Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Autumn 2025, Vol. 15 (3): 170 - 204

Research Article

Geochemistry, fluid inclusions, and stable isotopes study in the north Varzaneh prospect: a high-sulfidation epithermal mineralization.

Ghasem Amirkia[1]*, Hasan Zamanian[2], Alireza Zarasvandi[3]

1- Geology Department, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran
2- Faculty of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran
3- Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Keywords: *north Varzaneh, mineralization, epithermal, fluid inclusion, stable isotopes.*

1-Introduction

The north Varzaneh prospect, situated in the central segment of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), is recognized as a host of epithermal mineralization. With its Eocene volcanic and volcaniclastic host rocks, this region represents an important deposit influenced by subduction-related magmatism and hydrothermal activity. Previous studies on the UDMA emphasize its potential for hosting significant deposits of copper, gold, and associated base metals (Agard et al., 2005). The study aims to unravel the geological, geochemical, and structural controls on mineralization in the region, providing insights into the ore-forming processes and their implications for regional metallogeny.

2-Materials and methods

A comprehensive approach was adopted, integrating field mapping, petrographic studies, and geochemical analyses. Geological mapping at multiple scales (1:25000 to 1:1000) delineated lithological units and structural features. Geochemical sampling included 109 XRD analyses, 244 ICP-MS tests for rare earth elements, and over 7000 ICP-OES and Fire Assay analyses for major and trace elements. Micro thermometry analyzed Fluid inclusions for salinity and temperature, while isotopic studies ($\delta^{18}O$ and $\delta^{34}S$) provided insights into fluid origins and interactions. Mineralogical investigations identified hydrothermal alteration patterns, with a focus on silicic, argillic, and propylitic zones.

3-Results and discussions

The host rocks, comprising Eocene volcanic units, exhibit extensive hydrothermal alteration, predominantly silicification, argillic alteration, and localized propylitization. Fluid inclusion data reveal moderate salinity (7.31–15.76 wt.% NaCl equiv.) and high temperatures (162–511°C) in fluid inclusions, suggesting a magmatic and meteoric fluid mixture (Sillitoe, 2010; Wilkinson, 2001). Mineralogical analyses reveal the presence of sulfide minerals, including pyrite, chalcopyrite, enargite, and sphalerite, as well as gold and silver. The paragenetic sequence illustrates a transition from propylitic to advanced argillic alteration, consistent with high-sulfidation epithermal systems. Structural studies have revealed that fractures and faults play a crucial role in controlling fluid flow and mineral deposition. The enrichment of copper, gold, and silver is spatially associated with zones of intense silicification and structural intersections, reflecting the interplay between tectonics and hydrothermal processes.

* Corresponding author: amirkia.gh@fs.lu.ac.ir
DOI: 10.22055/aag.2025.48633.2493
Received: 2024-12-30
Accepted: 2025-05-17

ISSN: 2717-0764
CC BY

4-Conclusion

The integration of geological, geochemical, and isotopic data confirms the high-sulfidation epithermal nature of the deposit in the Varzaneh prospect. The findings highlight the influence of magmatic arcs on mineralization, with structural controls and hydrothermal processes playing pivotal roles in ore deposition. This study suggests that boiling and fluid mixing are key processes in the deposition of ores. (Goudarzi et al., 2025). Moreover, it contributes to understanding UDMA's metallogeny, providing a framework for exploring similar systems globally and supporting the region's sustainable development of mineral resources.

5-References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences 94, 401-419. https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4

Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U., Lentz, D., Ullah, M., 2024. Genesis of the Mamuniyeh copper deposit in the central Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran: Constraints from geology, geochemistry, fluid inclusions, and H-O-S isotopes. Ore Geology Reviews 175, 106279. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106279

Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. Economic Geology 105, 3-41. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3

Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos 55, 229-272. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Amirkia, Gh., Zamanian, H., Zarasvandi, A., 2025. Geochemistry, fluid inclusions, and stable isotopes study in the north Varzaneh prospect: a high-sulfidation epithermal mineralization. Adv. Appl. Geol. 15 (3), 170-204.
DOI: 10.22055/aag.2025.48633.2493
https://aag.scu.ac.ir/article_20439.html

©2025 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

مطالعه زمین‌شیمی، میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار در محدوده اکتشافی شمال ورزنه: کانه‌زایی نوع اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا

قاسم امیرکیا
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، ، خرم آباد، ایران
حسن زمانیان
دانشکده زمین‌شناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
علیرضا زراسوندی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
amirkia.gh@fs.lu.ac.ir
تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۰/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۲/۲۷

چکیده

محدوده اکتشافی شمال ورزنه، در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است. سنگ‌های میزبان این محدوده شامل واحدهای آذرین ائوسن هستند که تحت تأثیر سیالات گرمابی دستخوش دگرسانی‌های سیلیسی، رسی و پروپیلیتی شده است. تحلیل‌های زمین‌شیمیایی و میانبارهای سیال نشان‌دهنده شوری متوسط (۷/۳۱ تا ۱۵/۷۶ درصد وزنی معادل نمک طعام) و دماهای بین ۱۶۰ تا ۵۱۱ درجه سانتی‌گراد است. بررسی ایزوتوپی اکسیژن ($\delta^{18}O$) و گوگرد ($\delta^{34}S$) منشأ ترکیبی سیالات ماگمایی و جوی را تأیید کرده و نقش فرآیندهای جوشش و اختلاط سیال در نهشت فلزات را نشان می‌دهد. کانه‌های اصلی سولفیدی در این کانسار شامل پیریت، کالکوپیریت، انارژیت و اسفالریت است. این کانه‌ها در همراهی با نهشت طلا، نقره و فلزات پایه، عمدتاً در شرایط دمای پایین و فشار هیدرواستاتیک و در امتداد شکستگی‌ها و ساختارهای اصلی منطقه تشکیل شده‌اند. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده کانه‌زایی از نوع اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا بوده که همراه با شواهد ساختاری، نقش کلیدی کنترل‌های ساختاری در کنترل و توزیع کانه‌زایی را تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: *شمال ورزنه، کانه‌زایی، اپی‌ترمال، میانبارهای سیال، ایزوتوپ‌های پایدار*

۱-مقدمه

کمان ماگمایی ارومیه - دختر نقش مهمی در زمین‌ساخت و فعالیت ماگمایی در ایران ایفا کرده و به‌عنوان یکی از مناطق کلیدی کانه‌زایی در کشور شناخته می‌شود (Agard et al., 2005). این کمان حدود ۱۵۰۰ کیلومتر طول دارد و از شمال غرب (منطقه ارومیه) تا جنوب شرق (منطقه کرمان) امتداد یافته است. عرض این کمان به طور متوسط ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر است و در برخی بخشها، به ویژه در نواحی مرکزی، به ۲۰۰ کیلومتر نیز می‌رسد (Agard et al., 2011; Berberian and King, 1981). زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی این کمان ویژگی‌های بارزی از جمله غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE)، همراه با تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) را نشان می‌دهد. این ویژگی‌ها تأییدکننده ارتباط با محیط‌های فرورانشی و کانسارهای مرتبط هستند. مطالعات متعددی این ویژگی‌ها را در سنگ‌های این کمان گزارش کرده‌اند (Ahmadian and Ghadirpour, 2020; Firouzbakht et al., 2022; Zarasvandi, Rezaei, Raith, et al., 2015). سنگ‌های این منطقه شامل گرانیت، گرانودیوریت، گابرو، دیوریت و سنگ‌های آتشفشانی سری کالک - آلکالن هستند. این ترکیبات غالباً از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری منشأ گرفته و تحت‌تأثیر متاسوماتیسم ناشی از سیالات فرورانشی تغییر یافته‌اند (Kananian et al., 2014; Najafi et al., 2023). به طور عمده، در این منطقه شاهد توالی‌های آتشفشانی و ولکانوکلاستیک با سن ائوسن تا میوسن هستیم که با سنگ‌های رسوبی همراه شده‌اند. واحدهای آتشفشانی شامل آندزیت، داسیت و بازالت هستند (Omrani et al., 2008). در کانسارهای اپی ترمال نظیر چاه زرد (استان یزد) و چدارچای (استان زنجان) ریولیت و آذرآواری‌ها نیز

مشاهده می‌شوند (Kouhestani et al., 2011; Yasami and Ghaderi, 2019). همچنین کانسارهایی مانند کانسار اپی ترمال کالچویه (استان اصفهان) ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مرتبط با فعالیت ماگمایی آداکیتی را نشان می‌دهند که نشان‌دهنده ذوب ناشی از صفحه فرورونده با آلودگی قابل‌توجه پوسته‌ای است (Zamanian et al., 2023). پژوهش‌های اخیر حاکی از آن است که فرآیند تحول ماگمایی در این کمان، به‌شدت تحت‌تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی فعال در کمربند زاگرس و همچنین زمین‌ساخت همگرا بین صفحات عربی و اوراسیا قرار دارد. این پدیده‌ها نقش مهمی در شکل‌گیری ذخایر معدنی مس و طلا در این کمان داشته‌اند (Beygi et al., 2023; Chiu et al., 2013; Dolatshahi et al., 2019; Raeisi et al., 2021; Sayari et al., 2015; Zarasvandi, Rezaei, Sadeghi, et al., 2015). کمان ماگمایی ارومیه - دختر از نظر ساختاری بسیار پیچیده است و مشخصه های ایزوتوپی و داده‌های میانبارهای سیال بین کانسارهای مختلف متفاوت است که نشان‌دهنده تفاوت در منبع سیال ماگمایی-گرمابی و شرایط دمایی است. سیستم‌های اپی‌ترمال موجود در این کمربند، که بیشتر در مناطق مرکزی و شمالی آن یافت می‌شوند، شامل ذخایر طلا-نقره و در برخی موارد فلزات پایه هستند و به سه گروه سولفیداسیون بالا (HS)، سولفیداسیون متوسط (IS) و سولفیداسیون پایین (LS) (Hedenquist et al., 2000) تقسیم می‌شوند. کانسارهای HS، مانند آنچه در کانسار چدارچای مشاهده می‌شود، به‌شدت تحت‌تأثیر گازها و سیالات مرتبط با ماگما قرار دارند و بیانگر تأثیر مستقیم سیالات ناشی از فرآیند فرورانش هستند (Yasami and Ghaderi, 2019). کانسارهای IS مانند چاه زرد (Kouhestani et al., 2015) و چاه‌مسی (Altenberger et al., 2022) با دگرسانی رسی پیشرفته شناخته می‌شوند که منعکس کننده شرایط سیال اسیدی مرتبط با کانسارهای میزبانی‌شده در تشکیلات آتشفشانی است. کانسارهای LS مانند کالچویه دگرسانی پروپیلیتیک گسترده‌تر، دمای پایین‌تر و شرایط احیایی‌تر را نشان می‌دهند که ناشی از اختلاط سیالات ماگمایی-جوی است (Zamanian et al., 2023). از طرفی، سیستم‌های پورفیری مانند چوران با مناطق دگرسانی پتاسیک و فیلیک گسترده همراه هستند که نشان‌دهنده فرایندهای گرمابی- ماگمایی دما بالا است (Zarasvandi et al., 2022).

