



Research Article

Mineralogy, geochemistry, fluid inclusions and Cu mineralization factors in the Ismailabad copper deposit, NE of Saveh, Urmia Dokhtar magmatic arc

Roshanak Dalvand¹, Alireza Almasi^{1*} , Kiamars Hosseini², Mohammad Yazdi²

1-Department of geology, Faculty of Earth Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2-Department of geology of minerals and groundwater resources, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 14 Jan 2025 Accepted: 05 Sep 2025

Extended Abstract

Introduction

The Ismailabad copper deposit is located in the 55 km NE of Saveh, Central Iran. It is situated in the middle-northern part of the Urmia-Dakhtar magmatic arc (UDMA) of Iran. The Cenozoic volcanic units in the middle part of the UDMA around Saveh host several Cu-Au-Ag-Fe deposits, (Heidari et al, 2022), Narbaghi (Fazli et al, 2019), Rangerz (Zamanian et al, 2021), Zarandiyeh (Yousefi and Alipour-asll, 2019) and Koh Peng (Rajabpour et al, 2017, 2018). General studies in the middle part of the UDMA show the importance of mantle metasomatism in the formation of intrusive rocks. Based on U-Pb dating, this magmatic complex crystallized in the upper Eocene (Nouri et al, 2018).

Although there are many signs of old mining, mineral indices and Cu-Au-Ag deposits that are temporally and spatially related to Eocene magmatism in this area, but compared to other areas such as Arasbaran and Kerman belts, it has received less attention from researchers. It has been tried to understand the factors controlling of the copper mineralization based on the field geology, petrology, structure and texture, mineralogy and paragenesis of ore minerals, geochemistry and microthermometry of fluid inclusions. This research can be used to improve the exploration criteria of this type of deposit in the central part of UDMA and other similar places.

Materials and Methods

Different rock units from geological sections were used. Petrographic and mineralogical studies were conducted on 23 thin and thin- polished sections. In order to conduct geochemical studies of ore samples, 15 samples were analyzed by the ICP-OES method in the Iran Minerals Research and Processing Center. Also, to determine the characteristics of the ore-forming fluid, petrographic and microthermometric studies were conducted on two calcite mineral samples in the laboratory of Tarbiat Modares University.

Results and Discussion

The host rock for Cu-mineralization in the area is volcanic and volcano-sedimentary units of Eocene age that affect intrusive masses of granitic, monzonite, and gabbro-diorite. These host rocks have been affected by siliceous-carbonate, propylitic-chloritic, sericitic, and intermediate argillic alteration with different intensities. Mineralization occurs in the form of sulfide-oxide veins.

Citation: Dalvand, R. et al, 2026. Mineralogy, geochemistry, fluid inclusions and Cu mineralization factors in the Ismailabad copper deposit, *Res. Earth. Sci.* 16(4), (47-72) DOI: 10.48308/esrj.2025.106146

* Corresponding author E-mail address: almasi.al@lu.ac.ir



Primary minerals include chalcopyrite, pyrite, tennantite, tetrahedrite, ologist, and magnetite, and secondary minerals include chalcocite, coveolite, azurite, malachite, chrysocolla, goethite, and limonite, which were deposited in the endogenous, secondary enrichment, and oxidant stages. The main textures of ore minerals include vein-veinlet, disseminated, open space filling, brecciated, replacement and coloform. The association of copper sulphide minerals such as chalcopyrite, chalcocite, covellite with pyrite and sulfosalts such as tennantite and tetrahedrite is the characteristics of epithermal deposits (Hedenquist, 2015). Microthermometric studies of fluid inclusion indicate that the homogenization temperature of 140.3 to 330°C, which according to Arribas et al. (1995) characterize fluid flow in the deep levels of hydrothermal systems. The salinity is 11.4 to 17.8 %wt. NaCl and the density is 0.78 to 1.05 g/cm³. The depth-pressure diagram (Fournier, 1999) shows that this process probably occurred at a depth of about 100 to 500 meters below the underground water level and hydrostatic pressure of 130 to 20 bar. In subvolcanic environments, meteoric waters, under the influence of physicochemical processes (temperature > 370 °C and lithostatic pressure), form complexes with sulfide anions (SO₄⁻² and HS⁻) and, to some extent, chloride, and these complexes have played an active role in transporting copper and accompanying elements (Pirajno, 2009). The processes of boiling, mixing and surface dilution of fluids are one of the important factors of the instability of chloride and sulfide complexes that lead to the simultaneous formation of Fe and Cu ore minerals. Sudden decrease of pressure in the fractures of the area is responsible for the formation of sulfide phases in the final stages of mineralization. There is an obvious overlap between the temperature and salinity range of mineralization in the Ismailabad deposit with the manto-type deposits.

Conclusion

The low-sulfidation epithermal Cu mineralization in the area is associated with Oligo-Miocene intrusive bodies and Eocene volcanic rocks, which is controlled by northwest-southeast trending faults. Copper mineralization occurred in the form of vein-veinlet and is associated with hydrothermal alteration including of siliceous-carbonate, argillic, propylitic, and sericitic. The mineralization includes hypogene, supergene and oxidant zones. In the hypogene zone, sulfide phases are mainly pyrite, chalcopyrite, and is associated with ologist, hematite, and magnetite. In the supergene zone, chalcocite and covellite are occurred on the margin of primary sulfides. In the oxidan zone, malachite, azurite, chrysocolla and iron hydroxides have been formed. Cu shows highest correlation to the Ag, S, Sb, As, Ca, and Sc respectively. The instability of sulfide and chloride complexes leads to the simultaneous precipitation of Fe and Cu and the formation of sulfide phases in the last stage of mineralization. It has been significantly affected by the phenomenon of boiling, mixing and dilution of basin evaporation brines. Based on the values obtained from homogeneous temperature and salinity, the mixing of magma waters with meteoric waters and basin evaporation brines have played a role in the formation of ore minerals. Geological, mineralogical, alteration, and fluid inclusion data indicate that the occurrence of manto-type mineralization.

Keywords: Mineralogy, Geochemistry, Microthermometry, Ismailabad, Saveh.

کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و ریزدماسنجی میانبارهای سیال در کانسار مس اسماعیل‌آباد با هدف تعیین عوامل کنترل‌کننده کانی‌زایی مس، شمال خاوری ساوه، کمان ماگمایی ارومیه دختر

روشنک دالوند^۱، علیرضا الماسی^{۱*} , کیامرث حسینی^۲، محمد یزدی^۲

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم زمین، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران.

۲- گروه زمین‌شناسی منابع معدنی و آب‌های زیرزمینی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۱۰/۲۵ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۴/۰۶/۱۴

چکیده گسترده

مقدمه

محدوده مس اسماعیل‌آباد در حد فاصل جاده تهران- ساوه، ۵۵ کیلومتری شهر شمال خاوری ساوه و در بخش میانی- شمالی کمان ماگمایی ارومیه- دختر واقع است. واحدهای آتشفشانی سنوزوئیک در بخش میانی UDMA در اطراف ساوه میزبان چندین کانسار (Heidari et al, 2022) Cu-Au-Ag-Fe، نارباغی (Fazli et al, 2019)، رنگرز (Zamanian et al, 2021)، زرنده (Yousefi and Alipour-asll, 2019) و کوه پنگ (Rajabpour et al, 2017; 2018) هستند. مطالعات کلی در بخش میانی UDMA اهمیت متاسوماتیسم گوشته را در تشکیل سنگ‌های نفوذی نشان می‌دهد. بر اساس سن‌سنجی U-Pb، این کمپلکس ماگمایی در ائوسن بالایی متبلور شده است (Yushin and Romanko, 1981; Nouri et al, 2018). اگرچه نشانه‌های زیادی از معدنکاری قدیمی، اندیس‌های معدنی و کانسارهای Cu-Au-Ag که از نظر زمانی و مکانی با ماگماتیسیم ائوسن مرتبط هستند در این ناحیه وجود دارد، اما در مقایسه با سایر مناطق مانند کمربندهای ارسباران و کرمان، کمتر مورد توجه محققان قرار گرفته است. در این پژوهش تلاش شده است بر اساس شواهد زمین‌شناسی صحرایی و سنگ‌شناسی، ساخت و بافت، کانی‌شناسی و پاراژنز، زمین‌شیمی و میکروترمومتری میانبارهای سیال، عوامل کنترل‌کننده کانی‌سازی مس در کانسار اسماعیل‌آباد درک شود. این تحقیق می‌تواند برای بهبود معیارهای اکتشاف این نوع کانسار در بخش مرکزی UDMA و سایر مکان‌های مشابه مورد استفاده قرار گیرد.

مواد و روش‌ها

نمونه‌برداری از واحدهای مختلف سنگی در امتداد مقاطع زمین‌شناسی صورت گرفت. مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی بر روی ۲۳ مقطع نازک و نازک صیقلی انجام شد. برای انجام مطالعات زمین‌شیمیایی کانسنگ تعداد ۱۵ نمونه به روش ICP-OES در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه قرار گرفت. همچنین به منظور تعیین ویژگی سیال کانسنگ‌ساز مطالعات پتروگرافی و ریزدماسنجی بر روی دو نمونه کانی کلسیت در آزمایشگاه دانشگاه تربیت مدرس انجام گردید.

استناد: دالوند، ر. و همکاران، ۱۴۰۴. کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و ریزدماسنجی میانبارهای سیال در کانسار مس اسماعیل‌آباد، پژوهشهای دانش زمین: ۱۶(۴)، (۲۲-۴۷)، DOI: 10.48308/esrj.2025.106146

نتایج و بحث

سنگ میزبان کانی‌سازی مس در کانسار اسماعیل‌آباد، واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی به سن ائوسن است که تحت‌تأثیر توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی، مونزونیتی و گابرو دیوریتی قرار گرفته است. این واحدهای میزبان تحت‌تأثیر دگرسانی سیلیسی-کربناتی، پروپلیتی-کلریتی، سریسیتی، آرژیلیکی حدواسط با شدت‌های مختلف قرار گرفته است. کانی‌سازی به صورت رگه-رگچه‌ای سولفیدی-اکسیدی است. کانه‌های هیپوژن شامل کالکوپیریت، پیریت، تنانتیت، تتراهدریت، الیزیت و مگنتیت و کانی‌های سوپرژن شامل کالکوسیت، کوولیت، آزوریت، مالاکیت، کریزوکولا، گوتیت و لیمونیت است. بافت اصلی کانی‌ها شامل رگه‌ای-رگچه‌ای، انتشاری، شکافه پرکن، برشی، جانیشینی و کلوفریم است. همراهی کانی‌های سولفیدی مس مانند کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت با پیریت و سولفوسالت‌هایی مانند تنانتیت و تتراهدریت به همراه بافت‌های فوق‌الذکر از ویژگی‌های ذخایر اپی‌ترمال (Hedenquist, 2015) می‌باشد. مطالعات میکروترمومتری میانبارهای سیال نشان‌دهنده دمای همگن‌شدگی ۱۴۰/۳ تا ۳۳۰ درجه سانتی‌گراد است که بر اساس نظر آریباس و همکاران (Arribas et al, 1995)، مشخص‌کننده جریان سیال گرمایی در سطوح عمیق سامانه‌های گرمایی است. مقادیر شوری در نمونه‌های مورد مطالعه ۱۱/۴ تا ۱۷/۸ درصد وزنی NaCl و چگالی ۰/۷۸ تا ۱/۰۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب است. نمودار تعیین ژرفا-فشار (Fournier, 1999) نشان می‌دهد که این فرآیند احتمالاً در ژرفای حدود ۱۰۰ تا ۵۰۰ متر زیر سطح ایستابی و فشار هیدروستاتیکی ۱۳۰ تا ۲۰ بار رخ داده است. در محیط‌های ساب‌ولکانیک، آب‌های جوی تحت‌تأثیر فرآیندهای فیزیکوشیمیایی (دمای ۳۷۰ < درجه سانتی‌گراد و فشار لیتوستاتیک) با آنیون‌های سولفیدی (SO_4^{2-} و HS^-) و تا حدودی کلریدی تشکیل کمپلکس داده و این کمپلکس‌ها نقش فعالی در حمل مس و عناصر همراه داشته است (Pirajno, 2009). فرآیندهای جوشش، آمیختگی و رقیق‌شدگی سطحی سیالات، از عوامل مهم در ناپایداری کمپلکس‌های کلریدی و سولفیدی است. همزمانی ته‌نشست آهن و مس موجود در سیال سبب تشکیل فازهای سولفیدی در مراحل پایانی کانی‌سازی است که در اثر کاهش ناگهانی فشار در شکستگی‌های منطقه ایجاد شده‌اند (Tale Fazel et al, 2011). همپوشانی آشکاری میان محدوده دما و شوری کانی‌سازی در کانسار اسماعیل‌آباد با کانسارهای نوع مانتو وجود دارد.

نتیجه‌گیری

کانی‌سازی مس در کانسار اسماعیل‌آباد در ارتباط با توده‌های نفوذی الیگومیوسن و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن است که توسط گسل‌های با روند شمال غرب-جنوب شرق کنترل می‌شود. کانی‌سازی مس به صورت رگه-رگچه‌ای و همراه با دگرسانی‌های محیط گرمایی، مانند سیلیسی-کربناتی، آرژیلیکی، پروپلیتی و سریسیتی همراه است. رخداد کانی‌سازی به دو صورت هیپوژن و سوپرژن است. در مرحله هیپوژن فازهای سولفیدی عمدتاً پیریت، کالکوپیریت، تنانتیت، تتراهدریت همراه با الیزیت و مگنتیت است. در مرحله سوپرژن کالکوسیت، کوولیت در حاشیه سولفیدهای اولیه تشکیل شده‌اند. در مرحله تأخیری مالاکیت، آزوریت، کریزوکولا، و هیدروکسیدهای آهن تشکیل شده‌اند. عدم کانی‌سازی فلزات گران‌بها می‌تواند گویای فرآیندهای فرسایشی قوی در بخش‌های بالایی کانی‌سازی و یا محتوای کم فلز در سیالات منشأ باشد. مس بیشترین همبستگی را به ترتیب با عناصر Ca, As, Sb, S, Ag و Sc دارد. ناپایداری کمپلکس‌های سولفیدی و کلریدی که منجر به نهشته شدن همزمان آهن و مس و تولید فازهای اکسیدی و فازهای اولیه و ثانویه سولفیدی در مرحله کانی‌سازی سوپرژن می‌انجامد، به طور قابل توجهی تحت‌تأثیر پدیده جوشش اختلاط و رقیق‌شدگی سیالات و شورآبه‌های تبخیری قرار گرفته است. مقادیر دمای همگن‌شدگی در برابر شوری، بیانگر اختلاط آب‌های ماگمایی با آب‌های جوی در تشکیل کانسار است. مطالعات صحرائی، کانی‌شناسی، دگرسانی و میانبارهای سیال، بیانگر کانی‌سازی از نوع مانتو است.

واژگان کلیدی: کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، ریزدماسنجی، اسماعیل‌آباد، ساوه.

