesite; sample from a quartz-carbonate-sulfide vein. Abbreviations: Py: pyrite, Ccp: Chalcopyrite, Sul: sulfide, Cv: covellite, Cct: chalcocite, Cal II: calcite II, Qz: quartz, Cer: cerussite, Ang: anglesite, Ght: Goethite.

Minerals	Main ore/gaunge		
	Pre-ore stage	Hypogene stage	Supergene stage
Calcite I	▬		
Dolomite I	▬	▬	
Sericite	▬	▬	
Chlorite	▬	▬	
Calcite II	▬	▬	
Dolomite II	▬	▬	
Quartz	▬	▬	
Barite		▬	
Pyrite		▬	
Chalcopyrite		▬	
Galena		▬	
Sphalerite		▬	
Covellite			▬
Chalcocite			▬
Malachite			▬
Azurite			▬
Cerussite			▬
Anglesite			▬
Fe-oxide/hydroxides			▬

شکل ۹- پاراژنز و توالی پاراژنتیکی در کانسار تخت رستم.

Figure 9. Paragenesis and paragenetic sequence in the Takht-e-Rostam deposit

۳-۵-۲- ایزوتوپ گوگرد

مطالعات ایزوتوپی گوگرد کانی‌های سولفیدی در کانسارها، چشم‌اندازی به فرایندهای شیمیایی تشکیل‌دهنده آن‌ها فراهم می‌کند و افزون بر تعیین منشأ گوگرد، برای تعیین دمای سیال کانه‌دار و سازوکار تشکیل و ته‌نشست ماده معدنی نیز کاربرد دارد (Ohmoto and Rye, 1979; Ohmoto and Goldhaber, 1997; Hoefs, 2015). تغییرات در مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های سولفیدی، تابع عوامل گوناگونی از جمله ترکیب ایزوتوپی گوگرد منبع، دما، شرایط ریداکس (اکسایش - کاهش)،

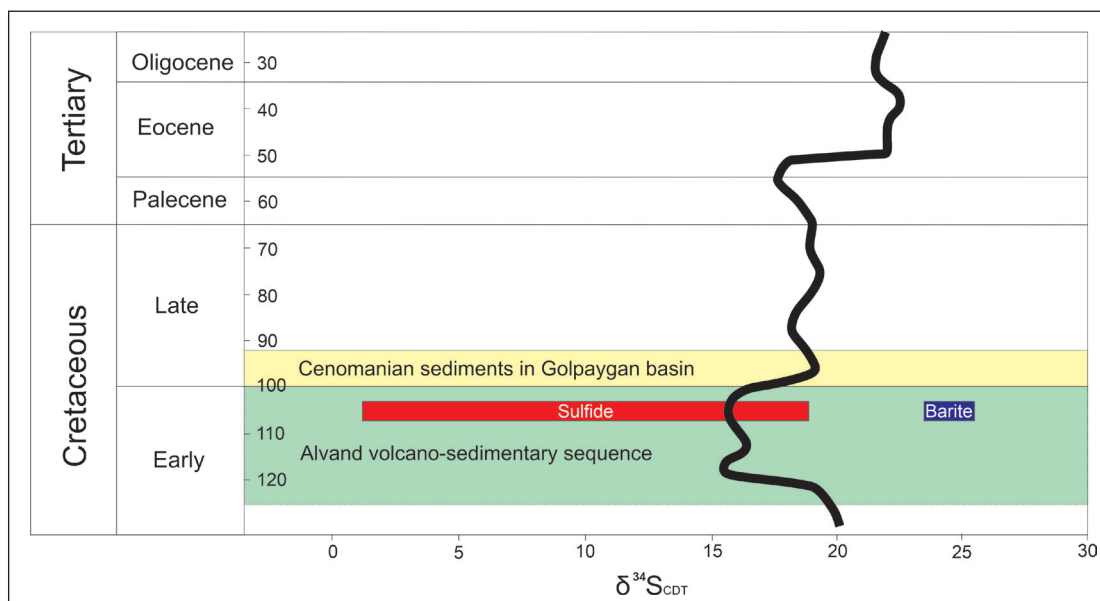
تغییرات pH و نیز ترکیب شیمیایی سیال از نظر کاتیون - آنیون است (Ohmoto and Goldhaber, 1997; Shanks et al., 2014).

نسبت ایزوتوپی گوگرد در ۷ نمونه کانی سولفیدی گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت، و ۲ نمونه کانی سولفاتی باریت اندازه‌گیری شد. مشخصات نمونه‌ها و ترکیب ایزوتوپی گوگرد در جدول ۱ ارائه شده است. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در کانی‌های سولفیدی، دامنه به نسبت گسترده‌ای بین ۲٪ تا ۱۹۲/۲٪ نشان می‌دهد؛ برای دو نمونه باریت مقادیر ۲۴/۲٪ تا ۲۵/۲٪ به دست آمد (جدول ۱ و شکل ۱۰).

جدول ۱- نتایج آنالیز ایزوتوپی گوگرد کانی‌های سولفیدی و باریت در کانسار تخت رستم.

Table 1. Results of sulfur isotope analysis for sulfide minerals and barite in the Takht-e-Rostam deposit.

Sample	Mineral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}(\%)$	Ore type	Calculated $\text{H}_2\text{S } \delta^{34}\text{S}$
DS-02	Sphalerite	10.1	Vein-veinlets	9.5
DS-03	Galena	4.3	Breccia	7.9
DS-04	Galena	5.1	Breccia	8.7
DS-05	Sphalerite	17.6	Disseminated	17
DS-06	Pyrite	19.2	Disseminated	17
DS-07	Chalcopyrite	2	Breccia	1.7
DS-08	Barite	24.4	Massive	
DS-09	Barite	25.2	Massive	
DS-10	Galena	5.9	Vein-veinlets	9.5



شکل ۱۰- نمایش دامنه ترکیب ایزوتوپی کانی‌های سولفیدی و باریت در کانسار تخت رستم در نمودار تغییرات ایزوتوپی گوگرد سولفات آب دریای کرتاسه - پالئوژن (Mills et al., 2017). بازه زمانی توالی آتشفشانی - رسوبی در حوضه گلپایگان نیز مشخص شده است.