کمان ماگمایی ارومیه - دختر میزبان کانسارهای اپی‌ترمال مانند کالچویه (Zamanian et al., 2023)، چاه زرد (Kouhestani et al., 2011)، چاه مسی (Altenberger et al., 2022)، آتش انبار (Tale Fazel et al., 2023)، گوین (Alipour-Asll, 2019)، لوبین-زرده (Zamanian et al., 2019)، کوه لخت (Hafezi et al., 2024)، حاجی بلاغ- زالی بلاغ (Fazli et al., 2024)،چدارچای (Mousavi Motlagh et al., 2024; Yasami et al., 2017, 2018; Yasami and Ghaderi, 2019)،کوه پنگ (Rajabpour et al., 2018)، ساری گونای (Richards et al., 2006)، مامونیه (Goudarzi et al., 2024, 2025)، رنگرز (Zamanian et al., 2021) و میلاجرد (Zamanian et al., 2020) است. مشخصات برخی از این کانسارها در جدول ۱ ارائه شده است. نمودهای متفاوتی از این کانسارها در ایران همچون تأثیر فعالیت ماگمایی (Agard et al., 2011; Babazadeh et al., 2018; Kouhestani et al., 2018; Rabiee et al., 2019; Sillitoe, 2010; Simmons et al., 2005; Zarasvandi et al., 2005)، منشأ و تکامل سیالات کانه‌زا (Kouhestani et al., 2015, 2022; Moradiani, 2024; Rajabpour et al., 2018; Zarasvandi et al., 2019)، ساختارهای کنترل‌کننده و زمین‌ساخت (Beygi et al., 2023; Hosseini-Dinani et al., 2015; Mehrabi et al., 2015; Safari et al., 2015; Siani, 2020; Yasami et al., 2018; Zarasvandi, 2006)، مدل‌های زمین سن‌سنجی و زمانی (Hosseini et al., 2017; Kouhestani et al., 2012, 2018; Mohebi et al., 2020; Rabiee et al., 2019; Raeisi et al., 2021; Zarasvandi, Rezaei, Sadeghi, et al., 2015) و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و کانه‌زایی (Alipour-Asll, 2019; Ebrahimi et al., 2011; Kouhestani et al., 2018b, 2020; Mikaeili et al., 2018; Rabiee et al., 2019; Sameti et al., 2020; Shahbazi et al., 2019; Simmons et al., 2005; Zamanian et al., 2023; Zarasvandi et al., 2022) توسط پژوهشگران مورد بررسی و کاوش قرار گرفته است.

منطقه اکتشافی شمال ورزنه در استان اصفهان و در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب غربی نایین، ۲۵ کیلومتری شمال شرقی ورزنه و در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد (شکل ۱). اقدامات اکتشافی صورت پذیرفته در این منطقه که از سال ۱۴۰۰ آغاز شده است شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، ۱:۵۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰، عملیات زمین‌شیمی، ژئوفیزیک به روش مغناطیس‌سنجی و IP-RS ، حفریات سطحی (ترانشه) و حفاری اکتشافی بوده که منتج به کشف ذخیره مس و طلا در آن شده است.

جدول ۱- مشخصات تعدادی از کانسارهای اپی ترمال در کمان ماگمایی ارومیه- دختر

Table 1. Characteristics of several epithermal deposits in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc.

Ore Deposit Name	Mineralization Type	Host Rock	Alteration Types	Ore Minerals	Oxygen Isotope Values ($\delta^{18}O$ H_2O)	Sulfur Isotope Values ($\delta^{34}S$)	Fluid Inclusion Salinity (wt% NaCl equiv.)	Fluid Inclusion Homogenization Temperature (C)	Reference
Chah Zard	Low to Intermediate	Volcanic breccias	Quartz, adularia, illite, calcite	Pyrite, arsenian pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, electrum	+3.4 to +13.1	Not reported	8.4–13.7	262–345	Kouhestani et al. (2015)
Chodarchay	High-Sulfidation Epithermal + Porphyry	Volcanic-pyroclastic rocks and intrusive bodies	Potassic, propylitic, sericitic, argillic, advanced argillic, silicic	Chalcopyrite, pyrite, galena, sphalerite, enargite, covellite, bornite, gold	Not reported	Not reported	Not reported	Not reported	Yasami et al. (2019)
Lubin-Zardeh	Low-Sulfidation Epithermal	Quartz monzonite, crystal tuffs	Sericitic, argillic, silicic	Chalcopyrite, pyrite, galena, sphalerite, native gold, silver	9.56 to 12.77 (Stage I); 7.23 to 9.24 (Stage II)	Not reported	4.07–13.98	127–327	Zamanian et al. (2019)
Govin	Low-Sulfidation Epithermal Cu-Au	Eocene volcanic rocks, quartz-monzonite, granodiorite, diorite	Propylitic, phyllic, argillic, silicic	Quartz, adularia, chalcopyrite, pyrite, bornite, galena, sphalerite, covellite, malachite	Not reported	-2.5 to +1.4	2.5 to 37.04	146–366 (average ~236)	Alipour et al. (2019)
Kalchuyeh	Low-Sulfidation Epithermal Au-Ag	Middle Eocene volcanic rocks (andesite, rhyolite)	Silicic, sericitic, propylitic, carbonatization	Pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, native gold	+0.7 to +1.5 (Stage I); -2.0 to -1.2 (Stage II); -4.0 to -3.9 (Stage III)	Not reported	3.3 to 7.6 (Stage I); 5.5 to 10.7 (Stage II); 1.3 to 4.7 (Stage III)	235–308 (Stage I); 205–257 (Stage II); 174–217 (Stage III)	Zamanian et al. (2023)
Chah-Mesi	Intermediate-Sulfidation Epithermal	Basaltic to dacitic volcanic rocks, pyroclastics	Silicic, sericitic, argillic, advanced argillic, potassic, propylitic	Pyrite, chalcopyrite, tetrahedrite, sphalerite, galena, electrum, sulfosalts (e.g., pearceite)	Not reported	Not reported	1.2 to 9.9 (sphalerite); 2.1 to 9.2 (quartz)	210 (sphalerite); 260 (quartz)	Altenberger et al. (2023)
Atash-Anbar	Intermediate-Sulfidation Epithermal	Dacitic crystal tuff, andesitic tuff, andesite porphyry	Silicification, sericitization, propylitization, argillic	Chalcopyrite, pyrite, sphalerite, galena, native gold, electrum	+4.9 to +11.1	+1.1 to +5.7	10.7–14.8 (Type I); 14.6–15.5 (Type II)	233–286 (Type I); 243–281 (Type II)	Tale Fazel et al. (2023)
Mamuniyeh	Low-Sulfidation Epithermal Cu	Eocene volcanic rocks, monzodiorite, gabbro	Silicification, argillic, sericitic (phyllic), chloritic	Pyrite, chalcopyrite, bornite, magnetite, hematite, specular hematite	+6.08 to -0.50	Not reported	1.7 to 11.7 (fluid inclusion types vary)	185 to 195 (averages for veins)	Goudarzi et al. (2023)
Hajibolagh-Zalibolagh	Intermediate-Sulfidation Epithermal	Eocene volcano-sedimentary rocks	Silicification, sericitization, argillic, propylitic	Chalcopyrite, bornite, chalcocite, arsenopyrite, pyrite, malachite, azurite	Not reported	-2.7 to +4.8	10.4–29.7 wt% (varies by phase)	165–398 (varies by phase)	Fazli et al. (2024)
North Varzaneh	High-Sulfidation Epithermal	Eocene volcanic rocks, monzodiorite	Silicification, sericitization, argillic, propylitic	Chalcopyrite, pyrite, galena, sphalerite, enargite, covellite, bornite, gold	+0.8±0.2	-2.4 to -0.4	7.31-15.76	162-511	Current work

هدف از این مطالعه، بررسی کانه‌زایی در محدوده اکتشافی شمال ورزنه، استان اصفهان، با استفاده از شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمیایی، تحلیل میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و گوگرد است. این رویکرد یکپارچه

به‌منظور شناسایی زایش کانسار و شرایط مؤثر بر فرآیند کانه‌زایی طراحی شده است. در این پژوهش، ابتدا کانه‌زایی و ساختارهای منطقه شناسایی و توصیف شده، سپس ترکیب شیمیایی سنگ‌ها و کانی‌ها به‌منظور شناسایی عناصر اصلی و فرعی مرتبط با کانه‌زایی تحلیل می‌گردد. همچنین، مطالعه میانبارهای سیال نیز برای تعیین ویژگی‌های سیالات کانه‌ساز و مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و گوگرد با هدف تعیین منشأ و تکامل سیالات گرمابی منشأ تشکیل کانسار بررسی می‌شود. این پژوهش‌ها نه‌تنها برای درک منشأ کانسار ضروری هستند، بلکه بینش لازم را در مورد نظام‌های کانه‌زایی در کمان ماگمایی ارومیه - دختر و محیط‌های مشابه در دیگر نقاط فراهم می‌کنند. در نهایت، با در نظر گرفتن شرایط ژئوشیمیایی و تکتونیکی منطقه، یک مدل ژنتیکی برای کانه‌زایی ارائه شده و پتانسیل معدنی منطقه ارزیابی می‌شود تا راهنمایی برای اکتشافات آینده باشد.

۲-زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

محدوده اکتشافی ورزنه در غرب گسل‌های شمال باختری - جنوب خاوری نایین - بافت (دهشیر - بافت) و قم - زفره و پایانه غربی گسل درونه با روند شرقی شمال‌شرقی - غرب جنوب‌غربی قرار دارد. به نظر می‌رسد ساختمان منطقه اکتشافی در اثر عملکرد گسل‌های فوق و در محل تغییر روند دو گسل یاد شده (نایین - بافت و قم - زفره) از شمال‌غربی – جنوب‌شرقی (با آزیموت ۱۵۵) به شرق جنوب‌شرقی - غرب شمال‌غربی (با آزیموت ۱۳۰) قرار دارد. زمین‌شناسی منطقه اکتشافی ساده و به‌دور از پیچیدگی‌ها و ابهامات زمین‌ساختی است، به عبارتی واحدهای آتشفشانی ائوسن رخنمون‌یافته در محدوده، توسط دایک‌ها و توده‌های نفوذی حد واسط - اسیدی قطع شده است. واحدهای آتشفشانی تناوبی از سنگ‌های آذرآواری شامل توقف، ایگنمبریت و گدازه هستند. زمان تشکیل سنگ‌های آتشفشانی در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ کجان (Amini and Amini Chehreg, 1998) به ائوسن میانی - پایانی نسبت داده شده است. سنگ‌های نفوذی منطقه شامل توده مونزودیوریتی، توده نیمه‌عمیق داسیتی و دایک‌های حد واسط - بازیک (آندزیتی - بازالتی) هستند که طی دو مرحله در بین واحدهای آتشفشانی ائوسن جای گرفته‌اند. واحدهای آتشفشانی منطقه تحت‌تأثیر محلول‌های گرمابی دگرسان شده‌اند. توده نفوذی منطقه تقریباً سالم و غیر دگرسان است و به نظر می‌رسد که هجوم اصلی محلول‌های گرمابی هم‌زمان با جای‌گیری دایک‌های مونزودیوریتی نسل دوم در منطقه بوده است (شکل ۱).

همان‌طور که در نقشه زمین‌شناسی ارائه شده در شکل ۱ نمایش داده شده است گسترده‌ترین و قدیمی‌ترین واحدهای آتشفشانی منطقه واحد Et با سن ائوسن است که در بخشی میانی منطقه رخنمون دارد. این واحد از تناوب سنگ‌های آذرآواری (توف و ایگنیمبریت) پدیدآمده که با رنگ سبز تا خاکستری و لایه‌بندی متوسط تا ضخیم‌لایه در منطقه نمایان است. مرز بالایی واحد توفی ائوسن با واحد Eta هم شیب است (شکل a۲). واحد سنگی Eta در بخش بالایی واحد Et قرار دارد که در بخش میانی منطقه اکتشافی رخنمون داشته با ضخامت بیشینه ۱۰۰ متری از توف و ایگنیمبریتهای اسیدی – حدواسط پدیدآمده است که با رنگ صورتی و خاکستری قابل مشاهده می‌باشد (شکل b۲). واحد سنگی Ev واحدی آتشفشانی از سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری با رنگ خاکستری تیره و لایه‌بندی ضخیم تا توده‌ای است. مرز زیرین این واحد با واحد Eta پیوسته و هم شیب است. در گوشه‌های شمال‌شرقی و جنوب‌غربی منطقه زبانه‌هایی از توده نیمه‌عمیق داسیتی (واحد dc) واحدهای آتشفشانی ائوسن را قطع کرده‌اند. این توده به شکل توده های گنبدی شکل کوچک (احتمالا گنبدهای داسیتی) در بین سنگ‌های آتشفشانی ائوسن جای‌گیر شده است. در نمونه دستی سنگ‌های این واحد دانه‌ریز و به رنگ سفید هستند که به طور محلی توسط رگه‌های سیلیسی قطع شده است. این واحد دارای بافت پورفیریتیک با زمینه میکروگرانولار و گرافیک است که در آن درشت‌بلورهای کوارتز و فلدسپار در متن این سنگ‌ها دیده می‌شود. بر پایه نتایج این مطالعات ترکیب دایک‌ها در حد ریولیت تا تراکی‌آندزیت است (شکل c۲). در شمال منطقه اکتشافی توده‌ای کشیده و کوچک با ترکیب حدواسط و با ارتفاع زیاد در بین سنگ‌های آتشفشانی ائوسن رخنمون دارد. سنگ‌های نفوذی یادشده در دو مرحله به‌صورت یک استوک تیغه‌ای شکل و دایک‌های عریض و طویل در منطقه جای‌گیر شده‌اند که به ترتیب با نشانه‌های md و mdd در نقشه زمین‌شناسی معرفی شده‌اند. دایک‌های mdd سنگ‌های md را قطع نموده و از آنها جوان‌تر هستند. در متن سنگ، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول و به مقدار کمتر آلکالی فلدسپار قابل مشاهده است. نام این واحد