مقدمه

چندین ذخایر پورفیری و اپی‌ترمال مس طلا در کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) ایران شناسایی شده است (Ayati et al, 2013; Aghazadeh et al, 2015). ناحیه ساوه- رزن، با طول بیش از ۱۸۰ و عرض متوسط ۳۰ کیلومتر، به صورت دو نوار ماگمایی شمالی و جنوبی با روند نزدیک به شرقی- غربی تا شمال غرب- جنوب شرق در بخش میانی- شمالی کمان ماگمایی ارومیه- دختر واقع است (شکل ۱ و ۲). در کمان ماگمایی ارومیه- دختر ذخایر پورفیری در آن از توزیع یکنواختی برخوردار نیست و از بخش جنوبی آن به سمت بخش مرکزی و شمالی، تراکم ذخایر پورفیری کاسته و بر تراکم ذخایر گرمایی افزوده می‌شود. در ناحیه ساوه- رزن ذخایر پورفیری گزارش نشده است (شکل ۱). عدم وجود ذخایر پورفیری و وجود ذخایر اپی‌ترمال، سبب بررسی عوامل کنترل‌کننده کانی‌زایی در مقیاس ناحیه‌ای، با توجه به داده‌های سیستماتیک و مقایسه آن با یافته‌های پیشین مرتبط با محدوده معدنی مس در این ناحیه، توسط پژوهشگران مختلف شده است (Fazli, 2015; Rajabpour et al, 2017; Firoozbakht et al, 2018; Dolatshahi et al, 2019). بیشتر مطالعات پژوهشی صورت گرفته (Fazli, 2015; Yousefi and Alipour-asll, 2019) بر روی ذخایر این ناحیه بصورت مجزا و موردی حاکی از عدم اتفاق نظر در معرفی تیپ‌های کانساری این ذخایر از جمله اپی‌ترمال (سولفیداسیون حدواسط، بالا و پائین) و مانند است (Fazli, 2015; Firoozbakht et al, 2018; Dolatshahi et al, 2019). در این پژوهش تلاش شده است بر اساس شواهد زمین‌شناسی صحرائی و سنگ‌شناسی، ساخت و بافت، کانی‌شناسی و پاراژنز، زمین‌شیمی و میکروترمومتری میانبارهای سیال، عوامل کنترل‌کننده کانی‌زایی و الگوی پیدایش و تیپ کانی‌سازی مس در کانسار اسماعیل‌آباد در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر مورد بحث قرار می‌گیرد. این پژوهش می‌تواند جهت بهبود معیارهای اکتشافی این تیپ کانسار در بخش مرکزی UDMA و دیگر نقاط مشابه مورد استفاده قرار گیرد.

منطقه‌ی مورد مطالعه**زمین‌شناسی ناحیه‌ای**

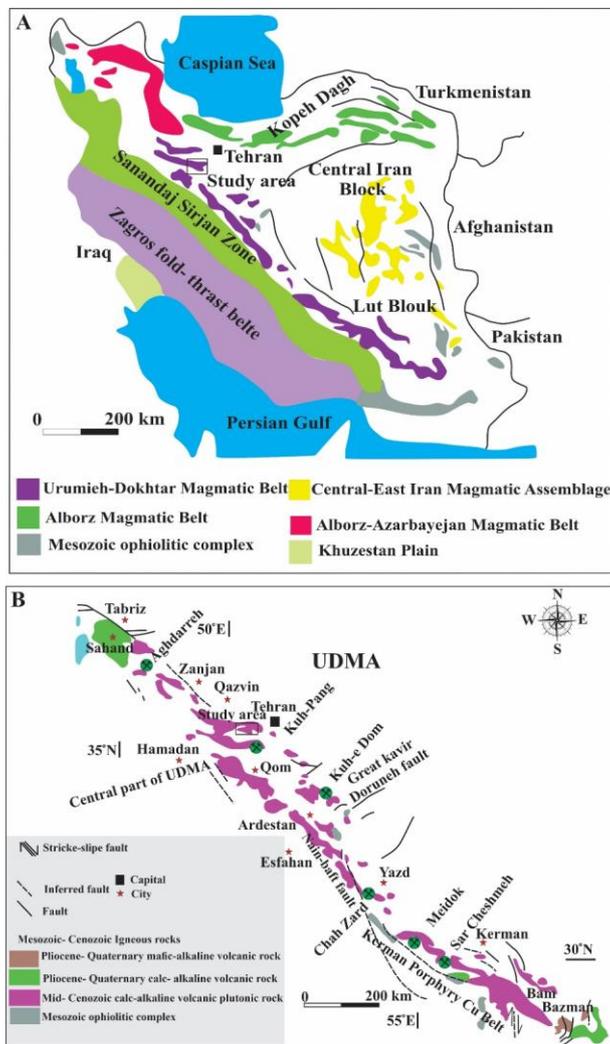
بیشتر پتانسیل معدنی اقتصادی در ایران در پاسخ به رویدادهای تغییر شکل پیچیده و انقباضی مربوط به

فرورانش و بسته شدن نهایی اقیانوس نئوتتیس در اواخر مزوزوئیک و سنوزوئیک شکل گرفته است (Richards and Sholeh, 2016) کمان ماگمایی ارومیه دختر به موازات زون ساختاری زاگرس به طول بیش از ۱۷۰۰ کیلومتر امتداد دارد (Arvin et al, 2007) این گسل که بین پهنه‌های ایران مرکزی و سنندج- سیرجان قرار دارد، در بالای یک صفحه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی و پس از برخورد صفحات اوراسیا و عربستان تشکیل شده است. فعالیت گسترده سنگ‌های ماگمایی (نفوذی و آتشفشانی) ائوسن تا کواترنر از UDMA گزارش شده است (Alavi, 1994; Regard et al, 2004). بازسازی تکتونیکی ناحیه‌ای برای UDMA ایران در اواخر مزوزوئیک- ترشیاری نشان می‌دهد که کمان‌های ماگمایی مسئول کانی‌سازی اپی‌ترمال هستند (Alavi, 1994; Richards and Sholeh, 2016). به طور کلی اغلب واحدهای رخنمون یافته در این ناحیه متعلق به فاز ماگمایی سنوزوئیک است که به لحاظ ترکیب و بازه زمانی و روند گسترش اشاره به شرایط نسبتاً مشابهی با ایران مرکزی و حد فاصل دو پهنه سنندج- سیرجان و البرز دارد (شکل ۲) (Hesami et al, 2003). مجموعه پی‌سنگی، قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در این نواحی است و با واحدهای رسوبی پالئوزوئیک همبری ناپیوسته با مرز گسله دارند (شکل ۲). سن این واحدها با توجه به تعیین سن واحدهای دگرگونی و توده‌های گرانیته نفوذی نئوپروتروزوئیک بیان شده است (Hassanzadeh et al, 2011; Azizi et al, 2008). برخلاف پراکندگی واحدهای پی‌سنگی، فازهای دگرگونی و ماگمایی مزوزوئیک در این نواحی، از گسترش یکنواختی در بخش جنوب باختری پهنه سنندج- سیرجان برخوردار می‌باشند (شکل ۲). فعالیت ماگمایی مزوزوئیک بیشتر شامل گدازه‌های آندزیتی است که همزمان با واحدهای رسوبی مانند کربنات، شیل و ماسه سنگ تشکیل شده‌اند و با روند شمال باختر- جنوب خاور در پهنه‌های البرز و سنندج- سیرجان، بیشترین و در بخش میانی (ایران مرکزی) کمترین برونزد و رخنمون را از خود نشان می‌دهند (شکل ۲). این در حالی است که توالی سنوزوئیک در بخش مرکزی این نواحی (تاکستان- زنجان، تفرش- کاشان و ناحیه مورد مطالعه) بیشترین برونزد را دارند و عمدتاً با فعالیت آذرین و رسوبی همراه می‌باشند (شکل ۲). این واحدها در بخش

رخنمون اغلب گدازه‌ها، ایگنمبریت‌ها و آذرآواری‌های یاد شده به صورت کشیده در امتداد برخی ساختارهای اصلی اشاره به نقش کنترل‌کننده‌های ساختاری (تبدیل گسل‌های نرمال و کششی پس از خروج ماگمای کمان ائوسن به گسل‌های امتدادلغز راستگرد در الیگومیوسن) در خروج فوران ماگمای ائوسن در این نواحی دارد (Heidari et al, 2022) (شکل ۳). بنابراین تکوین زمین‌ساختی این نواحی متناسب با کشش، پهنه برشی و نهایتاً راندگی منجر به تغییر روندهای ساختاری غالب آن به ویژه در ناحیه رزن-ساره در بازه زمانی ائوسن تا عهد حاضر شده است (شکل ۲).

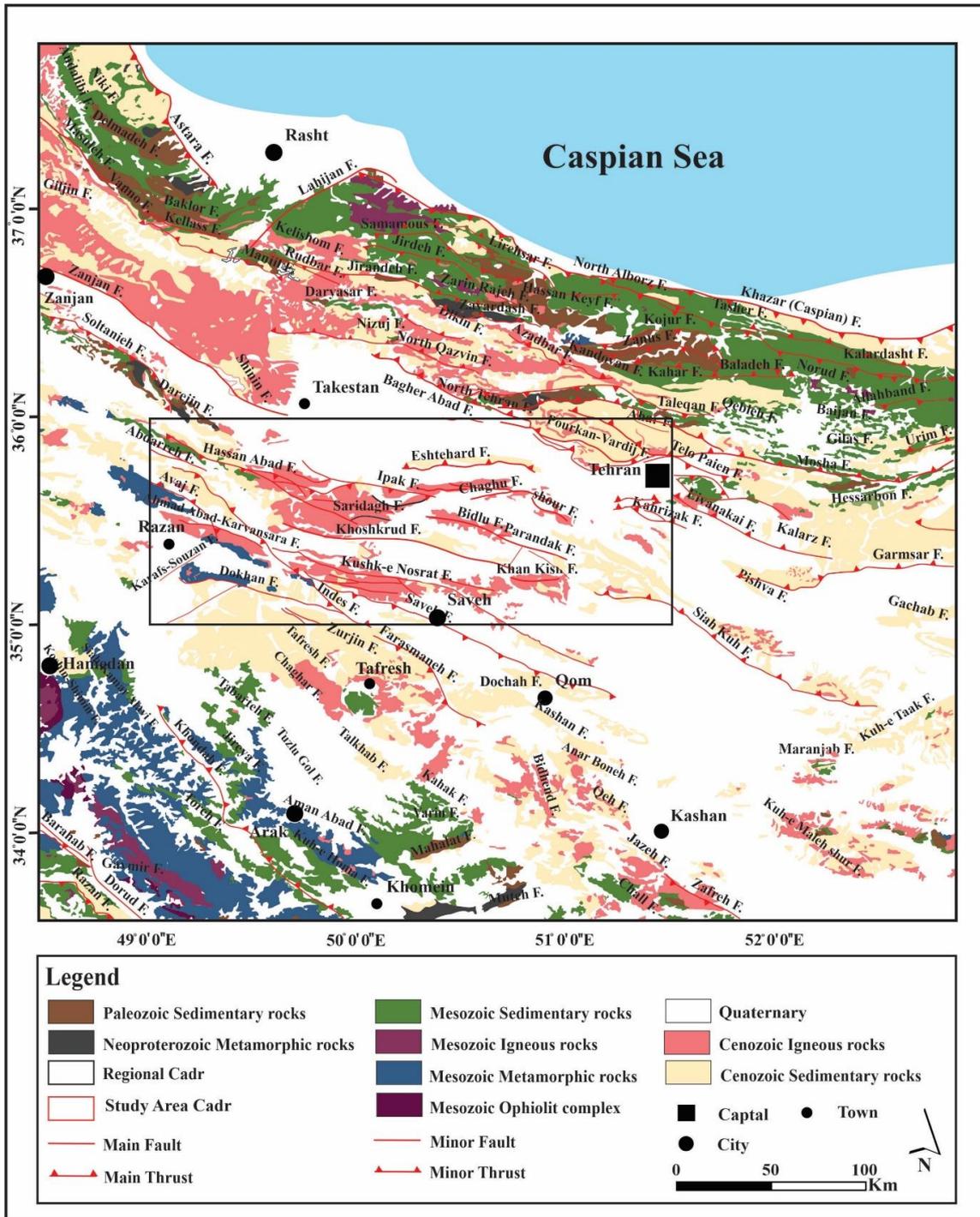
شمالی، بیشتر شامل توف، توف برشی، گدازه آندزیتی، آگلومرا و ایگنمبریت، در بخش مرکزی توف، گدازه، آگلومرا، آندزیت و داسیت و در بخش جنوبی توف، آندزیت، ریولیت و داسیت می‌باشد. از این رو، محیط تشکیل واحدهای آتشفشانی، آذرآواری و آتشفشانی-رسوبی ائوسن در این نواحی، به لحاظ زمین‌شناسی و چینه‌شناسی شباهت بسیاری با حوضه‌های فرازمین و فروزمین نشان می‌دهند (Caillat et al, 1978).

بررسی برخی از خطواره‌ها و ساختارهای اصلی این نواحی، بیانگر قرابت مکانی آن‌ها با ماگماتیسم (آتشفشانی و نفوذی) و تحرک شدید فعالیت‌های زمین‌ساختی-ماگمایی در آن است (Heidari et al, 2022) (شکل ۲) به گونه‌ای که



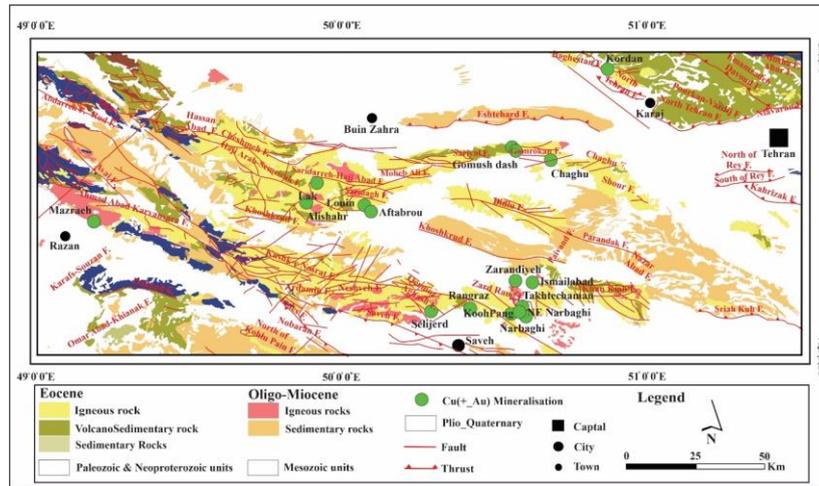
شکل ۱: A: پهنه ساختاری ایران و موقعیت کانسار مس اسماعیل‌آباد در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر (Alavi, 1991). B: نقشه زمین‌شناسی کمربند ماگمایی ارومیه دختر (با اقتباس و تغییرات Haghypour and Aghanabati, 1989).

Fig. 1: A: Structural zone of Iran and location of Esmacilabad copper deposit in the middle part of the Urmia-Dokhtar magmatic arc (Alavi, 1991), B: Geological map of the Urmia-Dokhtar magmatic belt (adapted and modified by Haghypour and Aghanabati, 1989).



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی ناحیه ساوه-رزن، که در آن پراکندگی واحدهای آذرین، دگرگونی و رسوبی در ناحیه مورد مطالعه نشان داده شده است (Heidari et al, 2022).

Fig. 2: Geological map of the Saveh-Razen region, showing the distribution of igneous, metamorphic, and sedimentary units in the study area (Heidari et al, 2022).



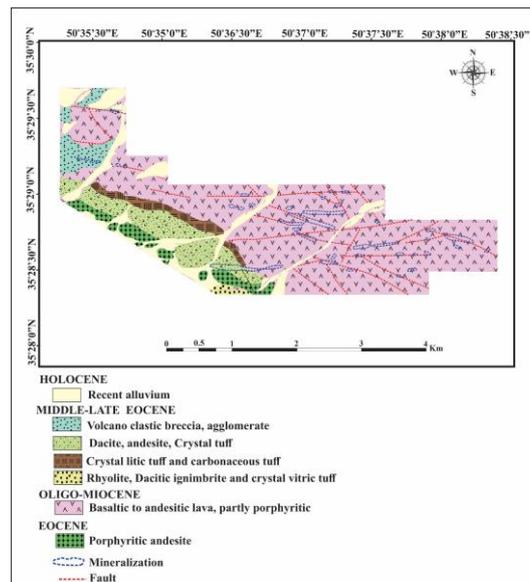
شکل ۳: موقعیت منطقه مطالعاتی در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (Heidari et al, 2022).

Fig. 3: Location of the study area in the middle part of the Urmia-Dukhtar magmatic belt (Heidari et al, 2022).