Figure 10. Sulfur isotopic composition of sulfide minerals and barite from Takht-e-Rostam deposit. The sulfur isotopic composition of the Cretaceous-Paleogene seawater sulfate (Mills et al., 2017) is shown for comparison. Also shown is the temporal distribution of the volcanic-sedimentary strata in the Golpaygan Basin.

۴- بحث

کانه‌زایی در کانسار تخت رستم در شمال باختر گلپایگان، در یک توالی از گدازه و مواد آذرآواری، آواری و کربناتی کرتاسه رخ داده است. بر مبنای داده‌های فسیل‌شناسی، سن میان‌لایه‌های سنگ آهک اریتولین دار در این توالی در این ناحیه، آپسین - آلبین و سن جوان‌ترین واحدهای سنگی سنومانین پیشنهاد شده است (محجل و افتخارنژاد، ۱۳۷۱). در میان سنگ‌های میزبان، سنگ آهک اهمیت بیشتری دارد که دلیل آن می‌تواند از یک سو واکنش گری بالاتر آن نسبت به سنگ‌های دیگر در برابر سیال‌های گرمایی، و از سوی دیگر حضور مواد آلی در این لایه‌ها باشد. سنگ‌های میزبان کم‌ویش دگرسان شده‌اند. دگرسانی در سنگ‌های آتشفشانی شامل سریستی، کلریتی، سیلیسی، و در سنگ‌های کربناتی شامل دولومیتی، کلسیتی و سیلیسی است. دگرسانی‌های کلریتی و سریستی از دگرسانی‌های متداول در سنگ‌های آتشفشانی میزبان در ذخایر فلزات پایه گرمایی آتشفشان زاد هستند (Franklin et al., 2005; Gibson and Galley, 2007). دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی در سنگ‌های کربناتی میزبان کان‌زایی سرب و روی از جمله مهم‌ترین دگرسانی‌ها هستند (Peace et al., 2003; Reed and Wallace, 2001, Wilkinson, 2014). دگرسانی دولومیتی با افزایش تخلخل سنگ آهک همراه است و این بستر مناسبی را برای ورود سیال‌های گرمایی و کانی‌سازی فراهم آورده است. دگرسانی سیلیسی هم‌زمان با کان‌زایی رخ داده و بر دگرسانی دولومیتی پیشین نیز تاثیر گذاشته است.

کانی‌شناسی کانسار شامل پیریت، گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و باریت است و کانی‌سازی به دو حالت جان‌شینی و پرکردن فضاهای خالی رخ داده است. در واحدهای گدازه در بخش‌های زیرین توالی آتشفشانی - رسوبی میزبان، کان‌زایی به صورت رگه - رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی است. در بخش‌های بالاتر توالی، به‌ویژه در واحدهای کربناتی و آذرآواری غنی از کربنات، ماده معدنی بیشتر به شکل رگه - رگچه‌ای با شواهد جان‌شینی در امتداد درز و شکستگی‌ها، جان‌شینی حجم‌های نامنظم سنگ میزبان در امتداد لایه‌بندی و نیز به صورت متقاطع با آن، دانه پراکنده و سیمان برش دیده می‌شود. فرایند دگرسانی و جان‌شینی در مقیاس‌های مختلف از مگاسکوپ تا مزوسکوپ، نمونه دستی و میکروسکوپ قابل تشخیص است. کانی‌سازی سولفیدی در واقع خود بخشی از این فرایند است.

بر اساس مطالعات ساختاری، کانسار تخت رستم دستخوش دگرشکلی در دو گامه اصلی شده است که در این میان گامه دوم دگرشکلی مرتبط با کرتاسه بالای - پالتوس بیشترین تاثیر را در سنگ‌های کرتاسه زیرین و پهنه‌های کان‌زایی داشته است. این گامه شامل چین‌خوردگی، گسلس معکوس و توسعه پهنه‌های بُرش با روند شمال باختری - جنوب خاوری همراه با ریز - ساختارهایی مانند ساختارهای ماهی شکل، ریزچین، s/c، دلتا، آلفا و میلوینی شدن واحدهای سنگی کرتاسه زیرین و پهنه‌های کان‌زایی است. در گامه سوم دگرشکلی، گسلس عادی و امتدادلغز با روندهای شمال - شمال خاوری، جنوب - جنوب باختری واحدهای سنگی و کانی‌سازی را تحت تاثیر قرار داده است.