کوارتزمونزودیوریت پورفیری است (شکل d۲). در شکل e۲ دورنمایی از توده مونزودیوریت پورفیری در شمال محدوده (واحد md) و واحدهای توفی Et و Eta در اطراف آن نشان داده شده است. دایک‌های تراکی‌آندزیتی - بازالتی در منطقه اکتشافی شمال ورزنه تشکیل گردیده‌اند که بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه تفکیک و معرفی شده‌اند. این دایک‌ها به‌وضوح سنگ‌های آتشفشانی را قطع نموده و از آنها جوان‌تر هستند. تعداد قابل توجهی رگه سیلیسی و زون‌های سیلیسی شده نیز در منطقه اکتشافی شمال ورزنه برون‌زد دارند. توف و ایگنیمبریتهای داسیتی - آندزیتی دگرسان‌شده سنگ درون‌گیر رگه‌های سیلیسی هستند. بر مبنای موقعیت جغرافیایی، سنگ درون‌گیر، جنس و ترکیب سنگی رگه‌های یا زون سیلیسی می‌توان آنها را در سه زون شامل ۱) زون ۱: رگه‌های سیلیسی در غرب منطقه، ۲) زون ۲: رگه‌های سیلیسی در جنوب شرقی منطقه اکتشافی و ۳) زون ۳: زون‌های سیلیسی - اکسید آهنی در بخش کم‌ارتفاع میانی و شمالی شرقی منطقه تقسیم‌بندی نمود (شکل ۳). در زون ۱، رگه‌های سیلیسی با ابعاد مختلف در سنگ‌های آذرآواری دگرسان نفوذ کرده‌اند. سنگ درون‌گیر رگه‌های سیلیسی در زون ۲ توده نیمه‌عمیق داسیتی و سنگ‌های آذرآواری حاشیه آن هستند که در اثر هجوم محلول‌های سیلیسی، ضمن تشکیل چندین رگه سیلیسی، سنگ‌های درون‌گیر نیز با شدت‌های گوناگون سیلیسی شده‌اند. زون ۳ که بخش میانی و کم‌ارتفاع منطقه اکتشافی به شمار می‌آید، بیشتر رگه‌ها به‌صورت زون‌های سیلیسی - اکسید آهنی، در اطراف دایک‌های کوارتزمونزودیوریتی تشکیل شده‌اند به نظر می‌رسد در زون سوم، ریشه رگه‌های اپی‌ترمال سیلیسی به‌صورت زون‌های سیلیسی - لیمونیتی و سیلیسی - هماتیتی، در سطح فرسایش عمیق‌تر منطقه، نمایان شده است. روند عمومی رگه‌های سیلیسی بیشتر شمال غربی - جنوب شرقی است. بیشتر آنها به‌موازات دایک‌های کوارتزمونزودیوریتی، در بین توف‌های دگرسان تشکیل شده است. در شمال شرقی منطقه اکتشافی، یک رگه کربناته نیز با ضخامت ۳۰ سانتیمتر و طول تقریبی ۱۰ متر در بین سنگهای آذرآواری دگرسان رخنمون دارد.

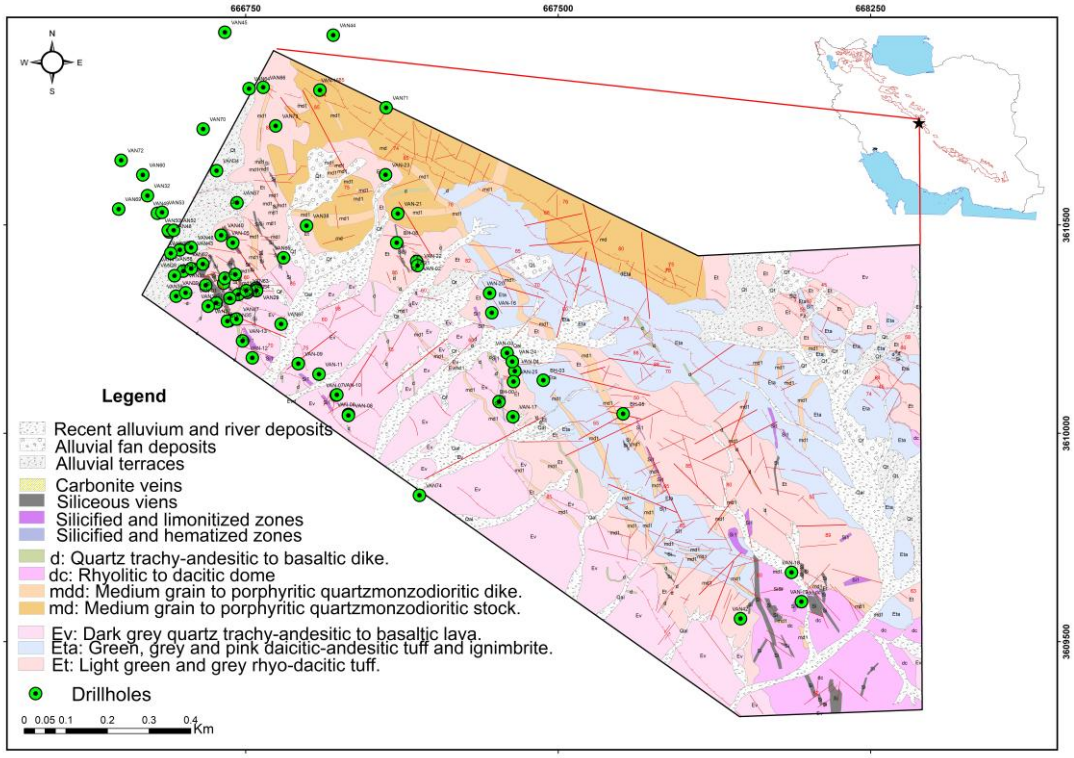
با توجه به بررسی های میدانی و رخنمون‌های موجود در منطقه مورد مطالعه، در برخی رگه‌ها، نسلهای مختلف رگه‌های سیلیسی قابل شناسایی هستند (شکل ۴). افزون بر نسلهای مختلف، در رگه‌های سیلیسی، بافت‌های اولیه و ثانویه نیز دیده می‌شوند. بافت‌های اولیه حاصل تبلور کوارتز از محلول‌های گرمابی، در فضای خالی شکستگیهای منطقه بوده است. این بافتها ممکن است هم‌زمان و یا مجزا در رگه‌های سیلیسی دیده شوند. برای نمونه در رگه‌های سیلیسی بخش غربی منطقه (زون ۱) بافت‌های پرکننده شکستگیها، نواری، قشرگون، و برشی به‌خوبی در عرض و طول رگه‌ها نمایان هستند (شکل a۴ تا c۴). در برخی نقاط رگه‌های سیلیسی (و احتمالاً کوارتز-فلدسپاری) دارای بافت‌های تیغه‌ای و حفره‌ای نیز هستند. بافت حفره‌ای (vuggy) به‌صورت حفرات کوچک در متن رگه‌ها توسعه پیدا نموده و باعث ایجاد حالت اسفنجی در رگه شده است. بافت‌های تیغه‌ای (به‌صورت تیغه‌های مشبک و موازی) نیز در برخی از رگه‌های سیلیسی به همراه بافت حفره‌ای وجود دارند که احتمالاً حاصل جانشینی تیغه های اولیه کلسیتی و سولفاتی هستند (شکل d۴). در برخی بخش های رگه یا زون‌های سیلیسی دارای بافت برشی هستند. در این بخش‌ها قطعات سیلیسی به‌صورت زاویه‌دار در یک سیمان اکسید آهنی (لیمونیت یا هماتیتی) حضور دارند (شکل e۴ وf۴). در شکل ۴، رگه و رگچه‌های سیلیسی در واحدهای مختلف مورد مطالعه نیز دیده می‌شوند. این شامل رگچه‌های سیلیسی در سنگ‌های توده داسیتی در جنوب غرب منطقه (شکل g۴)، رگچه‌های سیلیسی در توف برش‌های واحد Et (شکل h۴)، و رگه‌های سیلیسی قاطع ایگنیمبریت‌های واحد Eta در شمال منطقه (شکل i۴) است. همچنین، رگچه‌های سیلیسی سیاه‌رنگ در سنگ‌های داسیتی (شکل j۴) و دورنمایی از رگه های سیلیسی در زون یک واقع در بخش غربی منطقه اکتشافی (شکل k۴) به نمایش درآمده است.

۳-روش کار

در این پژوهش، به منظور بررسی دقیق نمونه‌ها، آنالیزهای گسترده‌ای انجام شده است. نمونه‌ها از واحدهای زمین‌شناسی بر اساس مطالعات میدانی انتخاب و به سه دسته نمونه سالم، دگرسان و دارای کانه‌زایی طبقه‌بندی شدند؛ به‌گونه‌ای که هر نمونه با ثبت موقعیت دقیق، عکس‌برداری و مستندسازی وضعیت سطحی برداشت شد. پس از انتقال به آزمایشگاه، نمونه‌ها تحت شرایط کنترل‌شده خشک و از آلودگی‌های سطحی عاری شده و به پودر یکنواخت تبدیل گردیدند تا برای آنالیزهای XRD جهت شناسایی فازهای کانیایی (۱۰۹ نمونه)،

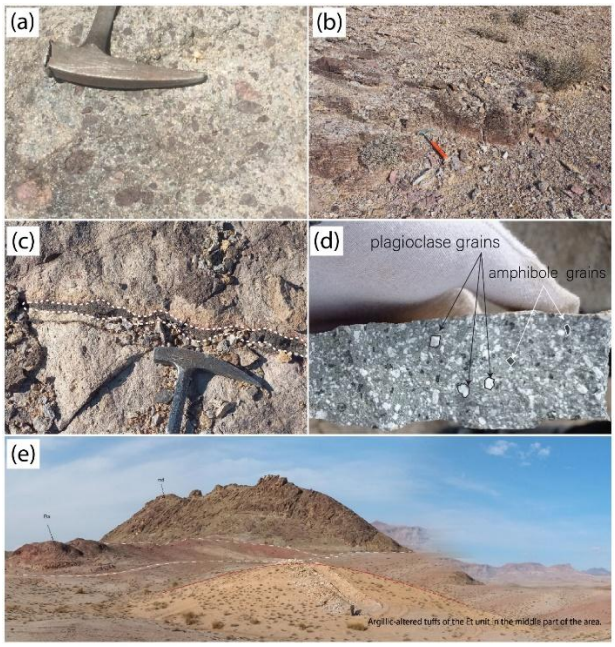
ICP-MS برای تعیین غلظت عناصر نادر خاکی (۲۴۴ نمونه)، ICP-OES و Fire Assay برای بررسی عناصر اصلی و کمیاب و تعیین غلظت طلا (۷۰۰۰ نمونه) آماده باشند. همچنین، برای مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری، نمونه‌ها به‌صورت مقاطع نازک و صیقلی (۵۰۰ نمونه) و برای بررسی پتروگرافی و ریز دماسنجی میانبارهای سیال، به‌صورت مقاطع دوبر صیقل (۵ نمونه) آماده شدند. همچنین آماده‌سازی نمونه‌های انتخاب شده برای آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و اکسیژن (به ترتیب بر روی ۴ و ۱ نمونه) با استفاده از تکنیک‌های استاندارد انجام شد. آنالیزهای شیمیایی در آزمایشگاه‌های زرآزما تهران، زرآزما ماهان و بنیاد علوم کاربردی رازی، مطالعات پتروگرافی (به‌وسیله‌ی میکروسکوپ پلاریزان) و ریزدماسنجی میانبارهای سیال (به‌وسیله‌ی دستگاه Linkam THMSG 600) بر روی نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های سیلیسی دارای کانه‌زایی در آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس و آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و اکسیژن در آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک انجام شده‌اند.