زمین‌شناسی منطقه

محدوده مورد مطالعه در حد فاصل جاده قدیم تهران- ساوه و بین مختصات جغرافیایی $50^{\circ}35'16''$ و $35^{\circ}27'47''$ تا 50° $39'26''$ و $35^{\circ}29'41''$ و در ۵۵ کیلومتری شمال خاوری ساوه و ۳۸ کیلومتری شمال خاوری معدن نارباغی قرار گرفته است (شکل ۳ و ۴). واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مربوط به زمان سنوزوئیک است. سنگ‌های قدیمی‌تر از سنوزوئیک در منطقه برونزد ندارند و شامل تناوب واحدهای آتشفشانی به سن ائوسن مشتمل بر آندزیت بازالتی، مگاندزیت پورفیری، ایگنمبریت، ریولیت و ریوداسیت، توف و تراکی آندزیت است که ارتفاعات منطقه

را تشکیل می‌دهند. نهشته‌های مارنی گچ‌دار با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ و کنگلومرایی میوسن- پلیستوسن به وسیله سنگ‌های آواری جوانتر پوشیده شده‌اند. جوانترین واحدهای منطقه شامل رسوبات نئوژن و کواترنری‌اند که کوه‌های کم ارتفاع و تپه‌ماهوری و نواحی مسطح دشت زاویه بوجود آورده است. این منطقه از نظر زمین‌شناسی ساختمانی شامل چین‌های تاقدیس کوشک نصرت، تاقدیس توکل‌آباد، ناودیس پیک و تاقدیس پرندک می‌شود که عمدتاً امتداد محور آن‌ها شرقی- غربی است. گسلی تراسی با امتداد تقریبی شرقی- غربی در نیمه جنوبی محدوده دیده می‌شود.



شکل ۴: نقشه زمین‌شناسی کانسار مس اسماعیل‌آباد. سن واحدهای سنگی برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زاویه (Geological survey of Iran, 1989).

Fig. 4: Geological map of the Ismailabad copper deposit. Age of rock units taken from a 1:100,000 zaviyeh map (Geological survey of Iran, 1989).

مواد و روش‌ها

نمونه‌برداری از واحدهای مختلف سنگی در امتداد مقاطع زمین‌شناسی به نحوی صورت گرفت که کلیه واحدهای سنگی میزبان کانسنگ را پوشش دهد. مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی با استفاده از روش‌های میکروسکوپی نور انکساری و انعکاسی بر روی ۲۳ مقطع نازک و نازک صیقلی انجام شد. به منظور انجام مطالعات زمین‌شیمیایی کانسنگ تعداد ۱۵ نمونه به روش ICP-OES در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه قرار گرفت. همچنین به منظور تعیین ویژگی سیال کانسنگ‌ساز مطالعات پتروگرافی و میکروترمومتری بر روی دو نمونه کانی کلسیت توسط دستگاه Linkam THMCG 600 در آزمایشگاه میکروترمومتری دانشگاه تربیت مدرس انجام گرفت. این دستگاه قادر به اندازه‌گیری محدوده دمایی 196°C تا $+600$ می‌باشد. بهنجارسازی دستگاه با استفاده از $\text{C}_4\text{H}_3\text{CH}_3$ در دمای -95 درجه سانتی‌گراد و KNO_3 در دمای 335 درجه سانتی‌گراد صورت گرفت.

پتروگرافی و کانی‌شناسی

واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه شامل تناوبی از سنگ‌های فلسیک، حدواسط و آذرآواری هستند. این واحدها به سن ائوسن و بعد از ائوسن، مشتمل بر آندزیت بازالت و آندزیت پورفیری، تراکی آندزیت، مگادیوریت پورفیری، ایگنمبریت ریوداسیتی و ریولیتی، گدازه‌های لاتیتی، توف‌های ریولیتی، توف‌های آندزیتی، واحدهای آذرآواری و میان‌لایه‌هایی از آهک‌های ماسه‌ای است که ارتفاعات منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۵ تا A I).

واحدهای حدواسط

سنگ‌های آندزیتی با ضخامت زیاد (شکل ۵ تا A D) در برگیرنده تناوبی از برش‌های آتشفشانی، گدازه‌های بازیک، میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های رسوبی-تخریبی و توف‌های ریزدانه است. در بخش‌های از این واحدها، گدازه‌های آندزیتی با درشت بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود (مگاآندزیت پورفیری) (شکل ۵ E). گدازه‌های حدواسط همراه با میان‌لایه‌های از توف‌های آندزیتی تشکیل شده است. افق‌های توفی در این واحد به رنگ زرد مایل سبز دارند. از نظر دانه‌بندی، توف‌ها در حد خاکستر توف و لاپیلی توف می‌باشند. این گدازه‌ها به صورت متراکم با بافت

جریانی و حفره‌های بادامکی تظاهر دارند و در بعضی از مناطق توسط گدازه‌های لاتیتی پوشیده شده است. از جمله بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها بافت میکرولیتی پورفیری^۱، بافت افیتیک^۲، بافت پوئی‌کیلیتیک^۳، بافت اینترگرانولار^۴ و بافت سری‌ایت^۵ است. در بیشتر نمونه‌ها بافت‌های پورفیری تا میکرولیتی پورفیری رایج است. بافت سری‌ایت از جمله دیگر بافت‌های معمول در این سنگ‌هاست که در آن فازهای میکرولیتی در کنار فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌ها یک تغییر تدریجی در اندازه کانی‌ها را به نمایش می‌گذارند (شکل ۶ A تا D). در سنگ‌های آندزیتی و تراکی-آندزیتی کانی‌شناسی غالب شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلینوپیروکسن به همراه حجم کمتری بیوتیت و آلکالی فلدسپار است. پلاژیوکلاز فاز اصلی و غالب در تمامی نمونه‌ها است. این کانی در ابعاد مختلف میکرولیتی، میکروفنوکریستی، فنوکریستی و در اندازه‌های کمتر از ۱ تا بیش از ۵ میلی‌متر دیده می‌شود. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در زمینه برخی نمونه‌ها فراوانی زیادی داشته و گاهی جهت‌گیری نامنظم و در مواردی منظم را به نمایش می‌گذارد. پلاژیوکلازها اغلب ماکل پلی‌سنتتیک و یا کارلسباد دارند. حضور زونینگ در برخی از بلورها نیز به چشم می‌خورد (شکل ۶ A). بلورهای پلاژیوکلاز مورفولوژی نسبتاً خودشکل دارند ولی در اکثر موارد نیمه خود شکل هستند. در برخی حالات نیز حاشیه بلور کاملاً نامنظم و خورده شده یا هضم شده و بی‌شکل است. در معدودی از نمونه‌های برداشت شده نیز دگرسانی سرسیتی رخ داده است و اختصاصات بافتی اولیه سنگ تحت‌تأثیر قرار گرفته است (شکل ۶ B تا D). شواهد عدم تعادل فیزیکی و شیمیایی از جمله ویژگی‌های مهمی است که در تعداد زیادی از فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شود. این شواهد شامل حاشیه‌های انحلالی یا هضم‌شدگی و خورده‌شدگی حاشیه بلورها و همچنین بافت غربالی در آنها است (شکل ۶ A). مطالعه پلاژیوکلازها از این دیدگاه و همچنین بررسی تغییرات شیمیایی آن‌ها موضوع تحقیقات زیادی در گذشته بوده است (Waters and Lange, 2015; Nielsen et al, 2020). آثار تعادل فیزیکی-شیمیایی بلورهای پلاژیوکلاز می‌تواند بیانگر تحولات فیزیکوشیمیایی سیستم ماگمایی طی مراحل مختلف بالا آمدن مذاب، ذخیره شدن آن و پرشدن

(شکل ۶ B). در مواردی نیز بافت اینترسرتال دیده می‌شود که در واقع پرشدگی فضای بین تیغه‌های نامنظم پلاژیوکلاز توسط بخش غیرمتبلور و بلور کانی‌های فرومنیزین است. بیوتیت نیز از جمله کانی‌های فرومنیزین است که با فراوانی کمتر نسبت به کلینوپیروکسن و آمفیبول در تعدادی از نمونه‌های آندزیتی دیده می‌شود (شکل ۶ A). بلورهای بیوتیت نیز کم و بیش دچار دگرسانی شده‌اند و سوختگی حاشیه آن‌ها و مرزهای نامنظم نشان‌دهنده فرآیندهایی است که پس از تبلور بر روی آن‌ها صورت گرفته است.

واحدهای فلسیک

این واحدها شامل ریولیت، توف‌های ریولیتی، داسیت و ریوداسیت است. واحدهای داسیتی دربرگیرنده تناوبی از توف و ایگنیمبریت اسیدی - حدواسط با میان لایه‌هایی از گدازه‌های حدواسط و افق‌های تخریبی است (شکل ۵ E تا H). در افق‌های ایگنیمبریتی آثار بافت جریان‌ی به خوبی مشهود است. کانی‌های تشکیل‌دهنده این واحدها، بلورهای فلدسپات، کوارتز و ندرتاً کانی‌های مافیک با ابعاد چند ده‌میلی‌متر تا ۲ میلی‌متر است. زمینه سنگ‌ها در بیشتر موارد از کانی‌های کوارتز و فلدسپات تشکیل شده است. بافت زمینه میکروکریستالین تا کریپتوکریستالین می‌باشد. این کانی‌ها در بیشتر موارد با شدت‌های مختلف تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته و به سربسیب تبدیل شده است (شکل ۶ E تا L).

ماسه‌سنگ و کنگلومرای قرمز

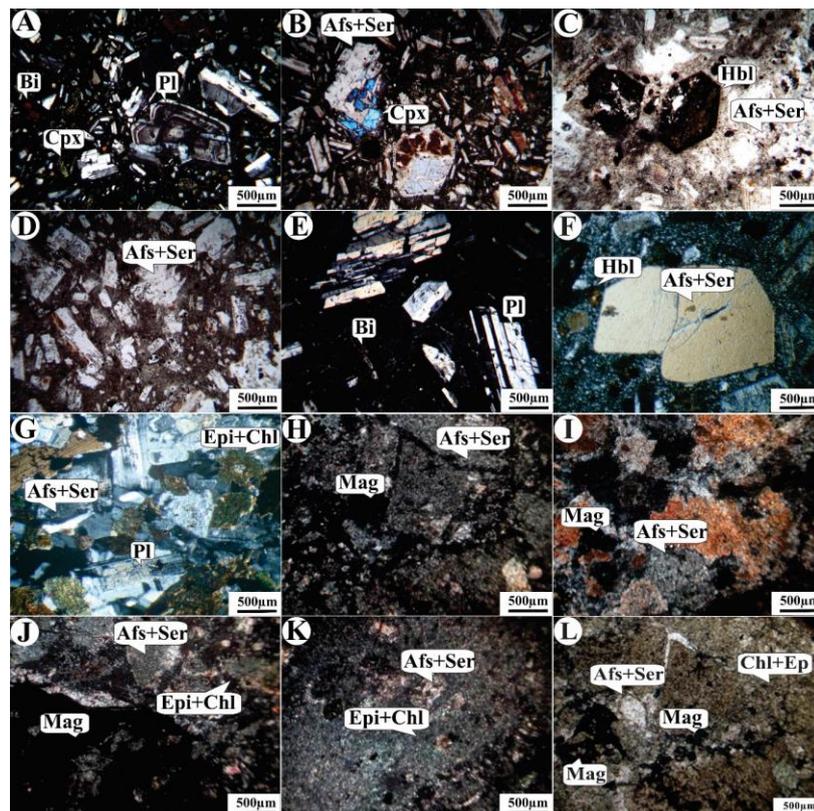
در بخش میانی واحدهای آذرین، افق‌های تخریبی دربرگیرنده مجموعه‌ای از ماسه‌سنگ و کنگلومرا با میان‌لایه‌هایی از مارن به رنگ قرمز - قهوه‌ای و سبز تیره تظاهر دارند. تمام قطعات سازنده کنگلومرا از نوع آتشفشانی هستند. کانی‌زایی مس در این واحدها قابل مشاهده است (شکل ۵ D و I).

مجدد اتاق ماگمایی باشد (Viccaro et al, 2012). بعلاوه، این تغییرات فیزیکی - شیمیایی می‌تواند ناشی از نوسانات دما و فشار آب و مذاب (Housh and Luhr, 1991)، کاهش فشار (Humphreys et al, 2006; Viccaro et al, 2010) و یا تغییرات ترکیب شیمیایی مذاب در اثر اختلاط و امتزاج ماگمایی باشد (Ginibre and Wörner, 2007; Renjith, 2014). شواهد عدم تعادل به صورت حاشیه سوخته یا آپاسیتی در اکثر بلورهای آمفیبول دیده می‌شود که از ویژگی‌های معمول این کانی در سنگ‌های آتشفشانی است (شکل ۶ B و C). آپاسیتی شدن آمفیبول نتیجه ناپایداری و تجزیه شدن این کانی در هنگام فوران و یا پیش از فوران است که در اثر برخی عوامل همچون افزایش دما بر اثر ورود پالس جدیدی از مذاب داغ‌تر به درون مخزن ماگما، خروج گاز درون مذاب (کاهش فشار سیال) بر اثر افت فشار و یا اکسیداسیون مذاب رخ می‌دهد (Buckley et al, 2006; Plechov et al, 2008). در برخی بلورهای آمفیبول ادخال‌های پلاژیوکلاز نیز یافت می‌شود که ممکن است دلیلی بر تبلور تأخیری آمفیبول نسبت به پلاژیوکلاز باشد (شکل ۶ C). علاوه بر آمفیبول، کلینوپیروکسن نیز یکی از فازهای رایج فرومنیزین در اکثر نمونه‌هاست (شکل ۶ B). بلورهای کلینوپیروکسن نیز اغلب سالم بوده ولی در مواردی دارای حاشیه سوخته و مرزهای نامنظم هستند. کلینوپیروکسن‌ها در اندازه‌های میکرولیتی (بلورهای کوچکتر از ۰/۳ میلی‌متر) تا میکروفونوکریستی و فنوکریستی (اندازه ۰/۳ تا نزدیک به ۳ میلی‌متر) یافت می‌شوند. مورفولوژی یوهدرال تا ساب‌هدرال در بسیاری از بلورهای کلینوپیروکسن دیده می‌شود. حضور کانی‌های فرومنیزین از جمله کلینوپیروکسن در فضای نامنظم لابلای بلورهای پلاژیوکلاز تشکیل‌دهنده بافت اینترگرانولار است



شکل ۵: رخنمون واحدهای سنگی ائوسن. A تا D: واحدهای بازالتی و آندزیتی پورفیری، E: مگادیوریت‌های پورفیری دارای کانی‌زایی مس، F تا H: واحدهای ریولیتی، ریوداسیتی و توف‌های ریولیتی، D و I: توالی آتشفشانی- رسوبی دارای کانی‌زایی اکسیدی مس (مالاکیت و کریوکولا).

Fig. 5: Outcrop of Eocene rock units. A to D: basaltic and andesitic porphyry units, E: porphyry megadiorites with copper mineralization, F to H: rhyolitic, rhyodacite and rhyolitic tuff units, D and I: volcanic-sedimentary sequence with copper oxide mineralization (malachite and chrysocolla).



شکل ۶: تصاویر میکروسکوپی از واحدهای میزبان کانسار، A و B: واحدهای آندزیتی (XPL-10X)، C و D: مگادیوریت‌های پورفیری (XPL-10X)، E-G: ریولیت و ریوداسیت‌های پورفیری (XPL-10X)، H-L: توف (XPL-10X). نشانه‌ها: آلکالی فلدسپار (Afs)، بیوتیت (Bi)، کالینوپروکسین (Cpx)، اپیدوت (Epi)، هورنبلند (Hbl)، مگنتیت (Mag)، پلاژیورکلاز (Pl)، کوارتز (Qz)، سریسیت (Ser) (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 6: Microscopic images of the host units of the deposit, A and B: andesite units (XPL-10X), C and D: porphyry megadiorites (XPL-10X), E-G: rhyolite and porphyry rhyodacites (XPL-10X), H-L: tuff (XPL-10X). Abbreviations after Whitney and Evans (2010): alkali feldspar (Afs), biotite (Bi), chalcopyrite (Cpx), epidote (Epi), hornblende (Hbl), magnetite (Mag), plagioclase (Pl), quartz (Qz), sericite (Ser).