بر اساس مطالعات و مشاهدات صحرائی، شواهد زمین‌ساختی، مشاهدات کانی‌شناسی، بافت ساخت ماده معدنی و ایزوتوپی، الگوی تشکیل و تکامل کانسار تخت رستم را می‌توان در سه مرحله بیان کرد:

فرورانش و تشکیل حوضه آتشفشانی - رسوبی پشت‌کمانی: پیامد فرورانش ورقه اقیانوسی تئیس جوان به زیر ایران مرکزی و پهنه سنندج - سیرجان در ژوراسیک (Ricou, 1974; McCall and Kidd, 1982; Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2006; Ghasemi and Talbot, 2005)، رخداد رژیم کششی و ایجاد حوضه‌های کانی پشت‌کمانی در بخش‌هایی از پهنه سنندج - سیرجان از جمله، کمربند ملایر - اصفهان بوده است (Agard et al., 2011; Mohajjel and Fergusson, 2014). این رویداد به‌ویژه در حوضه گلپایگان در بخش میانی کمربند ملایر - اصفهان، با فعالیت‌های

با استفاده از نسبت‌های ایزوتوپی گوگرد در جفت کانی‌های سولفیدی مناسب، مثل اسفالریت - گالن که در تعادل بافتی تشکیل شده‌اند، می‌توان با استفاده از معادلات تجربی، دمای سیال کان‌ساز در زمان تشکیل کانسنگ را محاسبه کرد (Hoefs, 2004; Ohmoto and Rye, 1979; Ohmoto and Goldhaber, 1997; Seal, 2006). این اساس، دمای تشکیل جفت کانی پیریت - اسفالریت (نمونه‌های DS-5 و DS-6) و گالن - اسفالریت (نمونه‌های DS-2 و DS-10) به ترتیب با استفاده از معادله‌های لی و لیو (Li and Liu, 2006) و اوهموتو (Ohmoto and Rye, 1979)، ۱۶۰ و ۱۴۷ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. مقادیر به دست آمده، در محدوده دماهای حاصل از میانبراهای سیال در کانسارهای سرب-روی ملایر-اصفهان شامل ایرانکوه (Yarmohammadi et al., 2017) (۲۳۹-۱۶۰ °C)، تیران (Boveiri et al., 2017) (۲۸۴-۱۵ °C)، عمارت (al., 2016) (۲۵۷-۹۰ °C)، (Ehya et al., 2010) (۲۲۰-۱۲۰ °C)، (Maanijou et al., 2020) (۲۱۳-۱۳۲ °C) آهنگران (۲۸۵-۱۱۱ °C) (فدائی، ۱۳۹۶) است، اگرچه میانگین دمای حاصل از دماسنجی ایزوتوپی کمتر از میانگین دماهای گزارش شده از میانبراهای سیال است. یک دلیل می‌تواند تعداد کم اندازه‌گیری‌های ایزوتوپی بر اساس جفت کانی سولفیدی نسبت به داده‌های میانبر سیال باشد. دماسنجی ایزوتوپی با این فرض انجام می‌شود که دو کانی انتخابی در تعادل ایزوتوپی با یکدیگر و با سیال محیطی تشکیل شده‌اند و پس از تشکیل به صورت سیستم بسته باقی مانده‌اند (Hoefs, 2015). اما می‌دانیم که ترکیب ایزوتوپی کانی‌ها در ذخایر گرمایی گاه از شرایط تعادلی پیروی نمی‌کند و برقراری تعادل ایزوتوپی بین کانی‌ها و سیال در ذخایر گرمایی پیچیده‌تر از تعادل شیمیایی و بافتی است (Ohmoto and Goldhaber, 1997). ترکیب ایزوتوپی سیال H₂S با استفاده از دمای میانگین (۱۵۳ درجه سانتی‌گراد) و ضریب تفکیک ایزوتوپی تعادلی سولفید- H₂S لی و لیو (Li and Liu, 2006) محاسبه شده است (جدول ۱).

دو فرایند اصلی برای تأمین گوگرد کاهیده و تشکیل کانی‌های سولفیدی، کاهش (احیای) سولفات باکتریایی (BSR, bacterial sulfate reduction) و کاهش سولفات گرمایشیمیایی (TSR, thermochemical sulfate reduction) است (Machel, 2001). در فرایند BSR باکتری‌های کاهنده سولفات در خاستگاه‌های دیاژنتیکی و از دمای صفر تا ۸۰ درجه سانتی‌گراد فعال هستند (Machel, 2001). این فرایند با تفکیک ایزوتوپی بزرگی بین سولفات و سولفید همراه است. پیریت رسوبی از نظر ایزوتوپی سبک‌تر از سولفات دریایی هم‌زمان خود است و عموماً با مقادیر منفی δ³⁴S مشخص می‌شود (Fallick et al., 2001; Bawden et al., 2003; Ohmoto and Goldhaber, 1997). در دماهای بالاتر، حدود ۱۰۰ تا ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد، کاهش گرمایشیمیایی سولفات (TSR) فرایند اصلی تأمین گوگرد در محیط‌های دیاژنتزی و پس - دیاژنتزی است (Machel, 2001). این فرایند طی چرخش سیالات گرمایی در محیط حاوی مواد آلی و واکنش آن‌ها با تبخیری‌ها رخ می‌دهد (Machel, 2001). تفکیک ایزوتوپی میان سولفات و سولفید در این حالت کوچک‌تر از فرایند کاهش باکتریایی سولفات است.

باتوجه به حضور باریت با ترکیب ایزوتوپی قابل مقایسه با سولفات دریایی و ترکیب ایزوتوپی گوگرد کانی‌های سولفیدی مرحله اصلی کان‌زایی، می‌توان اظهار داشت که بخش مهمی از گوگرد احیایی موردنیاز برای تشکیل سولفیدها از طریق کاهش گرمایشیمیایی سولفات آب دریا فراهم شده است (شکل ۱۰). ترکیب ایزوتوپی باریت، سنگین‌تر از سولفات دریایی کرتاسه است (Mills et al., 2017) که یک دلیل آن می‌تواند تفکیک ایزوتوپی بزرگ بین سولفات-سولفید به هنگام کاهش بخشی از گوگرد اکسیده به گوگرد کاهیده باشد. این فرایند سبب می‌شود که با کاهش سولفات به سولفید و تشکیل کانی‌های سولفیدی، سولفات باقیمانده از نظر ایزوتوپی سنگین‌تر شود (Chiba et al., 1998).