فرآیند اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد بدین شکل است که پس از خردایش نمونه‌های جامد و تبدیل آنها به یک پودر همگن، نمونه توسط دستگاه آنالیز عنصری در دمای بالا در حضور اکسیژن اضافی مورد احتراق قرار گرفته و گوگرد موجود در آن تبدیل به گاز SO2 می‌گردد. این گاز پس از طی مراحل خالص‌سازی از سایر گازهای همراه جدا شده و از طریق سیستم جریان مداوم به همراه گاز هلیوم به‌عنوان گاز حامل وارد دستگاه اسپکترومتر جرمی نسبت ایزوتوپی می‌گردد. جهت اندازه‌گیری نسبت ایزوتوپی 34S/32S نسبت شدت مولکولی جرم‌های ۶۶ به ۶۴ سنجیده شده و گزارش می گردد. از طرفی به منظور سنجش مقادیر ایزوتوپ های اکسیژن کربنات موجود در نمونه- های خردایش شده با اسید فسفریک واکنش داده و تولید گاز CO2 می نماید.این گاز پس از خالص سازی و رطوبت‌گیری از طریق دستگاه ورودی دوگانه (Dual-Inlet) به دستگاه اسپکترومتر جرمی نسبت ایزوتوپی تزریق شده و از طریق تعیین نسبت جرم‌های 18O/16O اندازه‌گیری می‌شود.



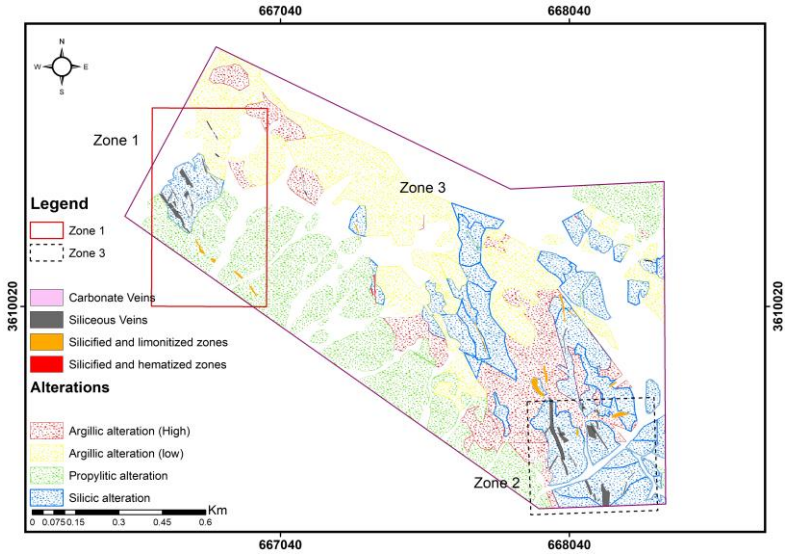
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی محدوده اکتشافی و شماتیکی از موقعیت محدوده در کمان ماگمایی ارومیه – دختر؛ گمانه های اکتشافی حفر شده در محدوده با علایم سبز رنگ نشان داده است.

Fig. 1. Geological map and schematic location of the area in the Urmia-Dokhtar magmatic arc; boreholes drilled in the area are shown in green symbols.



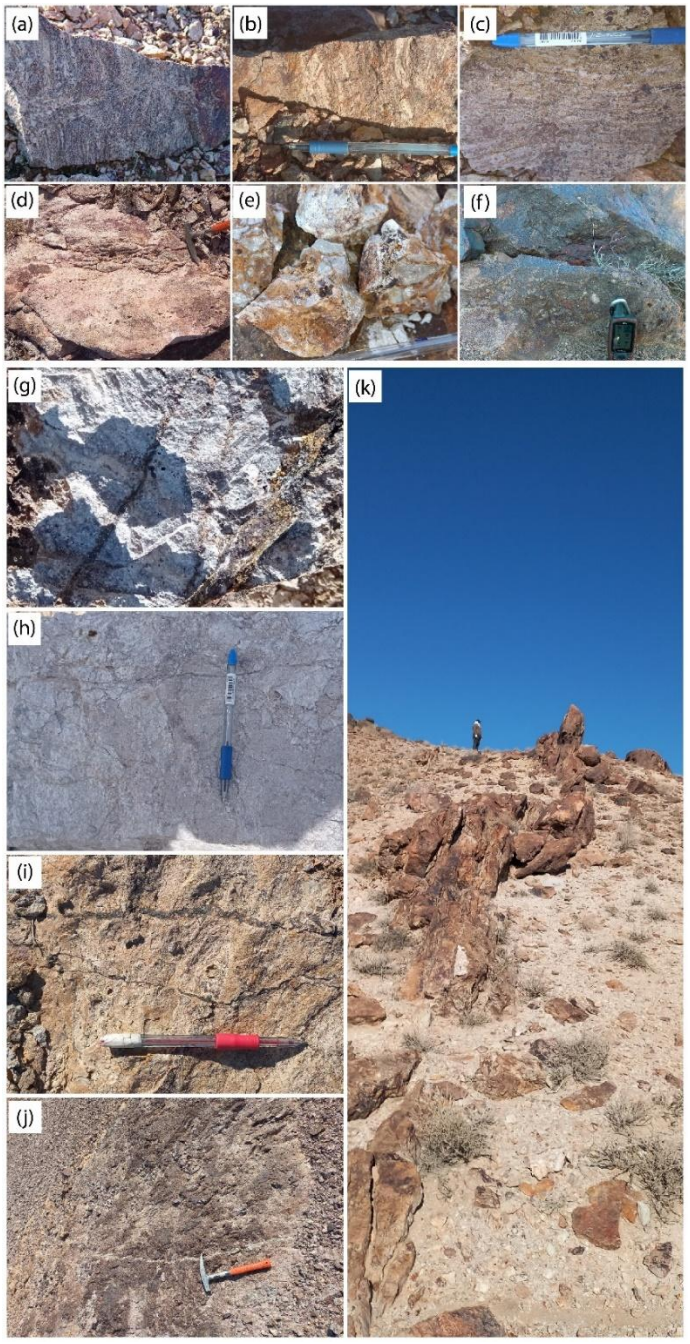
شکل ۲- (a) نمایی از لاپیلی توف‌های ریولیتی-داسیتی واحد Et، (b) نمایی از توف‌های ایگنیمبریتی در واحد Eta، (c) رخنمونی از سنگ‌های توده داسیتی (واحد dc) در جنوب غربی منطقه. در این محل رگه‌های سیلیسی سنگ‌های داسیتی را قطع نموده‌اند، (d) بافت پورفیریتیک در سنگ‌های مونزودیوریت پورفیری شمال محدوده اکتشافی. در متن سنگ درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول به‌خوبی نمایان است و (e) دورنمایی از توده مونزودیوریت پورفیری در شمال محدوده (واحد md). واحدهای توفی Et و Eta در اطراف توده نمایان هستند. توفهای با دگرسانی آرژیلیک واحد Et در مرکز تصویر نمایان هستند.

Fig. 2. (a) A view of the rhyolitic-dacitic lapilli tuffs of the Et unit, (b) View of ignimbrite tuffs in the Eta unit, (c) outcrop of dacitic rocks (dc unit) in the southwest of the area, where siliceous veins intersect the dacitic rocks, (d) Porphyritic texture in porphyritic monzodiorite rocks of the northern exploratory area, with coarse-grained plagioclase and amphibole crystals clearly visible in the rock matrix, and (e) Perspective of the porphyry monzodiorite massif in the north of the prospect (unit md). The Et and Eta tuff units are visible around the massif. The argillic altered tuffs of the Et unit are visible in the center of the image.



شکل ۳- نقشه ساده شده رگه‌ها و زون‌های سیلیسی و دگرسانی‌ها در محدوده اکتشافی شمال ورزنه. در نقشه، رگه‌ها بر مبنای موقعیت جغرافیایی و سنگ درون‌گیر، در سه زون طبقه‌بندی و شماره گذاری شده‌اند.

Fig. 3. Simplified map of siliceous veins, zones, and alterations in the north Varzaneh prospect. In the map, veins are classified and numbered into three zones based on the geographic location and host rock.



شکل ۴- بافت رگه‌های سیلیسی در منطقه ورزنه شمالی. (a، b و c) بافت نواری یا قشرگون در رگه‌های سیلیسی، در تصویر (a) تبلور دو نسل رگه سیلیسی نمایان است، (d) بافت حفره‌ای در رگه سیلیسی در جنوب شرق منطقه، (e و f) نمائی از برشهای گرمابی با ماتریکس سیلیسی- اکسیدی، (g) رگچه‌های سیلیسی در سنگ‌های توده داسیتی در جنوب غرب منطقه، (h) رگچه‌های سیلیسی در توف برشهای واحد Et، (i) رگچه‌های سیلیسی سیاه‌رنگ در سنگ‌های داسیتی، (j) رگچه‌های سیلیسی قاطع ایگنیمبریتهای واحد Eta در جنوب غرب منطقه و (k) دورنمایی از رگه های سیلیسی در زون یک واقع در بخش غربی محدوده

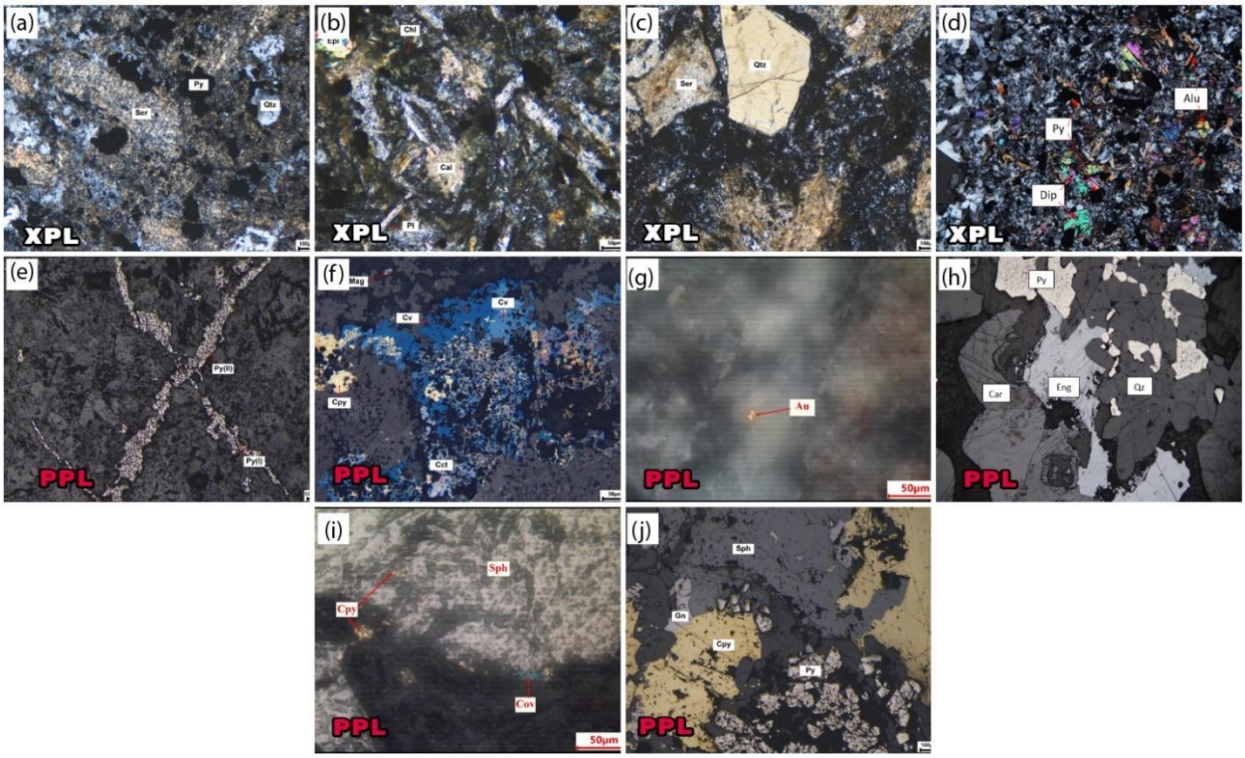
Fig. 4. Textures of siliceous veins in the north Varzaneh prospect. (a, b, and c) banded or crustiform texture in siliceous veins, with (a) showing the crystallization of two generations of siliceous veins, (d) Vuggy texture in a siliceous vein in the southeast of the area, (e and f) Views of hydrothermal breccias with a siliceous-oxidized matrix, (g) Siliceous veinlets in dacitic rocks in the southwest of the area, (h) Siliceous veinlets in tuff breccias of the Et unit, (i) Dark siliceous veins in dacitic rocks, (j)Siliceous veinlets cutting through ignimbrites of the Eta unit in the northern part of the area, and (k) A view of the siliceous veins in Zone 1, located in the western part of the area.