دگرسانی

توزیع و تفکیک دگرسانی، براساس مجموعه کانی‌ها منجر به شناسایی دگرسانی‌های گرمایی همچون آرژیلیک متوسط (مونتموریلونیت، کائولینیت و ایلیت) (شکل ۱۰)، سریسیتی (فیلیک)، (شکل ۵ A تا H، شکل ۶ A تا G) پروپیلیتیک ناشی از تبدیل آمفیبول به اپیدوت، کلریت (شکل ۶ G)، سیلیسی-کربناتی (شکل ۵ F)، دگرسانی سدیک (آلبیتی شدن) (شکل ۸ A) و اکسیدهای آهن حاصل از هوازدگی مگنتیت و الیژیست در ناحیه مورد مطالعه شده است (شکل ۵ D و I، و شکل ۷ H). روند توزیع آن‌ها از گسترش یکنواختی برخوردار نمی‌باشد به طوری که با فاصله گرفتن از روندهای ساختاری، از میزان دگرسانی به طور چشمگیری کاسته می‌شود. در این بین، دگرسانی پروپیلیتیک از گسترش کمی در واحدهای آذرآواری و گدازه‌های تراکی‌اندزیتی و آندزیت بازالتی برخوردار است. بافت اولیه سنگ در این دگرسانی، معمولاً محفوظ مانده ولی کانی‌های تیره به طور بخشی تا کامل به کلریت، کلسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند که به نقش محلول‌های گرمایی یا ماگمایی (با درجه حرارت حدود ۳۵۰-۲۰۰ °C) غنی از آهن و منیزیم، کلسیم و بی‌کربنات، اشاره دارد (Pirajno, 2009). دگرسانی‌های آرژیلیک از بارزترین دگرسانی گرمایی در این کانسار است که گسترش آن نسبت به سایر دگرسانی‌ها بیشتر است. درشت‌بلورهای پلاژیورکلاز و آلکالی‌فلدسپارها، هورنبلند و بیوتیت به سریسیت و کوارتز دگرسان شده است. سریسیتی شدن در حجم کم تا متوسط به صورت جایگزینی فلدسپار پتاسیم با سریسیت در امتداد سطوح رخ و با تبلور اولیه یک هسته آنورتیتی در پلاژیورکلاز سازگار است که در هنگام سرد شدن ناپایدار شده و در نهایت به سریسیت و کربنات به صورت گرمایی دگرسان می‌شوند (Wall et al, 1987). تشخیص این دگرسانی بر اساس نوع کانی‌های رسی، و بررسی‌های صحرایی از دگرسانی فیلیک با توجه به همپوشانی آن‌ها با همدیگر بسیار دشوار است زیرا به طور معمول، این دگرسانی در کانسارهای اپی‌ترمال مرتبط با توده به سمت داخل یا ژرفا به دگرسانی فیلیک و به سمت جوانب به دگرسانی پروپیلیتیک ختم می‌گردد (Pirajno, 2009). دگرسانی پروپیلیتیک در واحدهای توفی، ریولیتیک توف و مگادیوریت‌های پورفیری به صورت جایگزینی کلریت

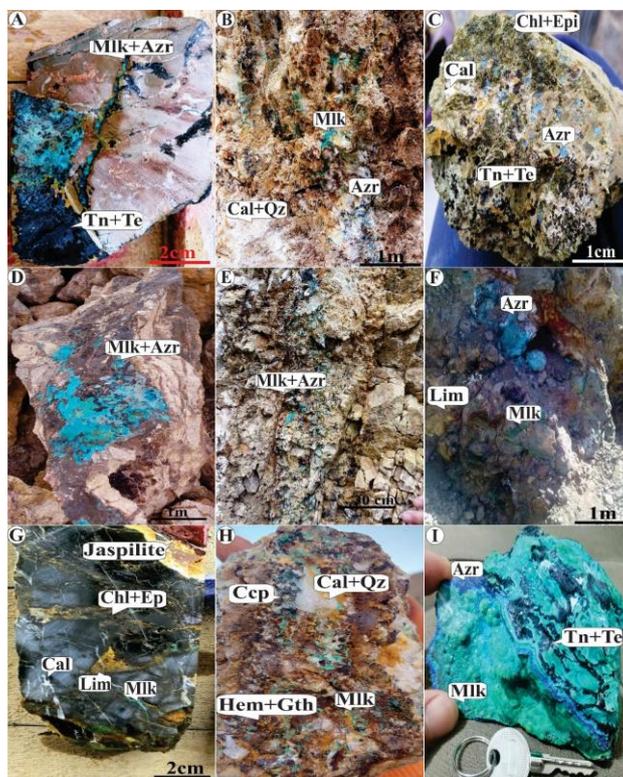
و اپیدوت تحت تأثیر فرآیندهای گرمایی و هوازدگی در کانی پلاژیورکلاز، آلکالی‌فلدسپارها و کانی‌های مافیک دیده می‌شود. دگرسانی سیلیسی-کربناتی در توف‌ها، ریولیتیک توف‌ها و واحدهای آندزیتی به صورت رگه-رگچه‌های سیلیسی-کربناتی با سبترای میلی‌متری تا چند ده سانتی‌متری با بافت برشی، کلوفرم، شکافه پرکن و همچنین افشان در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل ۷ B، C و H). کانی‌سازی در ارتباط با این رگه-رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی-اکسیدی است. وجود برش‌های گرمایی (André-Mayer et al, 2002) و بافت‌هایی مانند نواری کوارتزی، کلوفرم و قشری (Simmons et al, 2005) نشان‌دهنده رخداد پدیده جوشش در منطقه است. تحت تأثیر سیالات گرمایی و ماگمایی، بخارات اسیدی حاصل از جوشش و آب‌های جوی، بصورت دگرسانی آرژیلیک گسترده رخمون‌های کانسار را در بر گرفته است و کانی‌های کوارتز، کلسیت، کائولینیت، مونتموریلونیت، و گوتیت از محصولات این دگرسانی در واحدهای آندزیتی، ریولیتی-ریوداسیتی و توف‌ها هستند (شکل ۷ A تا F). با توجه به عدم حضور آلونیت، دگرسانی آرژیلیکی احتمالاً از نوع متوسط است (شکل ۷ A تا F). هوازدگی و واکنش‌های اکسیداسیون در بخش‌های سطحی، رخداد گسترده‌ای از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن مانند لیمونیت، گوتیت و هماتیت را به دنبال داشته است.

کانی‌زایی

کانی‌سازی مس بصورت رگه‌ای-رگچه‌ای، پراکنده هم‌راستا با گسل تراستی منطقه با امتداد شرقی-غربی در زون‌های برشی مرتبط با سنگ میزبان آندزیت پورفیری تا آگلومرا، مگادیوریت‌های پورفیری، ریولیت و ریوداسیت، توف‌ها و ریولیتیک توف و واحدهای آتشفشانی رسوبی مشاهده می‌شود (شکل ۵ A و B، E، H و I و شکل ۷ A تا I، شکل ۸ A تا C). علاوه بر رخداد مس رگه‌ای، رگه‌های باریت بصورت پراکنده در امتداد روندهای ساختاری رخ داده است (شکل ۵ B و شکل ۹ K و L). کانه‌های اولیه کانی‌سازی (فازهای هیپوژن) شامل پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، تتراهدریت و تنانتیت، اولیژیست (شکل ۷ I، شکل ۸ A تا C و شکل ۹ A تا G) و نوع ثانویه (فازهای سوپرژن) شامل مس خالص، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، آزوریت، کریزوکولا، هماتیت، گوتیت و لیمونیت است (شکل ۷ A تا

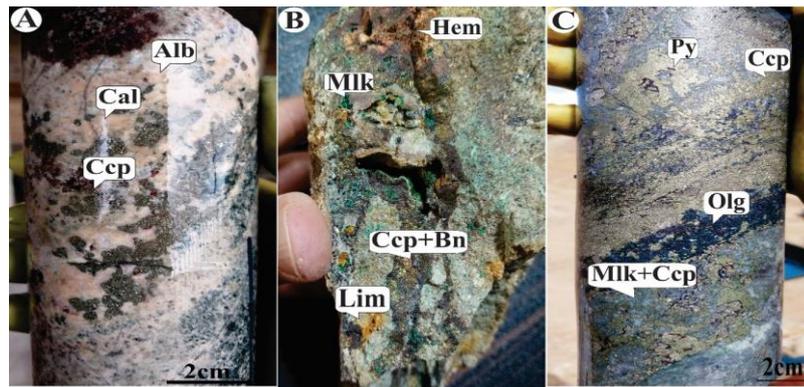
۹ G تا J). این کانی‌ها، از حواشی و مرز شکستگی‌ها بطور بخشی و گاه کامل جانشین کانی‌های سولفیدی شده است (شکل ۸ C، شکل ۹ D). مالاکیت و آزوریت محصول دگرسانی کالکوپیریت هستند و حفرات و فضای خالی را پر کرده‌اند (شکل ۷ A تا F، شکل ۸ A و B و شکل ۹ I). در کانسار مس اسماعیل‌آباد بافت و ساخت رگه-رگچه‌ای و به ندرت استوک‌ورک، پرکننده فضای خالی، برش‌ها گرمایی در کنار بافت دانه پراکنده و جانشینی وجود دارد که انواع پرکننده فضای خالی و جانشینی نوع غالب است. مراحل کانی‌سازی، توالی پاراژنزی کانی‌ها و بافت در شکل ۱۱ نشان داده شده است.

I، شکل ۸ A تا C، شکل ۹ H و I، شکل ۱۰) که نشان‌دهنده نقش اکسیدی سیال طی فرآیندهای تأخیری سوپرژن است. اولیژیست معمولاً به صورت بلورهای تیغه‌ای درشت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار همراه با پیریت و کالکوپیریت دیده می‌شود. پیریت اغلب در همراهی با کالکوپیریت حضور دارد ولی نسبت به آن فراوانی بیشتری دارد. کوولیت با رنگ آبی به شکل تیغه‌هایی درون کالکوسیت جایگزین شده است. در برخی موارد جانشینی کالکوسیت توسط کوولیت به طور کامل رخ داده است (شکل ۹ A تا D). تأثیر فرآیند هوازدگی و سوپرژن بر روی کانی‌های سولفیدی، موجب تشکیل کانه‌های اکسیدی مس و هیدرواکسیدی آهن (گوتیت و لیمونیت) می‌شود (شکل



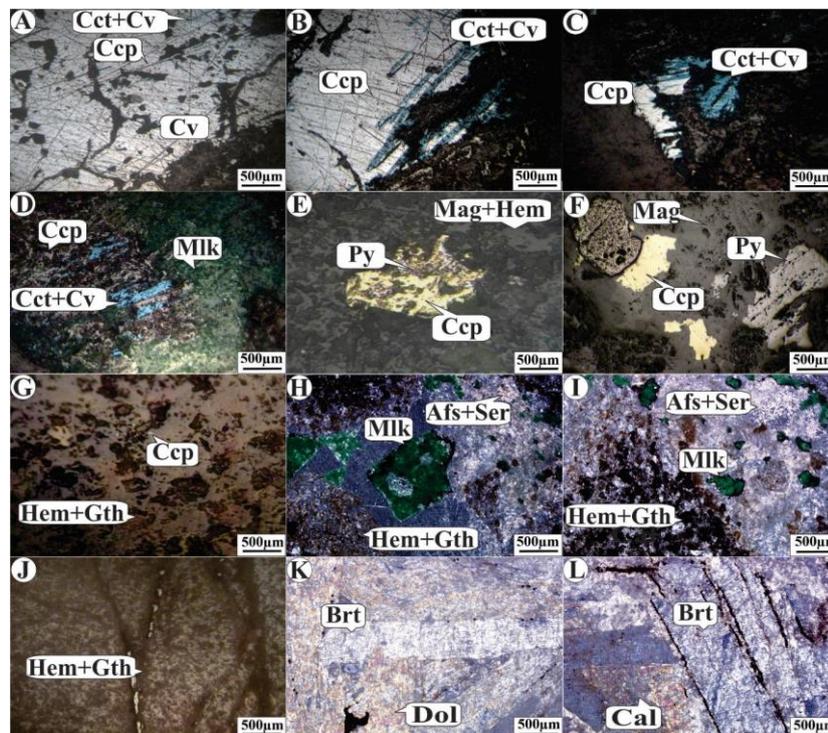
شکل ۷: تصاویر ماکروسکوپی از دگرسانی و کانی‌زایی فازهای سوپرژن در کانسار مس اسماعیل‌آباد. A تا F: کانی‌زایی فازهای سوپرژن مرتبط با دگرسانی آرژیلیکی در ریولیت، توف‌های ریولیتی و واحدهای آندزیتی، C: کانی‌زایی فازهای سوپرژن مرتبط با دگرسانی آرژیلیک و پروپلیتیک در واحدهای توفی میزبان، B، C، G و H: دگرسانی سیلیسی-کربناتی در توف‌های ریولیتی و واحدهای بازالتی میزبان کانسار، I: نمونه دستی از کانی‌زایی فازهای سوپرژن (مالاکیت، آزوریت) و هیپوژن (تتراهدریت و تنانتیت) نشان‌دهنده: آزوریت (Azr)، کلسیت (Cal)، کالکوپیریت (Ccp)، کلریت (Chl)، اپیدوت (Epi)، گوتیت (Gth)، هماتیت (Hem)، لیمونیت (Lim)، مالاکیت (Mlk)، کوارتز (Qz)، تتراهدریت (Te)، تنانتیت (Tn) (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 7: Macroscopic images of alteration and mineralization of supergene phases in the Ismailabad copper deposit. A to F: Supergene phase mineralization associated with argillic alteration in rhyolite, rhyolitic tuffs and andesitic units, C: Supergene phase mineralization associated with argillic and propylitic alteration in host tuff units, B, C, G and H: Silica-carbonate alteration in rhyolitic tuffs and host basaltic units of the deposit, I: Hand specimen of supergene (malachite, azurite) and hypogene (tetrahedrite and tennantite) phase mineralization. Abbreviations after Whitney and Evans (2010): azurite (Azr), calcite (Cal), chalcopyrite (Ccp), chlorite (Chl), epidote (Epi), goethite (Gth), hematite (Hem), limonite (Lim), malachite (Mlk), quartz (Qz), tetrahedrite (Te), tennantite (Tn).



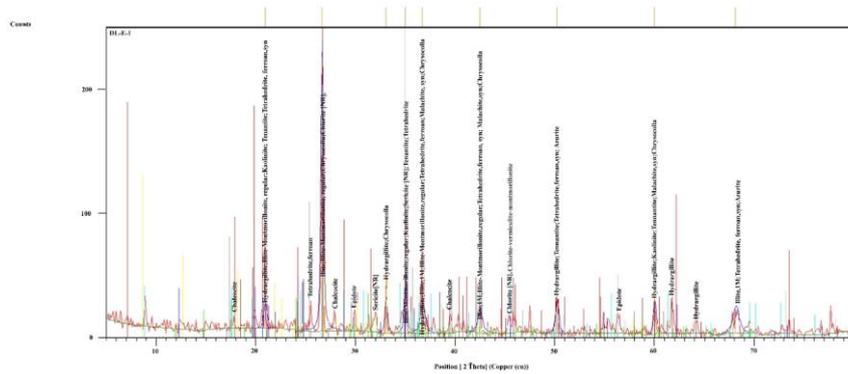
شکل ۸: تصاویر ماکروسکوپی از کانی‌زایی فازهای هیپوژن و سوپرژن در کانسار مس اسماعیل‌آباد. A-C: کانی‌زایی فازهای هیپوژن و تبدیل شدن آن‌ها به فازهای سوپرژن. نشانه‌ها: آلبیت (Alb)، بورنیت (Bn)، کالکوپیریت (Ccp)، هماتیت (Hem)، لیمونیت (Lim)، مالاکیت (Mlk)، اولیژیست (Olg)، پیریت (Py) (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 8: Macroscopic images of hypogene and supergene phase mineralization in the Ismailabad copper deposit. A-C: Hypogene phase mineralization and their transformation into supergene phases. Abbreviations after Whitney and Evans (2010): albite (Alb), bornite (Bn), chalcopyrite (Ccp), hematite (Hem), limonite (Lim), malachite (Mlk), oligist (Olg), pyrite (Py).