۴-۱- بالآمدگی و دگرشکلی: در کرتاسه بالایی گامه دوم دگرشکلی به صورت فشارشی و فراگیر در بخش‌های عمده‌ای از پهنه سندج - سیرجان، از جمله ناحیه گلپایگان آغاز شد (Moritz et al., 2006). توقف رسوب‌گذاری و نبودهای چین‌های در کرتاسه بالایی را می‌توان با این رخداد توضیح داد که طی آن حوضه‌های رسوبی کرتاسه زیرین در اوایل کرتاسه بالایی بسته شدند. طی این گامه، دگرشکلی فراگیر شکل‌پذیر - شکنا موجب دگرریختی واحدهای قدیمی‌تر از کرتاسه بالایی و کانه‌زایی همراه آن، گسترش پهنه‌های بُرشی، گسلش معکوس و چین‌خوردگی در کرتاسه بالا شده است. این گامه دگرشکلی تا کرتاسه پایانی و پالئوسن ادامه می‌یابد (Moritz et al., 2006). در ائوسن، زمین‌ساخت کششی بر بخش‌های گسترده‌ای از سندج - سیرجان و ایران مرکزی حاکم می‌شود که با تشکیل کمپلکس‌های دگرگونی در چند ناحیه از جمله موته - گلپایگان و محلات خودنمایی می‌کند (Moritz et al., 2006; Verdel et al., 2019). این گامه در ناحیه مورد مطالعه با گسلش عادی با روندهای شمال خاور - جنوب باختر مشخص می‌شود.

۴-۱- سن نسبی کانه‌زایی

با مقایسه سن چینه‌شناسی سنگ‌های میزبان و زمان رخداد دگرشکلی، می‌توان به بازه زمانی نسبی کانی‌سازی پی برد. مجموعه رسوبی - آتشفشانی میزبان در ناحیه مورد مطالعه، در آپسین تا آلین (۱۲۵ تا ۱۰۰ میلیون سال) پدید آمد (شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۸۶). گامه دوم دگرشکلی در آلین موجب دگرریختی کانسنگ و سنگ‌های میزبان آن شده است. با توجه به حضور رسوبات سنومانین (۱۰۰ تا ۹۳/۹ میلیون سال) به صورت همشیب روی واحدهای میزبان کرتاسه زیرین (محجل و افتخارزاد، ۱۳۷۱)، این احتمال وجود دارد که هنوز حوضه‌های رسوبی کرتاسه زیرین فعال بوده و رژیم کششی تا کرتاسه بالایی ادامه داشته است. در نتیجه، دگرشکلی مرتبط با فشارش کرتاسه بالایی باید پس از سنومانین رخ داده باشد. بر این اساس، چنین استنباط می‌گردد که کانی‌سازی محدود به بازه‌ای ۳۰ میلیون ساله، از آپسین تا سنومانین است.

۴-۲- نوع زایشی کانسار

با توجه به سن نسبی کانه‌زایی و ارتباط آن با زمین‌ساخت کششی مرتبط با کافت درون قاره‌ای کرتاسه زیرین، ماهیت آتشفشانی - رسوبی توالی میزبان کانسار، رخداد کانی‌سازی پیش از کرتاسه پسین و پایان حوضه رسوبی، شواهد بافتی و ساختی کانی‌سازی و توسعه دگرسانی‌های گرمابی سیلیسی، دولومیتی، سربستی و کلریتی، می‌توان گفت که کانسار تخت رستم در زیر بستر دریا تشکیل شده است. این کانسار از نظر زایشی قابل مقایسه با آن دسته از ذخایر است که در آن‌ها کانی‌سازی به صورت جان‌شینی در سنگ‌های زیر بستر دریا، در ژرفایی که رسوبات بستر کم‌ویش دستخوش سنگ‌شدگی گشته‌اند، پدید آمده‌اند (Doyle and Allen, 2003). برای تعیین دقیق نوع زایشی ذخیره، به داده‌های آزمایشگاهی بیشتر، مانند داده‌های ایزوتوپی پایدار و ناپایدار، مطالعات میانبار سیال و تعیین سن مطلق کانی‌سازی نیاز است.

۴-۵- نتیجه‌گیری

بر اساس شواهد زمین‌ساختی، توالی آتشفشانی - رسوبی الوند به‌عنوان میزبان کانسار تخت رستم در ناحیه گلپایگان در محیطی کششی در کرتاسه زیرین در بازه آپسین - آلین تشکیل شده است. تحت‌تاثیر این رژیم کششی و بالارفتن گرادیان حرارتی، سیالی با ویژگی آب دریای کرتاسه زیرین در واحدهای سنگی بستر چرخش کرده، فلزات کانسنگ‌ساز را از این سنگ‌ها شسته و در طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری، کربناته و آواری توالی آتشفشانی - رسوبی الوند کانی‌سازی کرده است. ترکیب ایزوتوپی باریت، نسبتا همگن و هماهنگ

آتشفشانی همراه بوده است که اکنون با طیفی از گدازه‌ها و مواد آذرآواری بازیک تا اسیدی قلیایی، به صورت میان‌لایه با سنگ‌های رسوبی مشخص می‌شود. مواد آتشفشانی به‌سوی بالا در توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه زیرین به تدریج کمتر می‌شود. با توجه به سن چینه‌شناسی واحدهای رسوبی در توالی آتشفشانی - رسوبی الوند، این توالی در بازه زمانی آپسین - آلین (شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۸۶) تا سنومانین (محجل و افتخارزاد، ۱۳۷۱) شکل گرفته است.