۴-نتایج و بحث

۴-۱-سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری

با توجه به نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD)، سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری نشان‌دهندهٔ حضور کانی‌های کوارتز، کائولینیت، آلبیت، ناتروآلونیت، پیریت، ایلیت، پیروفیلیت و آلونیت به عنوان فازهای اصلی و انارژیت، کالکوپیریت و کوولیت، مالاکیت، پتاسیم فلدسپار، دیاسپور، سیدریت، پیروفیلیت، اسفالریت و گالن، کلریت و اکتینولیت به عنوان فازهای فرعی در نمونه‌ها است. سیلیسی‌شدن و سریسیتی‌شدن (شکل ۵a) و دگرسانی پروپیلیتی (شکل ۵b) در مقاطع مشهود است. کوارتز با خوردگی خلیجی و حفره‌گونه (vuggy quartz) در مقاطع شناسایی شده و حضور آشکاری در رگه‌های سیلیسی دارد. (شکل ۵c) بافت حفره‌گونه به عنوان محصول سیلیسی شدن در محیط‌هایی با سیالات ماگمایی غنی از اسید تشکیل می‌شود. در کانسارهای اپی‌ترمال HS، این نوع کوارتز معمولاً به همراه دگرسانی رسی پیشرفته (حضور آلونیت و دیاسپور) و رسی یافت می‌شود. این ترکیب دگرسانی نشان‌دهنده‌ی سیستم‌های اپی‌ترمال HS است. از طرفی این پدیده به‌عنوان شاخص دگرسانی و زون‌های کانه‌زایی طلا و مس در برخی کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا عمل می‌کند. تحقیقات نشان داده است که این نوع سیلیس به دلیل تماس با سیالات گرمابی اسیدی و مواد فرار غنی از SO_2 تشکیل می‌شود (Aldan et al., 2022; Corral et al., 2016). همچنین وجود کوارتز حفره‌گونه به عنوان هسته‌ی زون کانی‌زایی طلا در کانسارهایی مانند "لاگونا نورت" در پرو گزارش شده است. این کانسارها معمولاً با دگرسانی رسی پیشرفته و سیلیسی دربرگرفته شده‌اند که نشان‌دهنده‌ی تکامل سیالات گرمابی در طول فرآیند کانه‌زایی است (Cerpa et al., 2013). در شکل ۵d حضور آلونیت و دیاسپور در رگه سیلیسی نشان‌دهنده دگرسانی رسی پیشرفته در شرایط اسیدی است. این کانی‌ها به عنوان کانی‌های شاخص دگرسانی رسی شناخته می‌شوند که در شرایط اسیدی و در مراحل پیشرفته دگرسانی تشکیل می‌شوند و می‌توانند نشانه‌ای از شرایط شیمیایی خاص در سیستم‌های گرمابی باشند (Hedenquist et al., 2000; Sillitoe, 2010) پیریت به عنوان یکی از کانه‌های اصلی در کانسار، در مقاطع صیقلی به طور فراوان دیده می‌شود و در اشکال مختلفی از جمله بلورهای شکل‌دار و بی‌شکل حضور دارد. پیریت در این کانسارها می‌تواند در دو نسل متفاوت تشکیل شود که هر نسل ویژگی‌های شیمیایی و ساختاری خاص خود را دارد. در نسل اول، پیریت‌ها معمولاً ریزدانه و کلوفرم هستند، درحالی‌که در نسل دوم، پیریت‌ها معمولاً بلورهای بزرگ‌تر و با ساختار پیچیده‌تری تشکیل می‌دهند (Kouzmanov et al., 2002) . در شکل ۵e دو نسل متفاوت از کانه زایی پیریت دیده می شود. این تغییرات ساختاری در پیریت به وضوح نشان‌دهنده تأثیر شرایط دما و فشار در سیالات گرمابی است و اهمیت آن را در فرآیندهای زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی کانسارهای اپی‌ترمال افزایش می‌دهد (Georgieva et al., 2023). جانشینی کالکوپیریت توسط کالکوسیت و کوولیت در برخی از مقاطع قابل‌مشاهده است (شکل ۵- f). ذرات بی‌شکل طلا در پلاژیوکلازهای دگرسان شده و شکستگی‌ها دیده می‌شوند (شکل ۵- g). که نشان‌دهنده تأثیرات پیچیده فرآیندهای گرمابی و تغییرات شیمیایی در طول تشکیل کانسنگ‌های طلا است. این ذرات غالباً در اثر فرآیندهای نهشت مرتبط با سیالات گرمابی که از دما و شوری پایین برخوردار هستند، تشکیل می‌شوند. دگرسانی پلاژیوکلاز به کانی‌هایی مانند سریسیت و کائولینیت یا کانی‌های رسی باعث ایجاد شکستگی‌ها و حفراتی می‌شود که به‌عنوان مسیر جریان سیالات و محل تجمع ذرات طلا عمل می‌کنند (H. Zhao et al., 2022). کانی‌سازی چند مرحله‌ای با پرشدن شکستگی‌ها و زون‌های برشی با انارژیت و پیریت دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها بافت زونه یا جایگزینی با کانی‌هایی نظیر انارژیت مشاهده می‌شود. انارژیت به‌صورت دانه‌های درشت و پراکنده در رگه‌های کوارتزی همراه با پیریت و کوولیت یافت می‌شود. مقاطع صیقلی نشان‌دهنده جانشینی پیریت با انارژیت و کوولیت است که به تغییر شیمی سیالات طی کانه‌زایی اشاره دارد (شکل ۵h). کانه‌زایی کالکوپیریت به‌صورت بی‌شکل و عمدتاً هم‌رشدی با اسفالریت و گالن دیده می‌شود (شکل ۵i و j) که این امر می‌تواند به دلیل شرایط خاص گرمابی و شیمیایی در زمان تشکیل این کانه‌ها باشد. بافت‌های مشاهده‌شده، شامل فازهای بی‌شکل کالکوپیریت در کنار لایه‌بندی‌های اسفالریت، معمولاً به فرآیندهای مرتبط با جدایش فازی و جانشینی در دماهای متوسط (۱۵۰ تا ۲۹۰ درجه سانتی‌گراد) اشاره دارند (Zhang et al., 2024). پژوهش‌ها بر روی کانسارهایی همچون مالونتو نشان داده‌اند که میکرو و نانوذرات کالکوپیریت در اسفالریت و پیریت با افزایش ناهنجار

غلظت‌های عناصر گرانبهایی مانند طلا و نقره مرتبط است. این افزایش، اغلب ناشی از فرآیندهای مخلوط شدن سیالات و جوشش در طول تشکیل کانه است که تأثیر عمده‌ای بر توزیع عناصر فلزی دارد (Zhang et al., 2024). در برخی کانسارهای دیگر، داده‌های زمین‌شیمیایی دمای تشکیل اسفالریت را تا ۲۳۰ درجه سانتی‌گراد نشان داده و بیانگر تأثیر مستقیم محلول‌های حاوی مس بر جانشینی کالکوپیریت در اسفالریت است (Graupner et al., 2024).



شکل ۵- (a) سیلیسی و سریسیتی شدن (دگرسانی فیلک) همراه با کانه‌زایی پیریت، (b) تشکیل مجموع بلورهای، کلریت، اپیدوت و کلسیت (دگرسانی پروپلیتیک)، (c) کوارتز خلیجی و دگرسانی سریسیتی، (d) رگه سیلیسی دیاسپور و آلونیت‌دار، (e) دو نسل متفاوت از کانه‌زایی پیریت، (f) جانشینی کالکوپیریت توسط کالکوسیت و کوولیت، (g) ذرات بی‌شکل طلا در پلاژیوکلازهای دگرسان شده و شکستگی‌ها، (h) پیریت (زرد مایل به سفید) همراه با انارژیت (خاکستری روشن) در رگه سیلیسی- کربناته، (i) کالکوپیریت به صورت بی‌شکل و عمدتاً هم رشد با اسفالریت دیده می‌شود که گاهی با بورنیت و کوولیت در حال جانشینی است و (j) کانه‌زایی اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، پیریت. اقتباس علایم اختصاری نام کانی ها از (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 5. (a) Silicification and sericitization (phyllic alteration) accompanied by pyrite mineralization, (b) Formation of crystal assemblages including chlorite, epidote, and calcite (propylitic alteration), (c) Embayed quartz and sericitic alteration, (d) Siliceous vein with diaspore and alunite, (e) Two distinct generations of pyrite mineralization, (f) Decomposition of chalcopyrite into chalcocite and covellite, (g) Amorphous gold particles within altered plagioclase and fractures, (h) Pyrite (yellowish-white) associated with enargite (light gray) in a siliceous-carbonate vein, (i) Chalcopyrite appearing amorphous, often coeval with sphalerite, occasionally replaced by bornite and covellite, and (j) Mineralization of sphalerite, galena, chalcopyrite, and pyrite. abbreviations for mineral names is taken from (Whitney and Evans, 2010)

۴-۲-پاراژنز کانی‌ها و دگرسانی‌ها

در مرحله اولیه ماگمایی، تبلور کانی‌های اصلی مانند پلاژیوکلاز، آمفیبول، فلدسپار پتاسیم و کوارتز در سنگ‌های میزبان میکرو مونزودیوریتی رخ داده است. این کانی‌ها بافت‌های پورفیروکلاستیک و بین‌دانه‌ای ریز را نشان می‌دهند که نشان‌دهنده منشأ ماگمایی آن‌هاست (Schwartz, 1947; Zhu Fang; Tan Juanjuan, 2011). دگرسانی پروپیلیتیک با شدت کم و محدود به صورت اپیدوتی و یا کلریتی شدن، در

سنگهای آتشفشانی ائوسن (توف و گدازه) و دایکهای نفوذی وجود دارد. در این مرحله، جانشینی جزئی پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک توسط سیالات گرمابی رخ داده و کوارتز ثانویه و کانی‌های رسی نظیر ایلیت و اسمکتیت شکل‌گرفته‌اند که نشان‌دهنده دماهای پایین‌تر هستند (Morad et al., 2010; Zhou et al., 2022) دگرسانی فیلیک و رسی در مرحله اصلی دگرسانی غالب بوده و به ترتیب با تشکیل کانی‌های کوارتز–سریسیت–پیریت و کائولینیت، ایلیت، اسمکتیت همراه است. سنگ‌های آتشفشانی واحدهای Et و Eta در مرکز منطقه تحت‌تأثیر محلول‌های گرمابی، رسی شده است. در مشاهدات میدانی این سنگ‌های دگرسان با رنگ‌های کرم تا زرد و سفید قابل مشاهده است. به نظر می‌رسد سیالات همراه توده و دایک‌های کوارتزمونزودیوریتی عامل دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بوده‌اند. این پدیده در اطراف دایک‌های کوارتزمونزودیوریتی به‌خوبی دیده می‌شود. در فرآیند دگرسانی سنگ‌های توفی با ترکیب داسیتی - ریولیتی با شدت کم تا زیاد تحت‌تأثیر دگرسانی رسی و تشکیل کانی‌های رسی قرار گرفته‌اند. حضور آلونیت، پیروفیلیت، دیاسپور و ناتروآلونیت هم دیده می‌شود که نشان از دگرسانی آرژیلیک پیشرفته دارند.