شکل ۹: تصاویر میکروسکوپی از کانی‌سازی در کانسار مس اسماعیل‌آباد، A تا D: کانی‌سازی کالکوپیریت، کالکوسیت و کوولیت، جانشینی کوولیت به جای کالکوسیت، E تا G: کانی‌سازی پیریت و کالکوپیریت مرتبط با هماتیت و مگنتیت، H و I: کانی‌زایی فازهای ثانویه (مالاکیت، هماتیت و گوتیت) در واحدهای توفی میزبان، J: کانسنگ هماتیت و گوتیت، K و L: کانی‌سازی باریت در میزبان دولومیتی. نشانه‌ها: آلكالی فلدسپار (Afs)، باریت (Brt)، کلسیت (Cal)، کالکوپیریت (Ccp)، کالکوسیت (Cct)، کوولیت (Cv)، دولومیت (Dol)، گوتیت (Gth)، هماتیت (Hem)، مگنتیت (Mag)، مالاکیت (Mlk)، پیریت (Py) (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 9: Microscopic images of mineralization in the Ismailabad copper deposit, A to D: chalcopyrite, chalcocite, and covellite mineralization, covellite replacement for chalcocite, E to G: pyrite and chalcopyrite mineralization associated with hematite and magnetite, H and I: secondary phase mineralization (malachite, hematite, and goethite) in the host tuff units, J: hematite and goethite ore, K and L: barite mineralization in the dolomite host. Abbreviations after Whitney and Evans (2010): alkali feldspar (Afs), barite (Brt), calcite (Cal), chalcopyrite (Ccp), chalcocite (Cct), covellite (Cv), dolomite (Dol), goethite (Gth), hematite (Hem), magnetite (Mag), malachite (Mlk), pyrite (Py) (Whitney and Evans, 2010).



شکل ۱۰: نمودارهای پراش پرتو ایکس مربوط به کانی‌زایی فازهای ثانویه مس در پهنه دگرسانی آرژیلیک در کانسار مس اسماعیل‌آباد.
 Fig. 10: X-ray diffraction patterns related to the mineralization of secondary copper phases in the argillic alteration zone in the Ismailabad copper deposit.

Stages Minerals-Texture		Hypogene		Secondary enrichment stage
		Per Ore	Ore Stage	
Ore Minerals	Pyrite	-----	-----	
	Chalcopyrite	-----	-----	
	Bornite	-----	-----	
	Chalcocite	-----	-----	
	Covellite	-----	-----	
	Magnetite	-----	-----	
	Malachite	-----	-----	
	Azurite	-----	-----	
	Tennantite-tetrahedrite	-----	-----	
	Barite	-----	-----	
	Oligist	-----	-----	
	Hematite	-----	-----	
Goethite	-----	-----		
Limonite	-----	-----		
Gangue	Quartz	-----	-----	
	Calcite	-----	-----	
	Sericite	-----	-----	
	Epidote	-----	-----	
Texture	Chlorite	-----	-----	
	Vein & Veinlet	-----	-----	
	Disseminated	-----	-----	
	Open Space Filling	-----	-----	
	Replacement	-----	-----	
	Colloform	-----	-----	
Brecciation	-----	-----		

شکل ۱۱: مراحل کانی‌سازی و توالی پاراژنزی کانی‌ها در کانسار مس اسماعیل‌آباد.

Fig. 11: Mineralization stages and paragenetic sequence of minerals in the Ismailabad copper ore deposit.

Mg و Mn دارد. همچنین Cu با عناصر Zn, Pb, P, Mo و Li دارای همبستگی منفی است. مقایسه همبستگی‌ها نشان می‌دهد که مس با نقره، آرسنیک، کلسیم، کادمیم، منگنز و روی دارای ضریب همبستگی مثبت و معناداری است. این همیافت عنصری، نمادی از کانی‌سازی رگه‌ای گرمابی دما پایین در کانسار مس اسماعیل‌آباد است. همبستگی مس و گوگرد با حضور کالکوپیریت و بورنیت در مطالعات کانی‌شناسی مطابقت دارد. همبستگی مس با نقره و آرسنیک نسبت به سایر عناصر کانسار ساز بیشتر است. از آنجا که کانی نقره در مقاطع صیقلی رؤیت نشده‌اند، بنابراین این احتمال وجود دارد که این عناصر در ساختار کانی‌های مس‌دار از جمله پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت جای گرفته باشند.

زمین‌شیمی کانسنگ

برای بررسی زمین‌شیمی کانسار، ۱۵ نمونه معرف از ترانشه‌ها و گمانه‌های اکتشافی انتخاب شد. داده‌های زمین‌شیمی و پارامترهای آماری برای پاره‌ای از عناصر در جدول ۱ تا ۳ آورده شده است. ارزیابی داده‌ها نشان می‌دهد که در کانسار اسماعیل‌آباد، مس تنها عنصر کانسار ساز است و مقادیر عیار آن در نمونه‌ها از حدود ۰/۰۴ تا ۱/۷ درصد تغییر می‌کند. برای ارزیابی همبستگی‌های ژئوشیمیایی میان عناصر در سامانه کانی‌سازی از تابع ضریب همبستگی پیرسون استفاده شده که نتایج محاسبات به صورت ماتریس ضرایب همبستگی در جدول ۱ ارائه شده است. بررسی نتایج نشان می‌دهد که Cu دارای همبستگی مثبت متوسط تا قوی با عناصر Y, Th, Ni, Co, Ca, Sb, Sc, S, Ag, Yb و همبستگی مثبت و ضعیف با عناصر Cr, Cd, Ce, As

جدول ۱: ضریب همبستگی عناصر به روش پیرسون در کانسار مس اسماعیل‌آباد.

Table 1: Pearson correlation coefficient of elements in the Ismailabad copper deposit.

	Ag	Al	As	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Fe	Li	Mg	Mn	Mo	Ni	P	Pb	S	Sb	Sc	Zn	
Ag	1.0																					
Al	-0.4	1.0																				
As	0.5	-0.2	1.0																			
Ca	0.5	0.03	0.2	1.0																		
Cd	-0.07	-0.09	0.5	-0.1	1.00																	
Ce	0.3	0.3	-0.06	0.8	-0.2	1.0																
Co	0.1	-0.1	0.7	-0.1	0.6	-0.3	1.0															
Cr	0.3	0.4	-0.3	0.7	-0.4	0.8	-0.5	1.0														
Cu	0.9	-0.4	0.5	0.5	-0.01	0.3	0.1	0.2	1.0													
Fe	-0.6	0.1	0.07	-0.6	0.1	-0.6	0.1	-0.5	-0.6	1.0												
Li	-0.5	0.4	0.0	0.0	0.2	0.2	0.04	-0.1	-0.5	0.3	1.0											
Mg	0.0	0.6	-0.3	0.2	-0.5	0.4	-0.2	0.6	0.09	-0.3	-0.2	1.0										
Mn	-0.1	0.05	0.4	0.2	0.09	-0.05	0.2	0.04	-0.08	0.4	0.2	-0.1	1.0									
Mo	-0.5	0.07	0.3	-0.4	0.7	-0.5	0.4	-0.6	-0.4	0.6	0.5	-0.5	0.3	1.0								
Ni	-0.03	-0.04	0.5	-0.4	0.6	-0.3	0.7	-0.7	0.08	0.1	0.1	-0.3	-0.20	0.4	1.0							
P	-0.2	0.6	-0.1	0.3	-0.02	0.6	-0.2	0.3	-0.2	-0.1	0.7	0.1	-0.01	-0.02	0.02	1.0						
Pb	-0.2	0.01	0.3	-0.1	0.8	-0.2	0.6	-0.3	-0.2	0.2	0.2	-0.33	0.3	0.7	0.4	-0.02	1.0					
S	0.9	-0.3	0.5	0.5	-0.05	0.4	0.1	0.3	0.9	-0.6	-0.5	0.20	-0.14	-0.5	0.07	-0.2	-0.2	1.0				
Sb	0.8	-0.3	0.3	0.5	-0.07	0.4	0.01	0.4	0.6	-0.4	-0.4	0.0	0.05	-0.3	-0.3	-0.2	-0.1	0.6	1.0			
Sc	0.3	0.4	-0.02	0.8	-0.3	0.8	-0.3	0.9	0.3	-0.4	0.04	0.5	0.2	-0.4	-0.5	0.4	-0.2	0.3	0.4	1.0		
Zn	-0.4	-0.1	-0.1	-0.5	0.4	-0.3	0.1	-0.5	-0.4	0.2	0.3	-0.5	-0.3	0.3	0.4	0.1	0.2	-0.4	-0.4	-0.6	1.0	

جدول ۲: پارامترهای آماری عناصر در نمونه‌های تجزیه شده به روش ICP-OES در کانسار مس اسماعیل‌آباد (غلظت عناصر بر حسب ppm).

Table 2: Statistical parameters of elements in samples analyzed by ICP-OES in the Ismailabad copper deposit (element concentration in ppm).

	Mean	Median	Minimum	Maximum	Variance	Std.Dev.	Standard Error	Skewness	Std.Err. Skewness	Kurtosis	Std.Err. Kurtosis
Ag	2.31	0.50	0.50	11.90	12.00	3.40	0.88	2.07	0.58	3.88	1.12
Al	8184.07	7973.00	6983.00	10334.00	701602.00	837.62	216.27	1.10	0.58	1.92	1.12
As	102.14	72.60	12.70	356.40	9382.00	96.86	25.01	1.88	0.58	2.87	1.12
Ca	64050.7	60264.0	53015	86440.00	116884545	10811.3	2791.47	1.01	0.58	-0.35	1.12
Cd	1.39	0.69	0.23	4.91	2.00	1.30	0.34	1.62	0.58	2.69	1.12
Ce	34.93	32.00	26.00	66.00	117.00	10.84	2.80	2.04	0.58	4.25	1.12
Co	23.53	21.00	6.00	60.00	162.00	12.73	3.29	1.79	0.58	4.32	1.12
Cr	31.20	20.00	14.00	91.00	473.00	21.75	5.62	1.87	0.58	3.16	1.12
Cu	1071.67	150.00	18.00	7284.00	4037437.00	2009.34	518.81	2.49	0.58	6.55	1.12
Fe	24919.6	25249.0	8339.00	51024.00	112687071	10615.4	2740.89	0.70	0.58	1.48	1.12
La	17.87	16.00	13.00	32.00	24.00	4.94	1.28	1.99	0.58	4.19	1.12
Li	6.07	6.00	3.00	8.00	1.00	1.22	0.32	-0.96	0.58	1.64	1.12
Mg	844.27	663.00	544.00	1532.00	110704.00	332.72	85.91	1.44	0.58	0.66	1.12
Mn	2308.33	2239.00	1487.00	3402.00	236011.00	485.81	125.44	0.77	0.58	0.94	1.12
Mo	3.02	2.40	1.03	7.00	4.00	2.03	0.53	0.64	0.58	-1.03	1.12
Ni	26.13	27.00	9.00	44.00	135.00	11.64	3.01	-0.07	0.58	-1.00	1.12
P	715.67	716.00	504.00	1034.00	13539.00	116.36	30.04	0.87	0.58	4.32	1.12
Pb	48.73	13.00	7.00	288.00	6525.00	80.78	20.86	2.47	0.58	5.69	1.12
S	981.13	396.00	102.00	5302.00	1894271.00	1376.33	355.37	2.52	0.58	7.08	1.12
Sb	1.50	1.28	1.11	3.21	0.00	0.57	0.15	2.24	0.58	5.32	1.12
Sc	9.97	8.30	7.50	19.10	10.00	3.16	0.82	2.01	0.58	4.42	1.12
Th	12.13	11.80	10.30	15.50	3.00	1.63	0.42	0.82	0.58	-0.52	1.12
V	44.47	42.00	32.00	65.00	116.00	10.75	2.78	0.84	0.58	-0.27	1.12
Y	10.53	8.00	7.00	23.00	22.00	4.72	1.22	1.83	0.58	2.58	1.12
Yb	0.65	0.60	0.50	1.10	0.00	0.16	0.04	1.78	0.58	3.14	1.12
Zn	405.13	343.00	23.00	1144.00	151974.00	389.84	100.66	0.83	0.58	-0.53	1.12

جدول ۳: غلظت عناصر اصلی و کمیاب در نمونه‌های تجزیه شده به روش ICP-OES در کانسار مس اسماعیل‌آباد (غلظت عناصر بر حسب ppm).

Table 3: Concentration of major and trace elements in samples analyzed by ICP-OES in the Ismailabad copper deposit (element concentration in ppm).

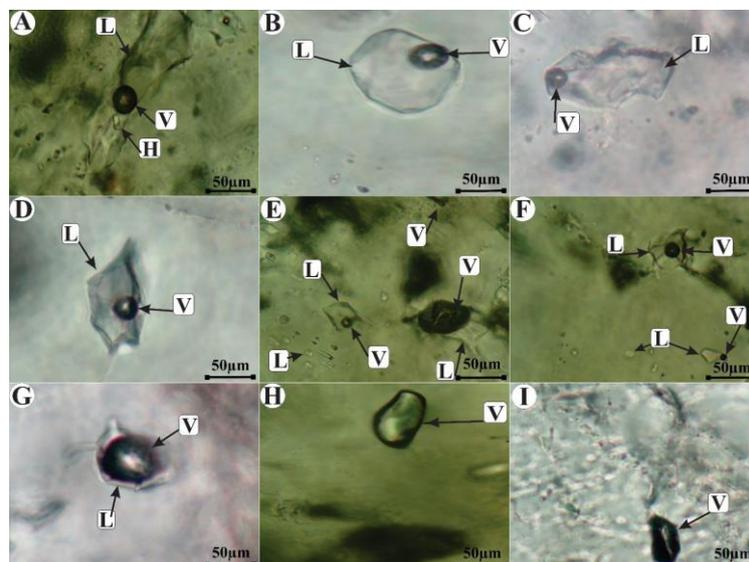
Element	RD-1	RD-2	RD-3	RD-4	RD-5	RD-6	RD-7	RD-8	RD-9	RD-10	RD-11	RD-12	RD-13	RD-14	RD-15
Ag	3.5	5.4	7.4	<0.5	11.9	0.7	<0.5	<0.5	1.2	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Al	8848	6983	7516	10334	7437	8195	9084	7911	7708	8655	7328	7933	7973	8328	8528
As	34.2	53.4	84.2	12.7	356.4	76.9	53.9	61.1	46	73.5	42.9	72.6	98.1	278.2	188
Ca	53015	76099	79063	86440	79617	60433	55432	53976	60134	55426	55573	60264	64391	62641	58257
Cd	0.27	0.5	0.69	0.23	2.11	2.33	0.46	1	1.34	3.01	0.66	2.13	0.53	4.91	0.65