۴-۳- مرحله تدفین، چرخش سیال و کانه‌زایی: با انباشته شدن حوضه رسوبی با حجم زیادی از مواد آتشفشانی و رسوبی در کرتاسه زیرین و ضمن دیاژنز، آب‌های فیسیلی با ویژگی‌های آب دریای کرتاسه، از طریق گسل‌های عادی در توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه زیرین و لایه‌های قدیمی‌تر تریاس - ژوراسیک چرخش کرده و با گرم شدن و شستشوی فلزات به سمت افق‌های بالاتر مهاجرت و در واحدهای سنگی مناسب کانی‌سازی کرده‌اند. پیش از مرحله اصلی کانه‌زایی، دگرسانی کربناتی به‌ویژه دولومیتی شدن به افزایش تخلخل در واحدهای واکنش‌پذیر کربناتی انجامیده و سپس در مرحله اصلی کانه‌زایی با حضور سیالات گرمابی غنی از سیلیس، دگرسانی سیلیسی رخ داده است.

ترکیب ایزوتوپی باریت برای دو نمونه، $24/2\% +$ و $25/2\% +$ نشانگر منبع سولفات همگن و هماهنگ با سولفات دریایی است. برخلاف سولفات، دامنه به نسبت بزرگ $\delta^{34}S$ برای کانی‌های سولفیدی (بین $2\% +$ تا $19/2\% +$ پرمیل) پیشنهاد می‌کند که گوگرد احیایی برای تشکیل کانی‌های سولفیدی، توسط یک فرایند واحد و ساده تامین نشده است. فرایندهای ممکن، کاهش گرمایشی سولفات در دامنه‌ای از دما، آمیختگی سیال گرمابی حاوی فلز با سولفات دریایی کرتاسه، مشارکت کانی‌های سولفیدی در سنگ‌های رسوبی محل، یا ترکیبی از آن‌ها است. منبع گوگرد در ذخایر فلزات پایه در سنگ‌های رسوبی یا رسوبی - آتشفشانی همواره بحث‌انگیز بوده است. نظریه‌های موجود، از سولفات آب دریا و شوراب‌های حوضه‌ای، تا واکنش سیال با رسوبات تبخیری، آمیختگی سیال (fluid mixing) و تامین گوگرد کاهیده (احیایی) در محل نهشت کانسنگ متفاوت است (Leach et al., 2005; Wilkinson, 2014). یک پرسش مهم در این رابطه، انتقال گوگرد توسط سیال است. چنانچه سیال اکسیدی باشد گوگرد به شکل سولفات حمل شده است؛ در این حالت برای تامین گوگرد کاهیده برای تشکیل کانی‌های سولفیدی باید شرایط اکسایش سیال تغییر کند که این می‌تواند در اثر واکنش با مواد کاهنده (احیاکننده) در محل نهشت رخ دهد (Large et al., 2004). چنانچه سیال از آغاز و از منبع خود کاهیده باشد، گوگرد باید به شکل H_2S یا HS^- حمل شده باشد که در این صورت انتقال هم‌زمان فلزات کالکوفیل مانند مس، روی و سرب، و گونه‌های کاهیده گوگرد به آسانی امکان‌پذیر نیست و به حضور منبع دیگری از گوگرد احیایی در محل تشکیل کانسنگ نیاز است (Ohmoto and Goldhaber, 1997; Appold and Wenz, 2011; Wilkinson, 2014). تصور می‌شود که در بیشتر ذخایر فلزات پایه در سنگ‌های رسوبی و رسوبی - آتشفشانی، گوگرد به شکل اکسیدی حمل شده است (Wilkinson, 2014) یا کانی‌سازی حاصل از آمیختگی سیال‌های غنی از فلز با شورابه‌های غنی از H_2S است (Anderson, 1975; Cooke et al., 2000; Corbella et al., 2004). با توجه به حضور باریت در کانسار مورد مطالعه، می‌توان گفت که سیال ماهیتی احیایی داشته است. معمولا باریت در سیالات احیایی با محتوای گوگرد پایین حمل شده (Philips and Evans, 2004) و نه‌نشست باریت توسط محتوای سولفات سیال کنترل می‌شود (Hanor, 2001). ته‌نشینی باریت محصول اکسیداسیون سیالات احیایی غنی از باریت و یا اختلاط این سیالات با آب‌های اکسیدی غنی از سولفات (Hanor, 2000; Adams et al., 2000) غیر محلول در شرایط اکسیدی است، از این رو، تشکیل این کانی بیانگر پهنه اختلاط سیالات احیایی باریت‌دار و سیالات اکسیدی سولفات‌دار است.

به همراه سنگ‌های میزبان دچار دگرشکلی شکل‌پذیر - شکننا شده و بالا آمدگی رخ داده است. براین اساس کانه‌زایی در کانسار تخت رستم پیش از کرتاسه بالایی رخ داده و از نظر نوع کانسار بیشترین شباهت را با ذخایر سولفیدی جانشینی در زیر بستر دریا نشان می‌دهد.

با منبع سولفات دریایی است. گوگرد احیایی مورد نیاز برای تشکیل کانی‌های سولفیدی (پیریت، گالن، اسفالریت، کالکوپریت) حاصل کاهش گرمایشیایی سولفات دریایی در دامنه‌ای از دما و همین‌طور مشارکت کانی‌های سولفیدی در سنگ‌های محل است. در کرتاسه بالایی و با شروع رخدادهای فشارشی، کانسنگ