سنگ‌های آتشفشانی (توف و گدازه) واحدهای Et و Eta در بخشهای جنوبی و شمال‌غربی منطقه اکتشافی تحت‌تأثیر محلول‌های گرمابی با شدت‌های متفاوتی سیلیسی شده‌اند و بر روی نقشه زمین‌شناسی به‌صورت منطقه دگرسانی سیلیسی تفکیک و معرفی شده است (شکل ۱). رگه‌های کوارتزی دارای بافت‌های شانه‌ای و حفره‌ای نشان‌دهنده نهشت در فضاهای باز هستند (Keith et al., 2018; Lai et al., 2018). افزون بر سیلیسی شدن متن سنگ، رگچه‌های سیلیسی به شکل‌های مختلف، به ویژه استوک‌ورک سنگ‌های آتشفشانی و توده داسیتی را قطع نموده‌اند. در این منطقه دگرسانی، رگه‌ها و زون‌های سیلیسی کوچک تا بزرگی تشکیل شده که گاه با آثار کانه‌زایی مس به‌صورت مالاکیت و سولفیدهای مس، گالن، اکسیدهای آهن و احتمالاً طلا-نقره همراه هستند. مرحله دیرهنگام کانه‌زایی با کانه‌زایی اپی‌ترمال و نهشت سولفیدهایی مانند کالکوپیریت، پیریت، انارژیت و همچنین طلا مشخص می‌شود. کاهش دما و فشار، و شرایط اکسیدکننده‌تر در این مرحله مشهود است (Cundy and Cox, 2005; Yan, 2007). حضور مالاکیت نشان‌دهنده دگرسانی یا زون اکسیدان در مرحله سوپرژن است. در جدول ۲ نگاره‌ای از پاراژنز کانی‌ها در محدوده آورده شده است. در مجموع، در محدوده اکتشافی شمال ورزنه تقریباً تمام واحدهای آتشفشانی و بعضی از سنگ‌های نفوذی کم و بیش دستخوش دگرسانی شده است. دگرسانی غالب در این محدوده از نوع رسی، سیلیسی، و پروپیلیتی است که موقعیت آنها در شکل ۳ آورده شده است.

۴-۳-زمین‌شیمی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی

عیار طلا در محدوده مورد مطالعه به‌طورکلی پایین است، اما ناهنجاری‌های محلی به حداکثر ppm77/7 می‌رسد. اکثر نمونه‌ها مقادیری کمتر از ppm 01/0 نشان می‌دهند که به‌احتمال زیاد منعکس‌کننده زون‌های پراکنده با عیار بالا و مرتبط با کنترل‌های ساختاری یا سنگ‌شناختی است. عیار طلا در نمونه‌ها همبستگی معناداری با سایر عناصر نشان نمی‌دهد. همبستگی ضعیف بین طلا و سایر عناصر در کانسارهای اپی‌ترمال را می‌توان به فرآیندهای زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی منحصربه‌فردی نسبت داد که نهشت طلا را کنترل می‌کنند. پژوهش‌هایی مانند King و همکاران (۲۰۱۴) به نقش سیالات ماگمایی در سازوکارهای انتقال و نهشت طلا اشاره دارند. به‌طور مشابه، پژوهش Morishita و همکاران (۲۰۱۸) نشان می‌دهد که طلا اغلب در پیریت آرسنیک‌دار یا به شکل نانوذرات قرار می‌گیرد و از سایر عناصر جدا می‌شود. علاوه بر این، همان‌طور که در مطالعه Maydagán و همکاران (۲۰۱۳) پرداخته شده است زون‌بندی مکانی و زمانی به غنی‌شدگی محلی طلا مستقل از فلزات پایه یا سولفیدها منجر می‌شود. این یافته‌ها تأکید دارند که نهشت طلا به شرایط اکسیداسیون-احیا، pH، و فعالیت گوگرد بسیار حساس است و اغلب تحت تأثیر شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوتی نسبت به سایر عناصر رخ می‌دهد (Simmons et al., 2020). این تغییرپذیری، نبود همبستگی قوی در سیستم‌های HS را توضیح می‌دهد. غلظت مس تغییرات تغییرات قابل توجهی دارد و از مقدار حداقل (۰/۰۰۰۱٪) تا ناهنجاری‌های بالا (تا ۴/۱۹٪) متغیر است، درحالی‌که مقادیر میانه حدود ۰/۰۰۴٪ است. این الگوها نشان‌دهنده نواحی غنی‌شدگی گرمابی مرتبط با زون‌های کانه‌دار است. غلظت های مس همبستگی بالایی با آرسنیک (۰/۹) نشان میدهند (شکل ۶). این همبستگی بالا در کانسارهای اپی‌ترمال HS به رفتار کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی آن‌ها برمی‌گردد. این کانسارها با کانی‌هایی مانند انارژیت شناخته می‌شوند، جایی که مس و آرسنیک با هم وجود دارند و به طور مستقیم به همبستگی قوی آن‌ها کمک می‌کنند (Lattanzi et al., 2008). سیالات گرمابی در این سیستم‌ها غنی از اجزای فرّار، از جمله گوگرد و آرسنیک هستند که Cu و As را به عنوان یون‌های کمپلکس تثبیت کرده و انتقال و نهشت همزمان آن‌ها را تحت شرایط فیزیکوشیمیایی متغیر تسهیل می‌کنند (Zhu et al., 2011). ماهیت اسیدی و

اکسیدشده این سیالات به‌طور بیشتری نهشت همزمان آن‌ها در کانه‌های سولفیدی را تقویت می‌کند، فرآیندی که اغلب با سرد شدن و اکسیداسیون سیال هدایت می‌شود. این عوامل به‌طور جمعی همبستگی بالای Cu-As مشاهده‌شده در چنین کانسارهایی را توضیح می‌دهند. غلظت نقره به طور میانگین 1/5 ppm است، اما در مناطق ناهنجاری تا 36/129 ppm نیز می‌رسد و همراهی آن با طلا و مس در مناطق کانه‌دار را می‌نمایاند. سطوح بالای آرسنیک (تا 218/47 ppm) و آنتیموان (تا 111/10 ppm) شاخص هایی برای کانه‌زایی اپی‌ترمال HS هستند. این عناصر در نواحی تغییرات رسی پیشرفته به‌شدت غنی شده‌اند. غلظت گوگرد بسیار بالاست و تا ٪۱۴ می‌رسد که وجود کانی‌سازی سولفیدی گسترده و دگرسانی گرمابی شدید را تأیید می‌کند.

نمودار عناصر کمیاب نرمال‌شده به گوشته اولیه (شکل a۷)، الگوهای زمین‌شیمیایی مشخصی را نشان می‌دهد. افزایش غلظت عناصر LILE مانند Cs و Rb همراه با کاهش قابل توجه Nb و Ti مشهود است. همچنین، افزایش Pb و Sr احتمال دخالت سیالات مشتق‌شده از پوسته را تقویت می‌کند که معمولاً در چنین محیط‌هایی مشاهده می‌شود (Faure, 1977; Zartman and Doe, 1981). چنین الگوهایی نشان‌دهنده شرایط زمین‌شیمیایی حاکم بر محیط تشکیل و نقش آنها در تمرکز فلزات گران‌بها هستند. بررسی الگوهای زمین‌شیمیایی در کانسارهای اپی‌ترمال مختلف، از جمله چاه‌زرد، چدارچای، گوین، میلاجرد، لوبین - زرده، کالچویه، کوه‌لخت و مامونیه نشان می‌دهد که افزایش غلظت عناصر LILE مانند Cs و Rb، همراه با کاهش غلظت عناصر HFSE (مانند Nb و Ti) و افزایش Pb و Sr در همه کانسارها مشاهده می‌شود. این ویژگی‌ها عموماً به تأثیر سیالات ماگمایی و مشتق‌شده از پوسته نسبت داده می‌شود که از طریق فرایندهایی مانند جوشش، اختلاط با سیالات جوی، و سردشدن سیالات کانه‌زا باعث تشکیل ذخایر فلزی شده‌اند. نقش سیالات پوسته‌ای به‌ویژه در کانسارهایی مانند چاه‌زرد، چدارچای، و میلاجرد برجسته است، درحالی‌که کانسارهای دیگر مانند گوین، لوبین - زرده، و مامونیه نیز شواهدی از برهم‌کنش‌های گرمابی عمیق و سطحی را نشان می‌دهند.

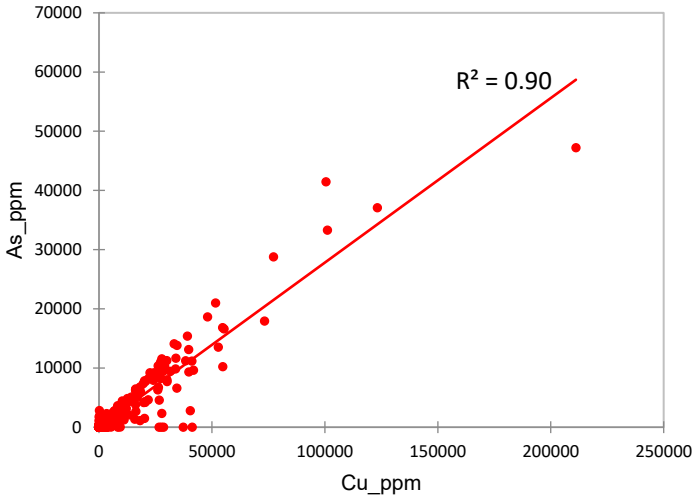
نمودار REE به هنجارشده با کندریت نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE (La تا Nd) نسبت به HREE (Er تا Lu) است (شکل b۷). شیب‌های تند این الگوها فرآیندهای تفکیک را نشان می‌دهد که در سیستم‌های اپی‌ترمال معمول می‌باشد. این روندها با جابه‌جایی و نهشته شدن REE به واسطه سیالات گرمابی سازگار است (Migdisov et al., 2016; White and Hedenquist, 1995). بیشتر نمونه‌ها ناهنجاری منفی مشخص Eu نشان می‌دهند. ناهنجاری منفی Eu در کانسارهای اپی‌ترمال عمدتاً ناشی از رفتار متفاوت Eu+2 در شرایط کاهشی است. در این شرایط، Eu به حالت ۲+ کاهش می‌یابد و برخلاف سایر عناصر خاکی نادر که در حالت ۳+ باقی می‌مانند، تمایل دارد در کانی‌های میزبان مانند پلاژیوکلاز یا کلریت جایگزین شود. این فرآیند باعث حذف انتخابی Eu از سیال گرمابی و ایجاد ناهنجاری منفی در الگوهای REE می‌شود. شرایط اسیدی تا خنثی و دمای پایین تا متوسط در سیستم‌های اپی‌ترمال نیز به این پدیده کمک می‌کنند (Kikawada et al., 2001; Linnen et al., 2014). الگوهای نسبتاً تخت در محدوده HREE نشان‌دهنده تفکیک حداقلی این عناصر است. این موضوع به برهمکنش محدود سیالات گرمابی با منابع عمیق‌تر مافیکی یا اولترامافیکی که می‌توانند تأمین‌کننده HREEباشند، اشاره دارد (Cullers and Graf, 1984). این الگوها نشان‌دهنده مشارکت سیالات ماگمایی هستند که پس از آن تفکیک REE تحت‌تأثیر برهمکنش سیال - سنگ، تغییرات اکسایش-کاهش و شیب‌های دمایی قرار گرفته است. در نمودار شکل a۸ همبستگی مثبت Ta و Th نشان‌دهنده تفکیک ماگمایی است. در محیط‌های اپی‌ترمال، غنی‌شدگی این دو عنصر اغلب به فعالیت ماگمایی فلسیک در مناطق فرورانش مرتبط است. نسبت Th/Ta می‌تواند به تمایز بین فعالیت ماگمایی کمانی و آلودگی پوسته‌ای کمک کند (du Bray, 2017). این توزیع، محیط زمین‌ساختی را نشان می‌دهد که تحت‌تأثیر فرآیندهای مرتبط با پوسته زمین و مناطق فرورانشی قرار دارد که مشخصه گرانیت‌های قوسی (VAG) یا گرانیت‌های مربوط به برخورد قاره‌ای (COLG) است. غلظت پایین Ta نشان‌دهنده مشارکت محدود منابع مشتق‌شده از گوشته است که با مناطق فرورانشی همخوانی دارد، درحالی‌که مقادیر نسبتاً بالای Th منعکس‌کننده غنی‌سازی پوسته‌ای است که معمولاً در محیط‌های برخوردی یا قوسی مشاهده می‌شود (Pearce and Cann, 1973). نبود مقادیر بالای Ta که معمولاً با گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای (WPG) مرتبط است منتج به این استدلال میشود که این نمونه‌ها بیشتر از محیط‌های زمین‌ساختی فرورانشی یا برخوردی هستند تا محیط‌های کششی یا مرتبط با نقاط داغ.