Ce	26	35	49	66	46	32	32	32	32	32	31	31	27	26	27
Co	21	16	16	6	38	25	33	27	16	16	16	21	23	60	19
Cr	49	47	62	91	29	19	19	19	22	19	18	20	20	14	20
Cu	1589	3302	2658	117	7284	153	163	59	32	118	18	150	75	295	62
Fe	24876	15078	13277	12166	8339	25249	30196	21666	30954	25424	22520	26332	32572	34122	51024
La	13	18	24	32	23	17	17	16	16	17	16	16	15	14	14
Li	3	5	5	8	5	7	7	6	6	7	6	6	6	7	7
Mg	1532	950	803	1514	788	544	1315	656	647	638	663	662	709	624	619
Mn	2037	2377	2239	2578	2190	1984	1867	1877	2125	1487	2275	2502	2583	3102	3402
Mo	1.04	1.09	1.11	1.03	1.18	5.1	2.4	2.3	1.42	5	2.6	5.5	3.3	7	5.3
Ni	20	9	9	10	44	33	38	36	23	32	23	27	27	43	18
P	530	504	728	1034	713	716	745	785	728	747	712	720	699	690	684
Pb	8	7	10	8	13	56	13	36	11	59	10	187	12	288	13
S	1743	2156	1895	786	5302	380	413	209	286	487	175	396	228	159	102
Sb	1.55	1.94	3.21	1.25	2.23	1.29	1.14	1.15	1.14	1.28	1.12	1.11	1.16	1.47	1.49
Sc	10.7	10.7	14	19.1	12	8	7.8	7.7	8.2	8.1	7.5	8.3	8.5	8.3	10.6
Th	14.1	13.9	14.4	15.5	12.4	10.6	11.8	11	10.7	12.5	10.3	12	11.2	10.8	10.8
V	65	50	64	58	34	39	42	34	42	40	32	40	47	33	47
Y	9	12	18	23	16	9	8	8	8	8	8	8	7	8	8
Yb	0.6	0.6	0.9	1.1	0.8	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6	0.5	0.5	0.6	0.6	0.7
Zn	37	36	39	23	95	1109	343	761	1144	809	395	392	226	560	108

ریزدماسنجی

مطالعات پتروگرافی و ریزدماسنجی میانبرهای سیال بر روی کلسیت‌های مرتبط با کانی‌زایی انجام شد (شکل ۱۲ A تا I و جدول ۴). اغلب میانبرهای سیال اولیه، به صورت گرد تا بی‌شکل است. اندازه آن‌ها از ۲۰ تا ۱۰۰ میکرون متغیر است. این میانبرها، تک‌فازی، دوفازی و سه‌فازی هستند که بر اساس نوع و درصد فازهای موجود می‌توان آن‌ها را در ۵ گروه به شرح زیر تفکیک نمود: میانبرهای نوع A: سه‌فازی مایع-بخار-جامد (L+V+S) (فاز جامد:

هالیت) (شکل ۱۲ A)، میانبرهای نوع B: دوفازی مایع-بخار غنی از مایع (L+V) (شکل ۱۲ B تا F)، میانبرهای نوع C: دوفازی بخار-مایع غنی از بخار (V+L) (شکل ۱۲ G)، میانبرهای نوع D: تک‌فازی بخار (V) (شکل ۱۲ H و I)، میانبرهای نوع E: تک‌فازی مایع (L) (شکل ۱۲ E و F). میانبرهای نوع B و C فراوانترین میانبرها در کانی کلسیت مورد مطالعه هستند که مورد مطالعات ریزدماسنجی قرار گرفتند.



شکل ۱۲: میانبرهای سیال در کلسیت‌های مرتبط با بخش‌های کانی‌زایی مس در کانسار اسماعیل‌آباد، A: میانبرهای سه‌فازی، B تا F: میانبرهای سیال دوفازی غنی از مایع (L+V)، G: میانبرهای دوفازی غنی از گاز (V+L)، H تا J: میانبرهای تک‌فازی گازی، E و F: تک‌فازی مایع. نشانه‌ها: مایع (L)، جامد (S)، گاز (V).

Fig. 12: Fluid inclusions in calcites associated with copper mineralization sections in the Ismailabad deposit, A: three-phase inclusions, B to F: two-phase liquid-rich fluid inclusions (L+V), G: two-phase vapor-rich inclusions (V+L), H to J: single-phase vapor inclusions, E and F: single-phase liquid inclusions. Abbreviations: liquid (L), solid (S), vapor: (V).

جدول ۴: داده‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال کانی کلسیت مرتبط با بخش‌های کانی‌زایی در کانسار مس اسماعیل‌آباد.

Table 4: Microthermometric data of fluid inclusions of calcite associated with mineralization zones in the Ismailabad copper deposit.

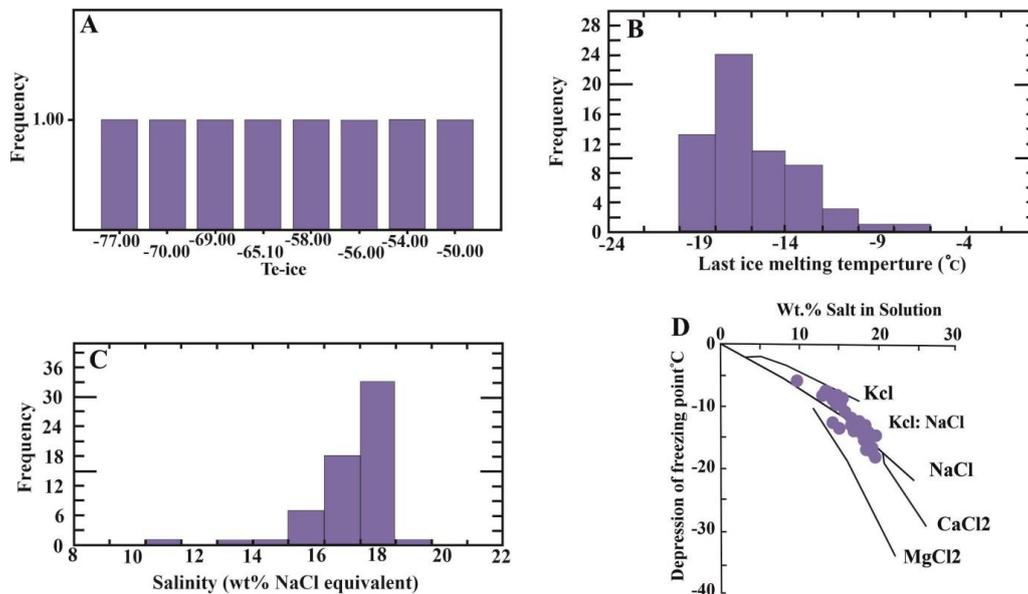
No	fluid inclusion type	Phase	Tm-ice	TICE+	salinity	Th V-I	Th L-V	Te-utec	Density
1	P	L-V	-12.4	12.4	15.28	200		-54	0.9
2	P	L-V	-11.8	11.8	14.85	262			0.85
3	P	V+L	-14.6	14.6	16.57		256		0.87
4	p	L-V	-18	18	17.72	242			0.89
5	p	L-V	-17.6	17.6	17.64	274		-77	0.83
6	p	L-V	-19.1	19.1	17.87	173		-56	0.95
7	p	L-V	-10	10	13.38	210			0.89
8	p	L-V	-18.2	18.2	17.76	218			0.9
9	p	L-V	-17.8	17.8	17.68	330			0.78
10	p	L-V	-19	19	17.86	192			0.95
11	p	L-V	-17	17	17.49	197			0.95
12	p	L-V	-16.2	16.2	17.24	220			0.9
13	p	L-V	-19.1	19.1	17.87	164		-69	0.95
14	p	V+L	-18	18	17.72		280	-70	0.83
15	p	L-V	-8	8	11.41	171			0.93
16	p	L-V	-16.5	16.5	17.34	178			0.95
17	p	L-V	-17.9	17.9	17.70	160			0.95
18	p	L-V	-18.5	18.5	17.80	202			0.97
19	p	V+L	-15	15	16.76		186		0.97
20	p	V+L	-14	14	16.26		205		0.9
21	p	L-V	-17.2	17.2	17.54	198			0.95
22	p	L-V	-16	16	17.16	232		-58	0.89
23	p	L-V	-15	15	16.76	145		-50	1.05
24	p	L-V	-10.9	10.9	14.15	190			0.95
25	p	L-V-S	-12.4	12.4	15.28	219			0.9
26	p	L-V	-18	18	17.72	214			0.91
27	p	L-V	-17.6	17.6	17.64	200			0.95
28	p	L-V	-16.4	16.4	17.30	180			0.97
29	p	L-V	-18.2	18.2	17.76	216			0.95
30	p	L-V	-17	17	17.49	165			0.97
31	p	L-V	-15.10	15.1	16.80	207			0.92
32	p	L-V	-19	19	17.86	216			0.92
33	p	L-V	-12.60	12.6	15.41	265			0.83
34	p	L-V	-18.30	18.3	17.77	245.3			0.83
35	p	L-V	-19.00	19	17.86	235			0.9
36	p	L-V-S	-17.00	17	17.49	265			0.88
37	p	L-V	-17.3	17.3	17.57	140.3			0.98
38	p	L-V	-14.00	14	16.26	164.7			0.98
39	p	L-V	-13.00	13	15.67	216			0.92
40	p	L-V	-17.1	17.1	17.51	190.7			0.98
41	p	L-V	-12	12	15.00	221.5			0.9
42	p	L-V	-16	16	17.16	217.9			0.92
43	p	V+L	-14.7	14.7	16.61		242.1		0.9
44	p	L-V	-17	17	17.49	210.7		-65.1	0.91
45	p	L-V	-17.10	17.1	17.51	192.1			0.93
46	p	L-V	-18.00	18	17.72	170			0.95
47	p	L-V	-17.00	17	17.49	265.2			0.83
48	p	L-V	-16.2	16.2	17.24	167			0.94
49	p	L-V	-14	14	16.26	198.6			0.91
50	p	L-V	-19.2	19.2	17.88	219.4			0.9
51	p	L-V	-16.7	16.7	17.40	160			0.96

مطالعات سرمایشی

معادل $T_e < -20/8$ °C است (Williams-Jones et al, 1992). با توجه به اینکه T_e میانبارهای تیپ B و C پایین‌تر از $20/8$ °C (-50 تا -77 درجه سلسیوس) است (شکل ۱۳ A)، بنابراین نمک‌های دیگری علاوه بر NaCl مانند KCl در سیال کانه‌زا حضور دارند. با افزایش دما، آخرین بلورهای یخ ناپدید می‌شوند. در میانبارهای نوع B و C، دامنه تغییرات ذوب آخرین قطعه یخ (T_m) از $19/2$ تا -8 درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل ۱۳ B). در این مرحله،

در این مرحله دمای میانبارها تا انجماد کامل فازها به حالت جامد کاهش داده شد (حداقل دمای اندازه‌گیری 19.0 °C- است) و سپس با گرم کردن مجدد، تغییرات در مرحله ذوب ثبت گردید. دمای یوتیکتیک (T_e) دمای مربوط به زمانی است که نخستین قطره مایع پدید می‌آید و مقدار آن به میزان کاتیون‌های حل شده در سیال وابسته است. نقطه یوتیکتیک برای سیستم خالص متشکل از $NaCl+H_2O$

ترتیب با بیشترین شوری (معادل ۱۷/۶۸ درصد وزنی نمک طعام) و کمترین میزان شوری (معادل ۱۱/۴۱ درصد وزنی نمک طعام) همخوانی دارند (شکل ۱۳ C). اغلب میانبرهای سیال نوع B و C دارای شوری بین ۱۵ تا ۱۷/۸۸ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند (شکل ۱۳ D).



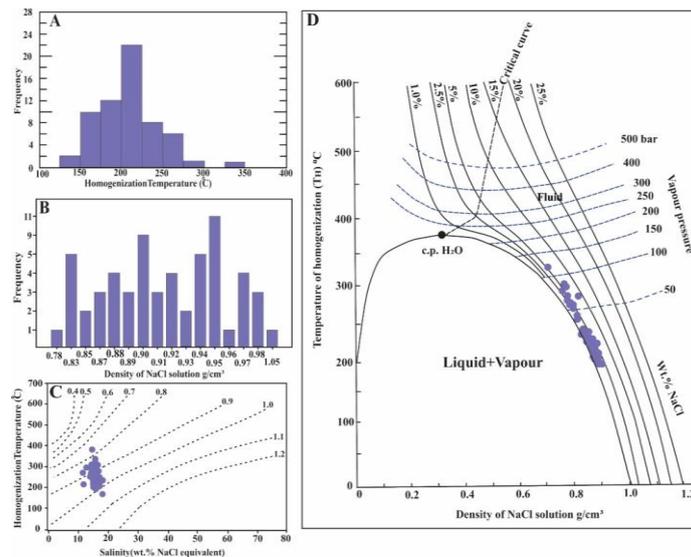
شکل ۱۳: A: نمودار اولین دمای ذوب قطعه یخ در میانبرهای سیال مرتبط با کلسیت‌های کانسار مس اسماعیل‌آباد. B: نمودار دمای ذوب آخرین قطعه یخ، C: نمودار میزان شوری سیال کانه‌ساز، D: رابطه بین نقطه ذوب یخ با مقدار و نوع نمک حل شده در سیال (Shepherd et al, 1985).

Fig. 13: A: diagram of melting temperature for the first ice melting in fluid inclusions associated with calcite in the Ismailabad copper deposit, B: diagram of melting temperature for the last ice melting, C: diagram of salinity values of the mineralizing fluid, D: The relationship between the ice melting point and the salt type and content in the mineralizing fluid (Shepherd et al, 1985).

گستره دمایی ۲۸۰-۱۵۰ درجه سانتی‌گراد برای میانبرهای نوع A و B است (شکل ۱۴ A). با استفاده از نمودار میزان شوری سیال در مقابل دما همگن‌شدگی، چگالی ۰/۷۸ تا ۱/۰۵ gr/cm³ برای میانبرهای با شوری ۱۱/۱۷-۴۱/۸۸ درصد وزنی معادل NaCl بدست می‌آید (شکل ۱۴ B و C). همچنین نمودار چگالی در برابر دمای همگن‌شدگی (Shepherd et al, 1985) فشار سیال کمتر از ۵۰ تا ۱۰۰ بار است (شکل ۱۴ D). این موضوع می‌تواند بیانگر نقش سیالات گرمابی، با دما و شوری متوسط در تشکیل کانسار باشد.

مطالعات گرمایشی

همگن شدن میانبرهای سیال دو فازی غنی از مایع با تبدیل بخار به مایع و در نمونه‌های غنی از فاز بخار با تبدیل مایع به بخار صورت گرفته است (حداکثر دمای اندازه‌گیری توسط دستگاه ۶۰۰°C است). وجود میانبرهای تک‌فازی گازی و همگن شدن فاز بخار به فاز مایع و نیز حضور میانبرهای غنی از بخار شواهدی از پدیده جوشش در سیستم کانی‌زایی کانسار مس اسماعیل‌آباد به نمایش می‌گذارند. در هیستوگرام دمای همگن‌شدگی (T_h)، گروه‌های دمایی مختلفی از ۱۴۰/۳ تا ۳۳۰ درجه سانتی‌گراد مشاهده می‌شوند. بیشترین فراوانی T_h مربوط به



شکل ۱۴: A: نمودار دمای همگن شدن میانبارهای سیال مورد مطالعه در کانسار مس اسماعیل‌آباد. B: نمودار فراوانی چگالی در میانبارهای مورد مطالعه. C: نمودار شماتیک دمای همگن شدن - شوری برای تعیین چگالی (Wilkinson, 2001). D: نمودار دمای همگن شدن - چگالی به منظور تعیین فشار با توجه به شوری میانبارهای سیال (Shepherd et al, 1985) که نمونه‌های کانسار مس اسماعیل‌آباد در موقعیت کمتر از ۵۰ بار تا کمتر از ۱۰۰ بار قرار گرفته است.

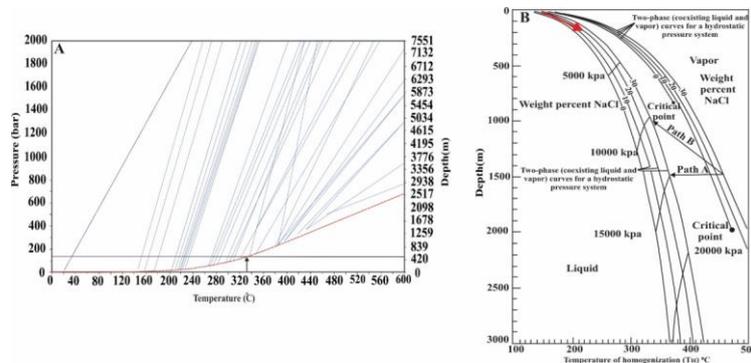
Fig. 14: A: Histogram of the homogenization temperatures of the studied fluid inclusions in the Ismailabad copper deposit, B: Histogram of the density frequency of the studied fluid inclusions versus temperature, C: Schematic diagram of homogenization temperature- salinity for density determination (Wilkinson, 2001), D: Homogenization temperature-density diagram for determining pressure according to the salinity of fluid inclusions (Shepherd et al, 1985), where the samples from the Ismailabad copper deposit are located at a position of less than 50 bar to less than 100 bar.