کتابکاری

- احمدی دزکی، ق.، ۱۳۷۸، دگرشکلی‌های چند مرحله‌ای در منطقه شمال گلپایگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی - تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۱۲۳ ص.
- اکبری، ز.، یارمحمدی، ع.، رسا، ا.، ۱۳۹۹، انواع کانسنگ، ساخت و بافت، کانی‌شناسی و چگونگی تشکیل کانسار آهن - سرب آهنگران، جنوب خاور ملایر (کمر بند فلز زایی ملایر - اصفهان). فصلنامه علمی علوم زمین، سال ۲۹، شماره ۱۱۶، ص ۱۶۱-۱۷۲. doi: 10.22071/gsj.2019.112861.1375
- آق‌نابتی، س. ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۵۶ ص.
- شیخ‌الاسلامی، م. ر.، زمانی پدram، م. ح. حسینی، ح.، ۱۳۸۶، نقشه زمین‌شناسی محلات، سری یک صد هزارم، ورقه شماره ۶۰۵۷، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- صبا، ع.، ۱۳۷۸، تحلیل ساختاری توده‌های نفوذی همزمان با دگرشکلی در شمال و رزنه (شمال خاوری گلپایگان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۱۰۱ ص.
- صدیقی، م.، ۱۳۷۸، تحلیل ساختاری سنگ‌های دگرگونه در ناحیه موه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی - تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۹۳ ص.
- فدائی، م. ح.، ۱۳۹۶، زمین‌شناسی، ژئوشیمی و تیپ کانه‌زایی سرب و روی (باریم-قره) در توالی آتشفشانی-سویی کرتاسه تحتانی، شمال باختر گلپایگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۷۸ ص.
- محل، م.، افتخارزاد، ج.، ۱۳۷۱، نقشه و گزارش زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گلپایگان، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران
- محمودی، پ.، راستاد، ا.، رجبی، ع.، مرادپور، م.، ۱۳۹۷، افق‌های کانه‌زایی، ساخت و بافت، دگرسانی و مراحل تشکیل کانه‌زایی روی-سرب (باریت) در کانسار هفت سواران خاوری در کمر بند فلز زایی ملایر-اصفهان، جنوب خمین. فصلنامه علمی علوم زمین، سال ۲۸، شماره ۱۱۰، ص ۳-۱۲. doi: 10.22071/gsj.2017.91866.1192
- موسوی، ا.، ۱۳۹۱، بررسی ساختاری پهنه‌های برشی شکل پذیر ناحیه موه - گلپایگان (پهنه سندج - سیرجان)، رساله دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۲۲۴ ص.

References

- Adams, J.J., Rostron, B.J., and Mendoza, C.A., 2000. Evidence for two fluids mixing at Pine Point, NWT. *Journal of Geochemical Exploration*, 69: 103-108.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Science*, 94:401-419. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechure, H., and Vrielynck, B., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, doi:10.1017/S00167568 1100046X.
- Aghanabati, A., 2004. *Geology of Iran. Publication of the Geological Survey of Iran*, 586 p. (In Persian)
- Ahmadi Dezki, G., 1999. *Multi-stage deformation in the northern Golpaygan region. Master's thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran*, 123 p. (In Persian).
- Akbari, Z., Yarmohammadi, A., and Rassa, I., 2020. Ore types, Structure, Texture, Mineralogy and Genesis of Ahangan Fe-Pb Deposit, South East of Malayer, (Malayer-Esfahan metallogenic belt), *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 29(116), 161-172. doi: 10.22071/gsj.2019.112861.1375. (In Persian).
- Anderson, G. M., 1975. Precipitation of Mississippi Valley-type ores. *Economic Geology*, 70: 937-942. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.5.937>.
- Appold, M. S., and Wenz, Z. J., 2011. Composition of ore fluid inclusions from the Viburnum Trend, Southeast Missouri district, United States: Implications for transport and precipitation mechanisms. *Economic Geology*, 106: 55-78. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.1.55>.
- Bawden, T.M., Einaudi, M.T., Bostick, B.C., Meibom, A., Wooden, J., Norby, J.W., Orobona, M.J.T., and Chamberlain, C.P., 2003. Extreme 34S depletions in ZnS at the Mike gold deposit, Carlin Trend, Nevada: evidence for bacteriogenic supergene sphalerite. *Geology*, 31: 913-916.
- Boveiri, M., and Rastad, E., 2018. Nature and origin of dolomitization associated with sulphide mineralization: new insights from the Tappehsorkh Zn-Pb (-Ag-Ba) deposit, Irankuh Mining District. *Iran. Geological Journal*, 53: 1-21. <https://doi.org/10.1002/gj.2875>.
- Boveiri, M., Rastad, E., and Peter, J.M., 2017. A sub-seafloor hydrothermal syn-sedimentary to early diagenetic origin for the Gushfil Zn-Pb(-Ag-Ba) deposit, south Esfahan, Iran. *Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 194: 61-90. <https://doi.org/10.1127/njma/2016/0041>.
- Boveiri, M., Rastad, E., Mohajjel, M., Nakini, A., and Haghdoost, M., 2015. Structure, texture, mineralogy and genesis of sulphide ore facies in Tappehsorkh detrital-carbonate hosted Zn-Pb(-Ag) deposit, South of Esfahan. *Scientific Quarterly Journal Geosciences*, 25: 221-236.
- Chiba, H., Uchiyama, N., and Teagle, D., 1998. Stable isotope study of anhydrite and sulfide minerals at the TAG hydrothermal mound, Mid-Atlantic Ridge, 26 N. *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*. 158. 10.2973/odp.proc.sr.158.207.1998.
- Cooke, D. R., Bull, S. W., Large, R. R., 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>.
- Corbella, M., Ayora, C., and Cardellach, E., 2004. Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-type deposits. *Mineralium Deposita*, 39: 344-357. <https://doi.org/10.1007/s00126-004-0412-5>.
- Doyle, M. G., and Allen, R. L., 2003. Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*, 23: 183-222. [https://doi.org/10.1016/s0169-1368\(03\)00035-0](https://doi.org/10.1016/s0169-1368(03)00035-0).