جدول ۲- جدول پاراژنز کانی‌ها در محدوده شمال ورزنه.

Table 2. Table of mineral paragenesis in the north Varzaneh area

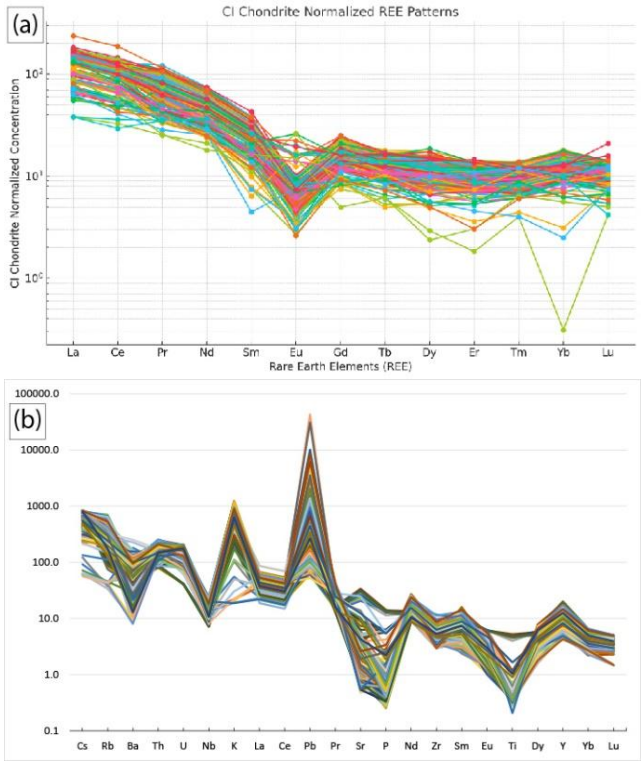
Minerals	Stage 1: Magnatic Mineralization Early Magmatic	Stage 2: Propylitic Alteration Early Hydrothermal	Stage 3: Silicification and Sericitization Silisification	Stage 4: Late Epithermal Mineralization Epithermal	Stage 5: Supergene Alteration Supergene
Quartz	----------	- - - - - -	----------	- - - - - -	.....
K-Feldspar	----------	- - - - - -	.....		
Albite	.....	.....	- - - - - -		
Actinolite		----------	.....		
Chlorite		- - - - - -	.....		
Pyrite		.....		----------	.....
Chalcopyrite			.....	----------	
Sphalerite			.....	- - - - - -	.....
Galena				- - - - - -	.....
Enargite				----------	.....
Kaolinite		.....	----------		----------
Illite			- - - - - -	.....	----------
Pyrophyllite			- - - - - -		.....
Alunite			- - - - - -		----------
Covellite			.....	----------	----------
Chalcocite					----------
Cuprite					- - - - - -
Malachite					----------
Azurite					----------
Goethite					----------
Limonite					----------
Hematite					- - - - - -
Native Gold (Au)			.....	----------	- - - - - -
Diaspore			- - - - - -	.....	
Natroalunite					----------
Siderite				.....	- - - - - -

---------- Strong Presence - - - - - - Intermediate ..... Weak Presence



شکل ۶- نمودار همبستگی مقادیر غلظت Cu و As

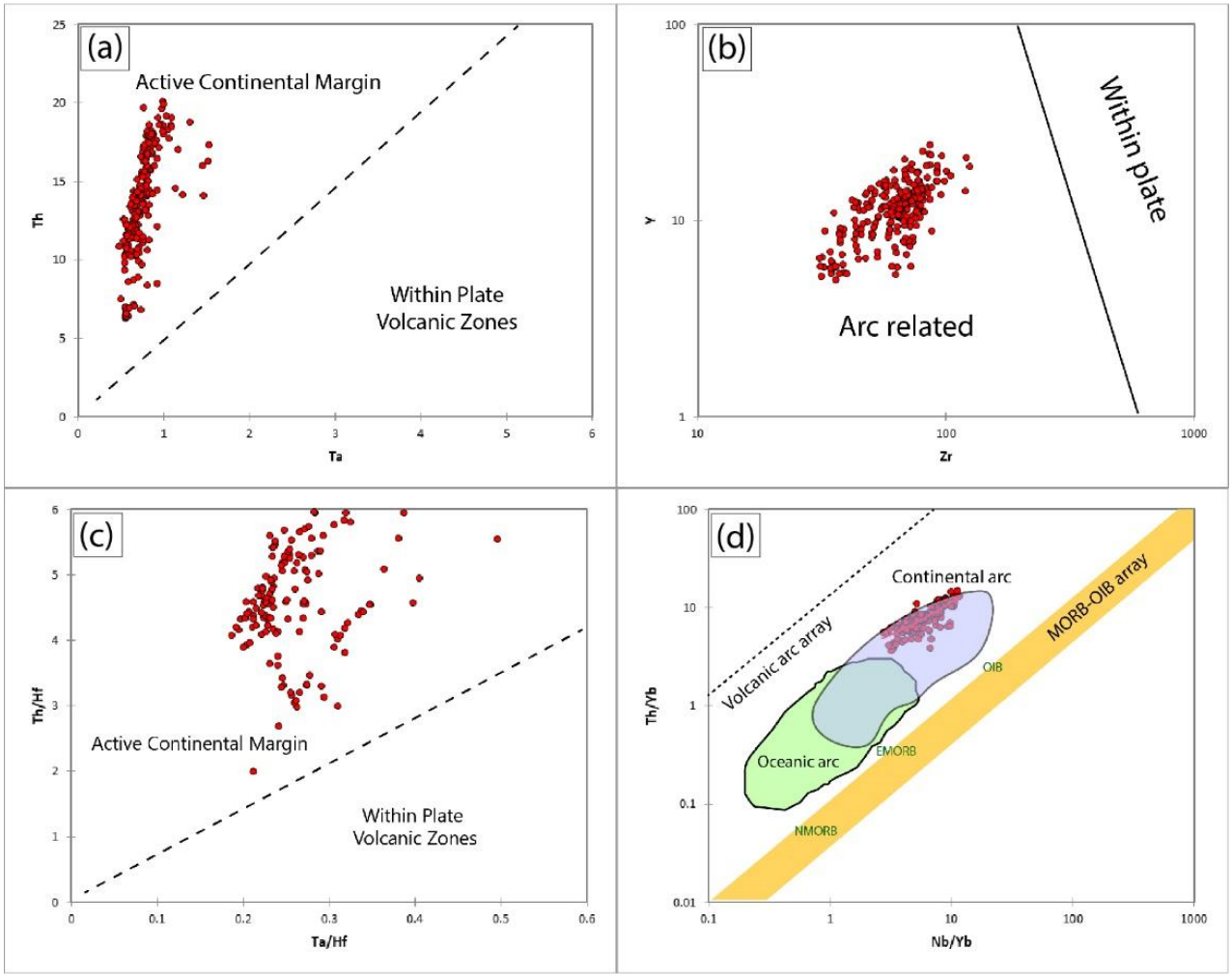
Fig. 6. Correlation diagram of concentration values for Cu and As.



شکل ۷- (a) نمودار عناصر کمیاب نرمال‌شده نسبت به گوشته اولیه (بر اساس Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های آتشفشانی و (b) نمودار مقادیر نرمال‌شده به کندریت CI (Anders and Grevesse, 1989) برای عناصر نادر خاکی در نمونه‌های مورد مطالعه. این نمودار نشان‌دهنده غنی‌شدگی قابل‌توجه عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و حضور ناهنجاری منفی Eu است.

Fig. 7. (a) Trace elements spider diagram normalized to primitive mantle (based on Sun and McDonough, 1989) for volcanic rocks , and (b) CI chondrite-normalized REE diagram for the studied samples, showing significant enrichment of LREE relative to HREE and the presence of a negative Eu anomaly. Such patterns indicate fractionation processes related to hydrothermal fluids, the influence of redox conditions, and the role of magmatic sources in the deposit formation.

در سیستم‌های غنی از سیلیس، غلظت عناصر Y و Zr (شکل ۸b) معمولاً بالا است که نشان‌دهنده محیط کمانی مرتبط با فرورانش یا تفکیک ماگمایی است (White and Hedenquist, 1990). این نسبت‌ها تأثیر منابع گوشته‌ای در مقابل پوسته‌ای را مشخص می‌کنند. نسبت بالای Th/Hf همراه با Ta/Hf (شکل ۸c) ورود مواد پوسته‌ای را می‌نمایاند که در رژیم‌های کششی پسابرخوردی معمول است (Qi et al., 2005). از طرفی نسبت‌های بالای Th/Yb و Nb/Yb (شکل ۸d) نمایانگر فرآیندهای غنی‌سازی مانند متاسوماتیسم مرتبط با فرورانش در گوه گوشته‌ای است که اغلب با سیستم‌های اپی‌ترمال کمانی و پشت کمانی همراه است (Zhao and Xue, 2014). نمودارها یک نظام ماگمایی-گرمابی را نشان می‌دهند که معمولاً در ذخایر اپی‌ترمال در محیط‌های فرورانشی یا زمین‌ساختی پسابرخوردی رخ می‌دهد. این یافته‌ها با فرآیندهای زمین‌دینامیکی در مناطقی مانند شمال شرق چین، تبت و جنوب اقیانوس آرام همخوانی دارد. خلاصه آماری داده های حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی عناصر در جدول ۳ ارائه شده است.



شکل ۸- (a) نمودارهای Ta در برابر Th(Gorton and Schandl, 2000)، (b) Zr در برابر Yبرای تعیین جایگاه زمین ساختی (Müller and Groves, 2016)، (c) Ta/Hf در برابر Th/Hf (Gorton and Schandl, 2000)و (d) Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce and Peate, 1995)

Fig. 8. (a) Ta vs. Th diagrams (Gorton and Schandl, 2000), (b) Zr vs. Y diagram for tectonic setting discrimination (Müller and Groves, 2016), (c) Ta/Hf vs. Th/Hf diagram (Gorton and Schandl, 2000), and (d) Nb/Yb vs. Th/Yb diagram (Pearce and Peate, 1995).