تعیین عمق و نوع محیط تشکیل کانسار اسماعیل‌آباد برای تعیین عمق و فشار ایستایی تحمیل شده بر میانبارهای سیال، از نرم‌افزار مدلینگ و نمودار دما-فشار-عمق (Haas, 1976) استفاده شد. با توجه به منحنی خط چین فشار-عمق، بیشترین دمای همگن‌شدگی با بیشترین عمق (حدود ۵۰۰ متر معادل ۱۳۰ بار فشار) و کمترین دمای همگن‌شدگی با کمترین عمق (۱۰۰ متر و معادل ۲۰ بار فشار) تعیین گردید. بنابراین، تشکیل بخش عمده کانسار مس اسماعیل‌آباد در اعماق بین ۱۰۰ تا ۵۰۰ متری از سطح زمین صورت گرفته است (شکل ۱۵ A و B). همچنین با استفاده از نمودار دوتایی میزان شوری و درجه همگن‌شدگی می‌توان منشأ سیال کانسارساز را تعیین کرد (Kesler et al, 2007). با توجه به اینکه اغلب میانبارهای سیال مورد مطالعه در کانسار اسماعیل‌آباد در محدوده سیالات سازنده کانسارهای اپی‌ترمال و کانسارهای تیپ ایرلندی قرار می‌گیرد، بیانگر نقش سیالات گرمابی (اختلاط سیالات ماگمایی و جوی) و شورابه‌های حوضه‌ای، در کانی‌زایی مس در کانسار اسماعیل‌آباد است (شکل ۱۶ A تا D). گستره تغییرات میزان شوری میانبارهای سیال نیز

احتمال اختلاط این سیالات با یکدیگر را نشان می‌دهد. در فرآیند اختلاط سیالات، درجه شوری و دمای میانبارهای سیال کاهش می‌یابد (کمتر از ۲۰ درصد وزنی NaCl) که خود عاملی در کانی‌زایی مس می‌باشد. برای مشخص کردن این موضوع که کانسار اسماعیل‌آباد در کدام گروه از کانسارهای دنیا رده‌بندی می‌شود، نمودار شوری میانبارهای سیال در مقابل دمای همگن شدن آن‌ها رسم گردید (شکل ۱۶ A تا D). این نمودار با استفاده از داده‌های رودر (Roedder, 1984) و ویلکینسون (Wilkinson, 2001) ارائه گردیده است. با توجه به ویژگی‌هایی نظیر عمق کانه‌زایی بین ۱۰۰-۵۰۰ متر و روندهای معمول میانبارهای سیال در میدان شوری-دما که ناشی از فرآیندهای مختلف تحول سیال می‌باشند، بخش عمده کانسار اسماعیل‌آباد در دمایی بین ۱۴۰ تا ۲۸۰ درجه سانتیگراد در نتیجه فرآیندهای جوشش، رقیق‌شدگی و اختلاط سیال ماگمایی-گرمابی با آب‌های سطحی تشکیل شده است. با استفاده از نمودار پیراژنو (Pirajno, 2009) می‌توان به انواع لیگاند‌های موثر در حمل فلزات پی برد. همان‌طور که در (شکل ۱۶ E) مشاهده می‌شود، مقادیر شوری در مقابل دمای

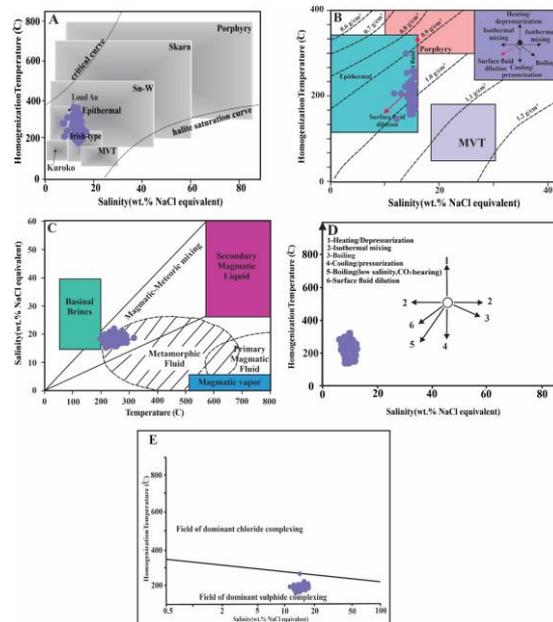
نتیجه گرفت که SO_4^{2-} و HS^- مهمترین آنیون‌های حمل‌کننده کاتیون‌های مس و عناصر همراه بوده‌اند.

همگن‌شدگی در کانسار مس اسماعیل‌آباد، در محدوده مربوط به کمپلکس‌های سولفیدی قرار می‌گیرد و می‌توان



شکل ۱۵: A: نمودار تعیین فشار و عمق تشکیل کانسار اسماعیل‌آباد با استفاده از دمای همگن‌شدگی، B: تخمین ژرفا و فشار برای میانبارهای سیال بر اساس مدل فورنیر (Fournier, 1999).

Fig. 15: A: Diagram of determining the pressure and depth of formation of the Ismailabad deposit using homogenization temperature, B: Estimation of depth and pressure for fluid inclusions based on the Fournier model (Fournier, 1999).



شکل ۱۶: A تا C: نمودار میزان شوری در مقابل دمای همگن‌شدگی (Yermacov, 1965; Beane, 1983; Wilkinson, 2001)، D: نمودار شماتیک دمای همگن‌شدن-شوری در مقابل دمای همگن‌شدگی و تعیین نوع کمپلکس موثر در حمل عناصر کانسنگ‌ساز (Pirajno, 2009).

Fig. 16: A to C: Salinity versus homogenization temperature diagram (Yermacov, 1965; Beane, 1983; Wilkinson, 2001), D: Schematic diagram of homogenization temperature-salinity during different processes of fluid evolution involved (Beane, 1983; Wilkinson, 2001), E: Position of Ismailabad deposit fluid loading data on the salinity versus homogenization temperature diagram and determination of the type of complex effective in transporting ore-forming elements (Pirajno, 2009).

مولدهای کانی‌زایی در ژرفاهای مختلف و پیرو آن تیپ‌های کانی‌زایی مختلف با توزیع غیریکنواخت شده است (Fazli, 2015; Rajabpour et al, 2017; Firoozbakht et al, 2018; Dolatshahi et al, 2019). میزان کانی‌سازی مس در

بحث و نتایج

توزیع و پراکندگی ذخایر اپی‌ترمال-پورفیری در کمان ماگمایی ارومیه- دختر متأثر از تغییر و تکوین رژیم زمین‌ساختی است به گونه‌ای که منجر به قرارگیری

پایین و حدواسط) می‌باشند (Hedenquist, 2015). نکته شایان توجه در تمامی پژوهش‌های انجام شده در خصوص این ذخایر، حضور اکسیدهای آهن (مگنتیت و هماتیت) در سنگ میزبان است که به نوعی به سولفیدی شدن سنگ دیواره دارد و بر قرارگیری این کانسارها در ذخایر اپی‌ترمال-حدواسط تأکید دارد (Muntean et al, 1990). تفاوت عمده ذخایر سولفیداسیون بالا و پائین، موقعیت آن‌ها نسبت به توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف می‌باشد. به گونه‌ای که ذخایر اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا و پائین در بخش‌های بالایی توده نفوذی خود قرار می‌گیرند، در حالی که ذخایر اپی‌ترمال حدواسط در جوار و هم‌سطح با توده نفوذی قرار می‌گیرند (Wang et al, 2019). در حقیقت این ذخایر ارتباط نزدیکی به لحاظ منشأ و موقعیت مکانی با سامانه‌های نفوذی نیمه‌ژرف دارند (Wang et al, 2019). به عبارت بهتر این توده‌ها همان پورفیری‌های مولد کانی‌زایی در بخش شمالی کمان ماگمایی ارومیه- دختر است. مطالعات میانبارهای سیال در کانی کلسیت نشان‌دهنده دمای همگن‌شدگی $140/3$ تا 330 درجه سانتی‌گراد است که بر اساس نظر آریباس و همکاران (Arribas et al, 1995) مشخص‌کننده جریان سیال گرمابی در سطوح عمیق سامانه‌های گرمابی است. مقادیر شوری در نمونه‌های مورد مطالعه $11/4$ تا $17/8$ درصد وزنی NaCl است. و چگالی $0/78$ تا $1/05$ گرم بر سانتی‌متر مکعب است. نمودار تعیین ژرفا و فشار (Fournier, 1999) نشان می‌دهد که این فرآیند احتمالاً در ژرفای حدود 100 تا 500 متر زیر سطح ایستایی و فشار هیدروستاتیکی 130 تا 20 بار رخ داده است. ژرفای تشکیل کانسارهای اپی‌ترمال از 50 تا 1500 متر زیر سطح آب‌های زیرزمینی تحت فشار هیدروستاتیک تغییر می‌نماید (Christie et al, 2007; Pirajno, 2009) در محیط‌های ساب‌ولکانیک، آب‌های جوی (در دمای <370 درجه سانتی‌گراد) فشار لیتوستاتیک را تجربه می‌کنند (Pirajno, 2009) در ارتباط با کمپلکس سولفیدی و تا حدودی کلریدی بوده است و نشان‌دهنده نقش آنیون‌های SO_4^{2-} و HS^- در حمل کانه‌های مس و عناصر همراه بوده است. وجود ناچیز بلورهای دختر مانند هالیت و سیلویت بیانگر وجود محلول‌های گرمابی فقیر از کمپلکس کلریدی و دارای شوری متوسط است (Mehvari et al, 2010). (فرآیندهای جوشش، آمیختگی و رقیق‌شدگی سطحی سیالات، از عوامل

کانسار اسماعیل‌آباد به طور عمده سنگ‌های آندزیتی، مگادیوریت‌های پورفیری و واحدهای آذرآواری به سن ائوسن است. این واحدهای میزبان تحت‌تأثیر دگرسانی سیلیسی- کربناتی، پروپلیتی- کلریتی، سربستی و آرژریلیک حدواسط با شدت‌های مختلف قرار گرفته است و به صورت پراکنده و خطی توسعه یافته‌اند. نکته حایز اهمیت در مورد این دگرسانی‌های سیستماتیک، تشابه آن‌ها با دگرسانی‌ها در مقیاس ناحیه‌ای محدوده‌های کانساری است (Fazli, 2015; Rajabpour et al, 2017; Firoozbakht et al, 2018; Dolatshahi et al, 2019). بنابراین، مشابهت عمومیت مجموعه دگرسانی‌ها و نوع فلز همراه با آن‌ها در این ذخایر به فرآیندهای گرمابی مشابه در تشکیل آن‌ها اشاره دارد. هر چند با دگرسانی‌های کانسارهای اپی‌ترمال مرتبط با توده‌های نفوذی که در کمان ماگمایی تشکیل می‌شوند نیز قرابت نشان می‌دهند (Hedenquist, 2015). در این کانسارها دگرسانی آرژریلیک پیشرفته، فیلک و تورمالینی شدن به طور غیر مستقیم به نقش ماگمایی اکسیدی و اسیدی اشاره دارد (Heidari et al, 2022). کانی‌سازی به صورت رگه- رگچه‌ای سولفیدی- اکسیدی است. کانه‌های اولیه شامل کالکوپیریت، پیریت، الیژیست و مگنتیت و کانی‌های ثانویه شامل کالکوسیت، کوولیت، آزوریت، مالاکیت، کریزوکولا، گوتیت و لیمونیت است که در مرحله درونزاد، غنی‌سازی ثانویه و اکسیدان‌ته‌نشست شده‌اند. کانی‌های باطله شناخته شده در این کانسار شامل کوارتز، کلسیت، و کانی‌های رسی (کائولینیت و ایلیت) است با توجه به حضور این کانی‌ها در کانسار، ارتباط کانی‌سازی با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پائین محتمل است (Yilmaz et al, 2007). کانی‌های کوارتز، سربست، پیریت و کالکوپیریت از گسترش نسبی در رابطه با رگه‌های کوارتز-کانی‌های رسی- سولفیدی مس برخوردارند. بافت اصلی کانی‌ها در مراحل کانی‌سازی شامل رگه‌ای- رگچه‌ای، انتشاری، شکافه پرکن، برشی، جانشینی و کلوفرم است. پرشدگی فضاهای خالی منجر به تشکیل رگه‌های نسبتاً طویل همراه با مجموعه‌های برشی چند مرحله‌ای در کنار بافت‌های انتشاری و رگچه‌ای شده است. به گونه‌ای که کانی‌های سولفیدی مس مانند کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت با پیریت و سولفوسالت‌هایی مانند تنانتیت و تتراهدريت از ویژگی‌های ذخایر اپی‌ترمال (سولفیداسیون

نتیجه‌گیری

کانی‌سازی مس در کانسار اسماعیل‌آباد در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن است که بطور عمده توسط گسل‌های با روند شمال غرب- جنوب شرق کنترل می‌شود. کانی‌سازی مس به طور عمده بصورت رگه- رگچه‌ای و همراه با مجموعه کانیاپی و دگرسانی محیط گرمایی، مانند سیلیسی-کربناتی، آرژیلیکی، پروپلیتی و سربستی همراه است. رخداد کانی‌زایی به دو صورت هیپوزن و سوپرژن است. در مرحله هیپوزن فازهای سولفیدی و اکسیدی عمدتاً پیریت، کالکوپیریت، همراه با الیژیت، هماتیت و مگنتیت است. در مرحله سوپرژن کالکوسیت، کولیت در حاشیه سولفیدهای اولیه نهشته شده‌اند. در مرحله تأخیری مالاکیت، آزوریت، کریزوکولا، تنانتیت و تتراهدريت و هیدروکسیدهای آهن تشکیل شده‌اند. عدم کانی‌سازی فلزات گران‌بها می‌تواند گویای فرآیندهای فرسایشی قوی در بخش‌های بالایی کانی‌سازی و یا محتوای کم فلزات گران‌بها در سیالات منشأ باشد. مس عنصر اصلی و اقتصادی کانسار است و بیشترین همبستگی را به ترتیب با عناصر Ca, As, Sb, S, Ag و Sc دارد. ناپایداری کمپلکس‌های سولفیدی و کلریدی که به نهشته شدن همزمان آهن و مس و تولید فازهای سولفیدی در آخرین مرحله کانی‌سازی می‌انجامد، به طور قابل توجهی تحت تأثیر پدیده جوشش اختلاط و رقیق‌شدگی سیالات و شورابه‌های حوضه‌ای قرار گرفته است. بر اساس مقادیر دمای همگن‌شدگی و شوری به دست آمده در این پژوهش، اختلاط آب‌های ماگمایی با آب‌های جوی، رقیق‌شدگی و شورابه‌های حوضه‌ای در تشکیل کانسار نقش داشته‌اند و کانی‌سازی در عمق ۱۰۰ تا ۵۰۰ متری و فشار ۲۰ تا ۱۲۰ بار تشکیل شده است. شواهد صحرایی، کانی‌شناسی، دگرسانی و مطالعات میانبرهای سیال، بیانگر کانی‌سازی از نوع مانتو عاری از فلزات گران‌بها است.

سپاسگزاری

از مدیران و کارشناسان محترم معدن اسماعیل‌آباد سپاسگزاری می‌شود.