- 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>.
- Fadaei, M. J., 2018. Geology, geochemistry, and type of mineralization of Pb-Zn (Ba-Ag) in the Lower Cretaceous volcano-sedimentary sequence, northwest of Golpaygan. Master's thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 283 p. (In Persian).
- Fallick, A.E., Ashton, J.H., Boyce, A.J., Ellam, R.M., and Russell, M.J., 2001. Bacteria were responsible for the magnitude of the world-class hydrothermal base-metal orebody at Navan, Ireland. *Economic Geology*, 96: 883–888. <https://doi.org/10.2113/96.4.885>.
- Foroutan-Nia, R., Maghfouri, S., and Wagner, C., 2023. Geology, geochemistry, fluid inclusion microthermometry and depositional environment of the Early Cretaceous Meymeh sub-seafloor replacement sideritic-ankeritic iron deposit, Malayer-Esfahan Metallogenic Belt, Iran. *Ore and Energy Resource Geology*, 15: 100033. <https://doi.org/10.1016/j.oreoa.2023.100033>.
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., and Galley, A.G., 2005. Volcanogenic Massive Sulphide Deposits. *Economic Geology 100th anniversary*, 523-560.
- Ghasemi, A., Tand albote, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 683-693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>.
- Ghazban, F., McNutt, R.H., and Schwarcz, H.P., 1994. Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Iran Kouh district, Esfaha area, west-Central Iran. *Economic Geology*: 89: 1262–1278. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.6.1262>.
- Gibson, H.L., and Galley, A.G., 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Archean, Noranda district, Québec, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral deposits of Canada—A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5: 533–552.
- Hanor, J.S., 2000. Barite - celestine geochemistry and environments of formation. *Review in Mineral Geochemistry*, 40(1):193-275.
- Hanor, J.S., 2001. Reactive transport involving rock buffered fluids of varying salinity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65:3721-3732.
- Hoefs, J., 2004. *Stable isotope geochemistry*. Springer Verlag, Berlin, 5th edition, 244p.
- Hoefs, J., 2015. In: *Isotope Fractionation Processes of Selected Elements, Stable Isotope Geochemistry*. Springer, 47–190.
- Karimi, S., Tabatabaei Manesh, S. M., Safaei, H., and Sharifi, M., 2012. Metamorphism and Deformation of Golpayegan Metapelitic Rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *Petrology*, 20 (7): 658–675. <http://dx.doi.org/10.1134/S086959111207003X>.
- Karimpour, M.H., and Sadeghi, M., 2018. Dehydration of hot oceanic slab at depth 30–50 km: KEY to formation of Irankuh-Emarat Pb-Zn MVT belt, Central Iran. *J. Geochemical Exploration*. 194: 88–103. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.07.016>.
- Large, R., McGoldrick, P., Bull, S., and Cooke, D., 2004. Proterozoic stratiform sedimenthosted zinc-lead-silver deposits of northern Australia. in: Deb, M, and Goodfellow, W.D., eds., *Sediment-hosted lead-zinc sulfide deposits: Attributes and models of some major deposits in India: Australia and Canada: New Dehli, India, Narosa Publishing House*, 1-23.
- Leach, D. L., Sangster, D. F., and Kelley, K. D., 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective. In: Hedenquist JW, Thompson JFH, Goldfarb RJ, and Richards JP (eds.) *Economic Geology 100th Anniversary Volume, 1905–2005*, 561–607. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Inc.
- Li, Y., and Liu, J., 2006. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 1789-1795. [10.1016/j.gca.2005.12.015](https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.12.015).
- Liu, Y., Song, Y., Fard, M., Zhou, L., Hou, Z., and Kendrick, M.A., 2019. Pyrite Re-Os age constraints on the Irankuh Zn-Pb deposit, Iran, and regional implications. *Ore Geology Reviews*, 104: 148–159. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.002>.
- Liu, Y., Song, Y., Hou, Z., Yang, Z., Zhang, H., and Ma, W., 2015. The Malayer-Esfahan carbonate- hosted Pb-Zn Metallogenic belt in the Zagros collisional orogen of Iran: characteristics and genetic types. *Acta Geologica Sinica*, 89: 1573–1594. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.002>.
- Maanijou, M., Tale Fazel, E., 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 ,1-21. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104339>.
- Machel, H.G., 2001, Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings—Old and new insights. *Sedimentary Geology*, 140: 143–175. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00176-7](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00176-7).
- Mahmoodi, P., Rastad, E., Rajabi, A., and Moradpour, M., 2019. *Mineralization horizons, structure and texture, alteration and mineralization stages in the Zn-Pb (Ba) Eastern Haft-Savaran deposit in Malayer-Esfahan metallogenic belt, south of Khomain. Scientific Quarterly journal of Geosciences, V. 28(110), p. 3-12. (In Persian). doi: 10.22071/gsj.2017.91866.1192.*
- 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>.
- McCall, G.J.H., and Kidd, R.G., 1982. The Makran South-eastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from the Cretaceous to present. In: Leggett, J. k. (Ed.), *Trench- Fore-arc Geology*. Geological Society of London Special Publication 10: 387-397. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.26>.
- Mills, J. V., Gomes, M. L., Kristall, B., Sageman, B. B., Jacobson, A. D., and Hurtgen, M. T., 2017. Massive volcanism, evaporite deposition, and the chemical evolution of the Early Cretaceous Ocean. *Geology*, 45: 475–478, <http://dx.doi.org/10.1130/G38667.1>.
- Mohajjel, M., and Eftekharnjad, J., 1992. *Geological map and report of Golpaygan, scale 1:100,000, Geological Survey of Iran, Tehran. (In Persian).*
- Mohajjel, M., and Fergusson, C. L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, 3: 263-287. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2013.853919>.

- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, eastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 397-412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4).
- 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 Ph.D thesis. University of Heidelberg, Heidelberg, p. 300.
- Moosavi, E., 2012. *Structural analysis of ductile shear zones in the Muteh-Golpaygan area (Sanandaj-Sirjan zone)*. Ph.D. thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran, 224 p. (In Persian).
- Moosavi, E., Mohajjel, M., and Rashidnejad-Omran, N., 2014. Systematic changes in orientation of linear mylonitic fabrics: An example of strain partitioning during transpressional deformation in north Golpaygan, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 94: 55-67. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2014.07.003>.
- Moritz, R., Ghazban, F., and Singer B. S., 2006. Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, Western Iran: A result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen, *Economic Geology*, 101: 1497-1524. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1497>.
- Nejhadhad, M., Taghipour, B., Zarasvandi, A., and Karimzadeh Somarin, A., 2016. Geological, geochemical, and fluid inclusion evidences for the origin of the Ravanj Pb-Ba-Ag deposit, north of Delijan city, Markazi Province, Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*. 24: 1501-1526. <http://dx.doi.org/10.3906/yer-1501-26>.
- Ohmoto, H., and Goldhaber, M., 1997. Sulfur and carbon isotopes. *Geochem. Hydrothermal Ore Deposits*. 3: 517-611.
- Ohmoto, H., and Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. *Geochemistry of hydrothermal gold deposits*. 509-567.
- Peace, W.M., Wallace, M.W., Holdstock, M.P., and Ashton, J.H., 2003. Ore textures within the U lens of the Navan Zn-Pb deposit, Ireland. *Mineralium Deposita* 38: 568-584.
- Philips, G.N., and Evans, R., 2004. Role of CO₂ in the formation of gold deposits. *Nature*, 429: 860-863.
- Rashidnejad-Omran, N., Emami, M. H., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H., and Piqué. A., 2002. Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran méridional), *Comptes Rendus Geoscience.*, 334: 1185-1191.
- Rastad, E., 1982. Geological, mineralogical, and facies investigations on the Lower Cretaceous stratabound Zn-Pb-(Ba-Cu) deposits of the Iran-Kouh Mountain Range, Esfahan, west Central Iran. Ph.D. thesis, University of Heidelberg, 334 p.
- Rajabi, A., Mahmoodi, P., Rastad, E., Niroomand, S., Canet, C., Alfonso, P., Tabbakh Shabani, S. Ali., and Yarmohammadi, A., 2019. Comments on "Dehydration of hot oceanic slab at depth 30-50 km: Key to formation of Irankuh-Emarat Pb-Zn MVT belt, Central Iran" by Karimpour and Sadeghi. *journal of geochemical exploration*. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.106346>.
- Reed, C.P., and Wallace, M.W., 2001. Diagenetic evidence for an epigenetic origin of the Courtbrown Zn-Pb deposit, Ireland. *Mineralium Deposita* 36: 428-441. <https://www.doi.org/10.1007/s001260100176>.
- Ricou, L.E., 1974. I évolution géologique de la région de Neyriz (Zagros Iranien) et I évolution structurale des Zagrides. Thèse dérate, Universited Orsay, France.
- Saba, A., 1999. *Structural analysis of syntectonic intrusions in the north of Varzaneh (northeast of Golpaygan)*. Master's thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran, 101 p. (In Persian).
- Sadiq, M., 1999. *Structural analysis of metamorphic rocks in the Muteh region*. Master's thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran, 130 p. (In Persian).
- Sawlowicz, Z., 1993. Pyrite framboids and their development: a new conceptual mechanism. *Geologische Rundschau*. 82: 148-156. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00563277>.
- Seal, R.R., 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 61: 633-677. <http://dx.doi.org/10.2138/rmg.2006.61.12>.
- Shanks, W.C., Slack, J.F., Till, A.B., Thurston, R., and Gemery-Hill, P., 2014. Sulfur and oxygen isotopic study of Paleozoic sediment-hosted Zn-Pb (-Ag-Au-Ba-F) deposits and associated hydrothermal alteration zones in the Nome Complex, Seward Peninsula, Alaska. *Geological Society of America Special Papers*. 506: 235-258. [http://dx.doi.org/10.1130/2014.2506\(08\)](http://dx.doi.org/10.1130/2014.2506(08)).
- Sheikholeslami, M. R., and Zamani-Pedram, M., Hosseini, H., 2007. *Geological map of Iran sheet 6057-Mahallat, scale 1:100,000, Geological Survey of Iran, Tehran*. (In Persian).
- Sheikholeslami, M.R., Ghassemi, M.R., and Hassanzadeh, J., 2019. Tectonic evolution of the hinterland of the Zagros Orogen revealed from the deformation of the Golpaygan Metamorphic Complex, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 182: 103-129. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2019.103929>.
- Tillman, J. E., Poosti, A., Rossello, S., and Eckert, A., 1981. Structural evolution of Sanandaj-Sirjan Ranges near Esfahan, Iran, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 65, 674-687. Twice, R., Moores, E., 1992. *Structural geology*, Freeman Company, 532 P.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P.R., and Spell, T.L., 2007. Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran style metamorphic core complexes in Sagand region of Central Iran. *Geological Society of America Bulletin* 119: 961-977. <http://dx.doi.org/10.1130/B26102.1>.
- Wilkinson, J. J., 2014- Sediment-hosted zinc-lead mineralization: processes and perspectives. *Treatise on Geochemistry* 2nd edition, 219-249. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01109-8>.
- Yarmohammadi, A., Rastad, E., and 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 Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry* 193: 183-203. <http://dx.doi.org/10.1127/njma/2016/0301>.