مهم در ناپایداری همیافت‌های کلریدی و سولفیدی است که همزمانی نهشته‌های آهن و مس و سپس تشکیل فازهای سولفیدی در مراحل پایانی کانی‌سازی را به همراه دارد که در اثر کاهش ناگهانی فشار در شکستگی‌های منطقه ایجاد شده‌اند (Tale Fazel et al, 2011). حضور میانبرهای سیال با نسبت متفاوتی از مایع و گاز و همزیستی میانبرهای غنی از گاز و همچنین همیافتی میانبرهای سیال تک‌فازی مایع با میانبرهای تک‌فازی گازی رخداد پدیده جوشش را تأیید می‌کند (Yilmaz et al, 2010; Moncada et al, 2012). همچنین شواهدی مانند کوارتزهای با بافت شانه‌ای و کوکاد، حضور مسکویت ریزدانه (سربست) و ابلت در نزدیکی رگه‌ها نشان‌دهنده جوشش هستند (Shimizu, 2014; Goudarzi et al, 2024). همجواری میانبرهای سیال چندفازه با میانبرهای غنی از فاز بخار، نشان‌دهنده حبس سیالات در نقطه جوشش است، یعنی در حالتی که بخار با مایع در حال تعادل بوده است. در نتیجه این جوشش، قسمتی از مس موجود در محلول می‌تواند به صورت کالکوپیریت نهشته شود (Afshooni et al, 2013). جوشش و آمیختگی سیالات عوامل مهم در فوق اشباع شدن سیالات و تشکیل شرایط لازم در ته‌نشست کانه‌ها در سنگ‌های میزبان می‌شود (Wilkinson, 2001). بر اساس نمودار دوتایی کسلر (Beane, 1983) میانبرهای سیال در کانسار مورد مطالعه در گستره سیالات اپی‌ترمال و تا حدود در محدوده اختلاط سیالات جوی و ماگمایی با شوری و دمای پائین قرار می‌گیرند. مقادیر زیاد هماتیت در این منطقه در نتیجه تجزیه سولفیدها و مگنتیت‌های اولیه به دلیل افزایش گریزندگی اکسیژن محیط و نیز ایجاد دگرسانی شاخص اپیدوتی و کلریتی همراه با کانی‌زایی در اثر آبپوشی و دگرنهادی یون H^+ ، نشان‌دهنده عملکرد چرخش آب‌های سرد جوی در پهنه‌های برشی ناشی از صعود ماگما و آمیختگی این سیالات با سیالاتی با خواستگاه ماگمایی و اپی‌ترمال، تأییدکننده نتایج بررسی میانبرهای سیال در این مورد است. همپوشانی آشکاری میان محدوده دما و شوری کانی‌سازی در کانسار اسماعیل‌آباد با کانسارهای نوع مانتو وجود دارد.

پانویس

1-Porphry microlithic texture
2-Ophitic texture

3-Poikilitic texture
4-Intergranular texture

5-Seriate texture

References

- Afshooni, S.Z., Mirnejad, H., Esmaily, D. and Asadi, H.H., 2013. Mineral chemistry of hydrothermal biotite from the Kahang porphyry copper deposit (NE Isfahan), Central Province of Iran. *Ore Geology Reviews*, v. 54(1), p. 214-232. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.04.004>
- Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Castro, A., 2015. Petrogenesis and U-Pb SHRIMP dating of Tarom plutons, Iran. *Quarterly Journal of Geosciences*, v. 24, p. 3-20 (In Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42373>
- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East, Tehran. Geological Survey of Iran.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*, v. 229(3), p. 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- André-Mayer, A.S., Leroy, J., Bailly, L., Chauvet, A., Marcoux, E., Grancea, L., Llosa, F. and Rosas, J., 2002. Boiling and vertical mineralization zoning: A case study from the Apacheta low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, south Peru. *Mineralium Deposita*, v. 37, p. 452-464. <https://doi.org/10.1007/s00126-001-0247-2>
- Arribas, A., Cunningham, O., Rytuba, J., Rye, O., Kelly, W., Podwysocki, W., Mckee, E. and Tosdal, R., 1995. Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of Rodalquilar Au alunite deposit, Spain. *Economic Geology*, v. 90, p. 795-822. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.4.795>
- 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 Neo-Tethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 30, p. 474-489. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.01.001>
- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H., Richards, J.P. and Jourdane, F., 2013. Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper-gold deposit, Markazi province, Iran. *International Geology Review*, v. 55, p. 158-184. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.689640>
- Azizi, H., Chung, S.L., Tanaka, T. and Asahara, Y., 2011. Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC); northwestern Iran: a significant revision of the formation age and magma source. *Precambrian Research*, v. 185(3-4), p. 87-94. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.12.004>
- Beane, R.E., 1983. The Magmatic-Meteoritic Transition. Geothermal Resources Council, Special Report, v. 13, p. 245-253.
- Buckley, V.J.E., Sparks, R.S.J. and Wood, B.J., 2006. Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 151(2), p. 121-140. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0060-5>
- Caillat, C., Dehlavi, P. and Martel, J.B., 1978. *Geologie de la region de Saveh (Iran): contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran central*. Ph. D. Thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 325 p.
- Christie, A.B., Simpson, M.P., Brathwaite, R.L., Mauk, J.L. and Simmons, S.F., 2007. Epithermal Au-Ag and related deposits of the Hauraki goldfield, Coromandel volcanic zone, New Zealand. *Economic Geology*, v. 102, p. 785-816. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.5.785>
- Dolatshahi, S., Zamanian, H., Karimzadeh Somarin, A. and Yang, X., 2019. Petrology, geochemistry and tectonic setting of the intrusive mass associated with Rangraz copper deposit (North of Saveh, central part of Urumieh-Dokhtar magmatic arc). *Petrology*, v. 10, p. 79-98 (In Persian). <https://doi.org/10.22108/ijp.2019.116329.1131>
- Fan, H.R., Groves, D.I., Mikucki, E.J. and McNaughton, N.J., 2000. Contrasting fluid types at the Nevorita gold deposit in the Southern Cross greenstone belt, Western Australia: Implications of auriferous fluids depositing ores within and Archean banded iron-formation. *Economic Geology*, v. 95(7), p. 1527-1536. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.7.1527>
- Fazli, N., 2015. Geology, mineralogy, geochemistry and genesis of North Narbaghi epithermal deposit, northeast of Saveh, M. Sc. Thesis, Tarbiat Modares University, 201p (In Persian).
- Fazli, N. and Ghaderi, M., Lentz, D. and Li, J., 2019. Geology, alteration, mineralization, and geochemistry of the North Narbaghi epithermal Ag-Cu deposit, northeast Saveh, Iran. *Quarterly Journal of Geosciences*, v. 28, p. 13-22. (In Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.97142.1246>
- Firoozbakht, M.S., Ghaderi, M. and Tajeddin, H., 2018. Geology and mineralization in the Lak base metal (-Au) deposit, south Buin Zahra. *Proceedings of the 10th National Symposium of Iranian Society of Economic Geology*, University of Isfahan, Isfahan, Iran, v. 2, p. 256-264. (In Persian with English abstract)
- Fournier, R.O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Economic Geology*, v. 94, p. 1193-1212. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.8.1193>
- Geological survey of Iran, 1989. Geological map of Zaviyeh. Scale 1/100,000, v. 624.

- Ginibre, C. and Wörner, G., 2007. Variable parent magmas and recharge regimes of the Parinacota magma system (N. Chile) revealed by Fe, Mg and Sr zoning in plagioclase. *Lithos*, v. 98, p. 118-140.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.03.004>
- Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U. and Ullah, M., 2024. Evidence of boiling in ore-forming process based on quartz textures and fluid inclusions studies, a case study in Mamouniyeh Cu deposit, Iran. EGU General Assembly 2024, Vienna, Austria, EGU24-8552.
<https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-8552>
- Haas, J.L., 1976. Thermodynamic properties of the coexisting phases and thermodynamic properties of the NaCl component in boiling NaCl solutions. *U.S. Geological Survey Bulletin*, v. 1421, p.1-71.
- Haghipour, A. and Aghanabati, A., 1989. Geological map of Iran at a scale of 1:250,000. Geological and Mineral Exploration Organization of the country (In Persian).
- Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K. and Walker, J.D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics*, v. 451, p. 70-96.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.062>
- Hedenquist, J.W., 2015. Porphyry copper potential in Mexico: Transitions from epithermal lithocaps to veins and tops of porphyry deposits. Extended abstract. AIMMGM Presentation, Acapulco, Mexico, p. 1-8.
- Heidari, S.M., Safavy, S., Akbarpour, A., Hassanlou, A. and Mohaghegh, B. 2022. Geology, structure and mineralization of Cu (\pm Au) hydrothermal magmatic deposits of Saveh-Razan region. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, v. 32(2), p. 89-104 (In Persian).
<https://doi.org/10.22071/gsj.2021.276571.1894>
- Hesami, K., Jamali, F. and Tabassi, H., 2003. Major Active Faults of Iran, Scale 1:2500000. International Institute of Earthquakes Engineering and Seismology, Tehran.
- Housh, T.B. and Luhr, J.F., 1991. Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *American Mineralogist*, v. 76, p. 477-492.
- Humphreys, M.C.S., Blundy, J.D. and Sparks, R.S.J., 2006. Magma Evolution and Open-System Processes at Shiveluch Volcano: Insights from Phenocryst Zoning. *Journal of Petrology*, v. 47, p. 2303-2334.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egl045>
- Kesler, S.E., Reich, M. and Jean, M., 2007. Geochemistry of fluid inclusion brines from Earths oldest Mississippi Valley-type (MVT) deposits. *Chemical Geology*, v. 237(3-4), p. 234-248.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.11.001>
- Mehvari, R., Shamsipour Dehkordi, R., Bagheri, H., Noghreyan, M. and Mackizadeh, M.A., 2010. Mineralogical and fluids inclusion studies in the Kalchueh copper-gold deposit, East of Isfahan. *Economic Geology*, v. 1, p. 47-55 (In Persian).
<https://doi.org/10.22067/econg.v1i1.3680>
- Moncada, D., Mutchler, S., Nieto, A., Reynolds, T.J., Rimsltidt, J.D. and Bodnar, R.J., 2012. Mineral textures and fluid inclusions petrography of the epithermal Ag-Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 114, p. 20-35.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.12.001>
- Muntean, J.L., Kesler, S.E., Russell, N. and Polanco, J., 1990. Evolution of the Monte Negro acid sulfate Au–Ag deposit, Pueblo Viejo, Dominican Republic—important factors in grade development. *Economic Geology*, v. 85, p. 1738-1758.
- Nielsen, R.L., Ustunisik, G., Lange, A.E., Tepley III, F.J. and Kent, A.J.R., 2020. Trace element and isotopic characteristics of plagioclase megacrysts in plagioclase ultraphyric basalts (PUB). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 21, p. 8638.
<https://doi.org/10.1029/2019GC008638>
- Nouri, N., Azizi, H., Stern, R., Asahara, Y., Khodaparasl, S., Madanipour, S. and Yamamoto, K., 2018. Zircon U-Pb dating, geochemisltly and evolution of the Late Eocene Saveh magmatic complex, central Iran: Partial melts of sub-continental lithospheric mantle and magmatic differentiation. *Lithos*, v. 314-315, p. 274-292.
- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer, Berlin, 1250 p.
<http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-8613-7>
- Plechov, P.Y. and Tsai, A.E., Shcherbakov, V.D. and Dirksen, O.V., 2008. Opacitization conditions of hornblende in Bezymyanni volcano andesites. *Petrology*, v. 16, p. 19-35.
<https://doi.org/10.1134/S0869591108010025>
- Rajabpour, Sh., Behzadi, M., Jiang, Sh.Y., Rasa, I., Lehmann, B. and Ma, Y., 2017. Sulfide chemistry and sulfur isotope characteristics of the Cenozoic volcanic-hosted Kuh-Pang copper deposit, Saveh county, northwestern central Iran. *Ore Geology Reviews*, v. 86, p. 563-583.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.03.001>
- Rajabpour, Sh., Jiang, S.Y., Lehmann, B., Abedini, A. and Gregory, D.D., 2018. Fluid inclusion and O–H–C isotopic, 9 constraints on the origin and evolution of ore-forming fluids of the Cenozoic volcanic-hosted Kuh-Pang copper deposit, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, v. 94, p.

- 277-289.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.003>
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.C., Abbassi, M.R., Mercier, J., Shabaniyan, E. and Soleymani, S., 2004. Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros- Makran transfer zone, SE Iran: A transition between collision and subduction through a young deforming system. *Tectonics*, v. 23(4), 24 p. <https://doi.org/10.1029/2003TC001599>
- Renjith, M.L., 2014. Micro-textures in plagioclase from 1994–1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*, v. 5, p. 113-126. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.03.006>
- Richards, J.P. and Sholeh, A., 2016. The Tethyan tectonic history and Cu-Au metallogeny of Iran. *Economic Geology*, v. 19, p. 193-212.
- Roedder, E., 1984. Inclusion sample selection, preparation, petrography and photography. In: Ribbi, P.H. (Ed), *Fluid Inclusions*. Mineralogical Society America, Washington, D.C, p. 149-180.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie and Son, Glasgow, 239 p. <https://doi.org/10.1180/minmag.1986.050.356.32>
- Shimizu, T., 2014. Reinterpretation of quartz textures in terms of hydrothermal fluid evolution at the Koryu au-ag deposit. *Economic Geology*, v. 109, p. 2051-2065. <https://doi.org/10.2113/econgeo.109.7.2051>
- Simmons, S.F., White, N.C. and John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, J.R., Richards, J.P. (Eds.), *Economic Geology*, v. 100, p. 485-522.
- Tale Fazel, A., Mehrabi, B., Khakzad, A. and Kianpour, R., 2011. Stages and Mineralization conditions of Dardvey iron skarn based on mineralogy and fluid inclusion Evidences, Sangan area (Khorasan Razavi). *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, v. 21(82), p. 139-150 (In Persian).
- Viccaro, M., Giacomoni, P.P., Ferlito, C. and Cristofolini, R., 2010. Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts. *Lithos*, v. 116, p. 77-91. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.012>
- Viccaro, M., Giuffrida, M., Nicotra, E. and Ozerov, A.Y., 2012. Magma storage, ascent and recharge history prior to the 1991 eruption at Avachinsky Volcano, Kamchatka, Russia: Inferences on the plumbing system geometry. *Lithos*, v. 140-141, p. 11-24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.019>
- Wall, V.L., Clemens, J.D. and Clarke, D.B., 1987. Models for granitoid evolution and source composition. *Geology*, v. 6, p. 731-749.
- Wang, L., Qin, K.Z., Song, G.X. and Li, G.M., 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, v. 107, p. 434-456. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.023>
- Waters, L.E. and Lange, R.A., 2015. An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *American Mineralogist*, v. 100, p. 2172-2184.
- Whitney, D.L. and Evans, W.E., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, v. 95(1), p. 185-187. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, v. 55(1-4), p. 229-272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Williams-Jones, A.E., Schrijver, K., Doig, R. and Sangster, D.F., 1992. A model for epigenetic Ba-Pb-Zn mineralization in the Appalachian Trust Belt Quebec: Evidence from fluid inclusions and isotopes. *Economic Geology*, v. 87(1), p. 154-174. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.1.154>
- Yermacov, N.P., 1965. *Research on the nature of mineral-forming solutions with special reference to data from fluid inclusions*, Pergamon Press, Oxford, 743 p.
- Yilmaz, H., Oyman, T., Arehart, G.B., Colakoglu, A.R. and Billor, Z., 2007. Low sulfidation type Au-Ag mineralization at Bergama, Izmir, Turkey. *Ore Geology Reviews*, v. 32, p. 81-124. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.10.007>
- Yousefi, S. and Alipour-asll, M., 2019. Vein-type copper mineralization in the Zarandieh area based on mineralogy, geochemistry and fluid inclusions studies, Saveh, Markazi province, *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, v. 28(111), p. 203-124. <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.82635.1090>
- Yushin, A. and Romanko, E., 1981. *Isotope-geochemical characteristics of mineral deposits of Anarak area (Central 15 Iran)*. V/O Technoexport, Moscow. v. 16, 78 p
- Zamaniah, H., Dolatshahi, S., Yang, X., Karimzadeh, S.A.M. and Meshkani, S.A., 2021. Geochemical, fluid inclusion and O-H-S isotope constraints on the origin of the Rangraz copper deposit, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, v. 128, p. 103877. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103877>