جدول ۳- پارامترهای آماری محاسبه شده برای داده های حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی عناصر در محدوده

Table 3. Statistical parameters calculated for data obtained from geochemical analysis of elements in the prospect

Element (ppm)	Analysis Technique	Nbr. of observations	Minimum	Maximum	Median	Mean
Au(ppb)	ICP-OES	6925	-	7767.877	5	26.776
Ag			0.140	500	2	1.832
Al			442	167742.033	75931.771	67316.992
As			0.010	47218.800	34.327	191.853
Ba			12.154	8501.046	607.326	659.306
Ca			120	250000	6377.140	13860.718
Cd			0.150	77.325	1	1.366
Ce			1	183.952	47	48.792
Co			1	653.915	9	15.238
Cr			1	202.666	29.041	39.963
Cu			1	41868.030	36.563	631.399
Fe			0.100	337843.296	29323.900	39709.726
Ga			1	42349	16.141	834.275
K			100	76515.699	20505.549	22331.630
La			1	89.968	25.078	25.143
Li			1	351.256	16.788	23.994
Mg			0.020	58344.600	3804	6977.574
Mn			0.020	59672.648	689.163	1236.377
Mo			0.374	65.181	2.604	3.001
Na			161.240	46273.400	10172.369	12792.342
Ni			1	1109.896	14.415	19.249
P			10	5000.987	675.832	723.274
Pb			1.000	7925.027	57.555	161.642
S			0.030	139692.000	3664.500	7994.302
Sb			0.100	10111.000	1	14.064
Sc			0.500	39.800	1.800	3.441
Th			5	22.100	7.800	8.484
V			1	530.000	14.636	34.399
Y			0.500	54.900	7	7.502
Yb			0.200	5.700	0.700	0.913
Sr			15.023	3071.654	299.287	400.782
Ti			50.843	9120.956	2164.191	3060.791
V			1	5755.034	63.000	121.897
Zn			1	15289.861	107.000	220.754
Zr			30.322	122.600	63.121	62.131
La	ICP-MS	244	9	55.709	33.184	30.414
Ce			18	114.401	67.999	62.104
Pr			2.320	11.168	6.151	6.080
Nd			8.200	33.918	19.529	19.870
Sm			0.680	6.523	3.617	3.564
Eu			0.151	1.520	0.370	0.430
Gd			0.990	4.968	3.098	3.073
Tb			0.157	0.643	0.418	0.409
Dy			0.600	4.699	2.464	2.471
Er			0.300	2.400	1.492	1.492
Tm			0.100	0.348	0.221	0.217
Yb			0.050	2.899	1.740	1.782
Lu			0.100	0.500	0.234	0.231
Sc			1.497	31.400	2.396	3.195
Y			3.200	24.185	11.615	11.799

۴-۴-مطالعات پتروگرافی و ریزدماسنجی میانبارهای سیال

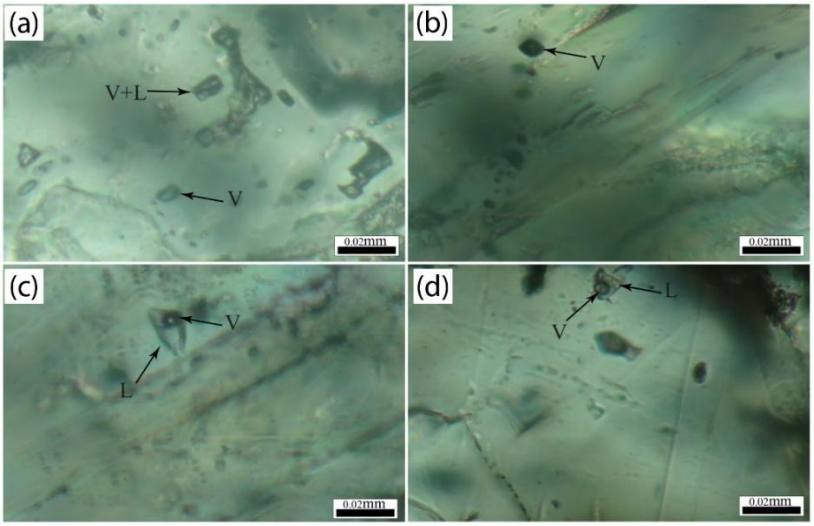
مطالعات میانبارهای سیال نقشی اساسی در بررسی کانسارهای اپی‌ترمال دارند و اطلاعات ارزشمندی در مورد تعیین شرایط دما و فشار حاکم در هنگام کانی‌سازی ارائه می‌دهند (Xu et al., 2020). این مطالعات همچنین به شناسایی منشأ سیالات کانی‌ساز (Chen et al., 2022)، بررسی شوری و ترکیب سیالات کانی‌ساز (Heo et al., 2021; Rivai et al., 2019)، روشن ساختن چگونگی تکامل سامانه‌های گرمابی در طول زمان (Sidorov et al., 2020) و تعیین زمان رخدادهای کانی‌سازی (Sidorov et al., 2020) کمک می‌کنند. این کاربردها درک ما را از فرایندهای پیچیده‌ای که شکل‌گیری این کانسارهای اقتصادی مهم را کنترل می‌کنند، بهبود می‌بخشند.

نمونه‌های انتخاب شده جهت مطالعات میانبارهای سیال که از رگه‌های سیلیسی همراه با کانه زایی برداشت شده اند شامل سه نوع میانبار هستند: تک‌فاز گازی (شکل a۹ و b۹)، دو فازی غنی از مایع (شکل c۹)، و دو فازی غنی از گاز (شکل d۹). میانبارهای تک‌فاز گازی عمدتاً با اندازه‌ای بین ۲ تا ۱۸ میکرون، اشکال کروی، بیضوی یا نامنظم بوده و به فراوانی بالا در نمونه مشاهده می‌شوند. این میانبارها به صورت همزیست با میانبارهای دو فازی دیده میشوند که نشان دهنده جوشش در محیط می باشد (Roedder, 1984; Van den Kerkhof and Hein, 2001). میانبارهای دو فازی غنی از مایع با اندازه ۵ تا ۲۰ میکرون و فاز غالب مایع (۷۰ تا ۹۵ درصد حجم) پراکنده هستند. دو فازی‌های غنی از گاز نیز با اندازه ۵ تا ۱۵ میکرون و فاز غالب گاز (بیش از ۷۰ درصد حجم) به‌صورت نامنظم و منفرد دیده می‌شوند. در جدول ۴ خلاصه‌ای از انواع میانبارهای سیال، ویژگی‌ها و رفتارها در نمونه‌های مورد مطالعه ارائه شده است.

جدول ۴- خلاصه‌ای از انواع میانبارهای سیال، ویژگی‌ها و رفتارها در نمونه‌های مورد بررسی.

Table 4. A summary of the types of fluid inclusions, their characteristics, and behaviors in the samples analyzed.

Sample No.	Average Salinity	Average Th	Types of Inclusions	Features and Size	Occurrences and Behaviors
S-01A	11.83	347.2	Single-phase vaporeous	Single-phase: 5-12 microns, spherical and oval, dark	Peripheral boiling with coexistence of single-phase and two-phase
			Two-phase liquid-rich	Liquid-rich: 5-20 microns, irregular and negative crystal	High homogenization temperature, low salinity
			Two-phase vapor-rich	vapor-rich: 5-15 microns	
S-01B	12.05	366.9	Single-phase vaporeous	Single-phase: 2-10 microns, oval and negative crystal	Single-phase: scattered and tail-like
			Two-phase liquid-rich	Liquid-rich: 5-18 microns, oval and irregular	Two-phase: often isolated
			Two-phase vapor-rich	vapor-rich: 5-10 microns	
S-02	12.24	332.8	Single-phase vaporeous	Single-phase: 5-15 microns, irregular	Single-phase: mostly scattered
			Two-phase liquid-rich	Liquid-rich: 5-18 microns, vapor 5-30%	Two-phase: often isolated
			Two-phase vapor-rich	vapor-rich: 8-15 microns, vapor 70-90%	
S-03	12.39	326.8	Single-phase vaporeous	Single-phase: 2-18 microns, negative crystal and oval	Single-phase: scattered
			Two-phase liquid-rich	Liquid-rich: 5-20 microns, oval and scattered	Two-phase: isolated
S-04	9.25	202.6	Single-phase vaporeous	Single-phase: 2-8 microns, irregular	Single-phase: scattered
			Two-phase liquid-rich	Liquid-rich: 5-10 microns, vapor 10-30%	Two-phase: isolated

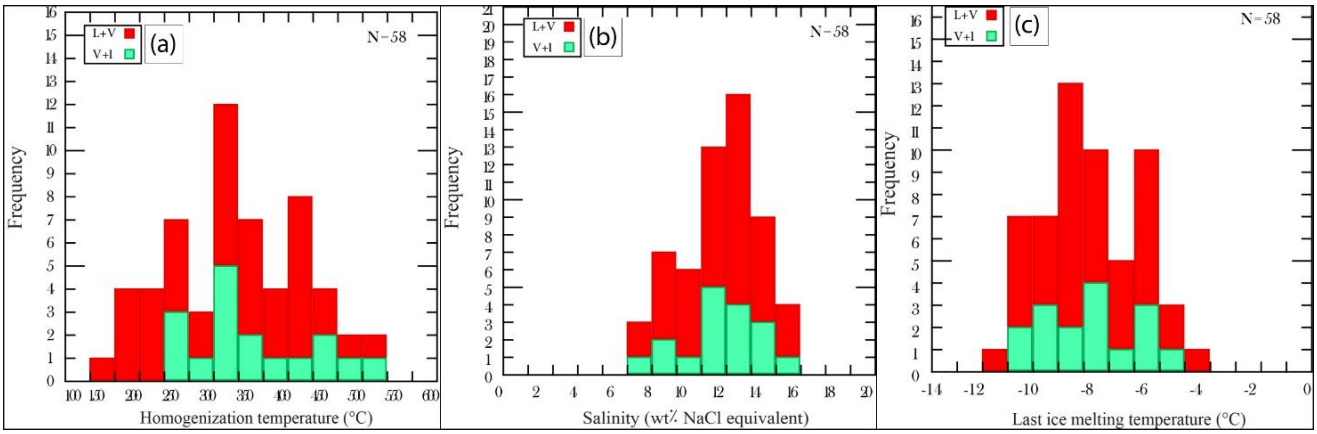


شکل ۹- (a) میانبار سیال تک‌فازی گازی به همراه دو فازی غنی از گاز، (b) میانبار تک‌فازی گازی، (c) میانبار دو فازی غنی از مایع و (d) میانبار دو فازی غنی از مایع

Fig. 9. (a) Single-phase gas fluid with gas-rich two-phase, (b) Single-phase gas fluid, (c) Liquid-rich two-phase fluid, and (d) Liquid-rich two-phase fluid.

برای مطالعات ریزدماسنجی، در مرحله پتروگرافی میانبارهای سیال اولیه شناسایی و انتخاب شدند تا نماینده شرایط واقعی تشکیل کانه و سیستم گرمابی باشند.

در نمونه‌های مورد مطالعه، دمای همگن‌شدگی الگوهای متنوعی را نشان داده که با نوع میانبار و فرآیندهای زمین‌شناسی مرتبط است (شکل a۱۰). دماهای همگن شدن میانبارهای غنی از گاز بین ۲۶۲ تا ۵۱۱ درجه سانتی‌گراد متغیر است. این مقادیر بالا، نشان‌دهنده شرایط دمایی بالاتر و فشار پایین‌تر هستند که معمولاً در محیط‌های جوششی در سیستم‌های گرمابی عمیق رخ می‌دهند. این امر ناشی از آزاد شدن بخار در نتیجه کاهش سریع فشار است (Van den Kerkhof and Hein, 2001). این دماها در مراحل اولیه خروج سیالات داغ از سیستم‌های گرمابی و تشکیل فاز بخار غالب است که در شرایطی مشابه محیط‌های ماگمایی یا حرارتی بالا دیده می‌شود. شوری این نوع میانبارها در محدوده ۷/۸۶ تا ۱۴/۸۷ درصد وزنی معادل نمک طعام است که به منشأ ماگمایی یا ترکیبی سیالات اشاره دارد (Heinrich, 2005). چنین تغییراتی ناشی از فرآیندهایی مانند جوشش سیال، اختلاط و سرد شدن در محیط اپی‌ترمال است. سیالات ماگمایی با شوری پایین تا متوسط می‌توانند مقادیر قابل توجهی فلزاتی مانند طلا و مس را حمل کنند. این سیالات در حین صعود از نواحی عمیق‌تر دستخوش جوشیدن و اختلاط با سیالات جوی می‌شوند که این فرایندها بر ترکیب و پتانسیل نهشت فلزات در آن‌ها تأثیر می‌گذارند (Hedenquist et al., 2000). شرایط این میانبارها محیط‌های عمیق‌تر یا نقاط خروج سیالات را بازتاب می‌دهند (Steele-MacInnis et al., 2016) در میانبارهای غنی از مایع دماهای همگن شدن از ۱۶۲ تا ۵۱۰ درجه سانتی‌گراد متغیر است. دماهای نسبتاً پایین‌تر در مقایسه با میانبارهای گازی می‌تواند نشان‌دهنده محیط‌های کم ژرفاتر یا مراحلی از سردشدن و ترکیب سیالات باشد. در این شرایط، سیالات به‌طور مداوم سرد می‌شوند و فاز مایع به فاز غالب تبدیل می‌شود (Chi, 2008). این دامنه Th حاکی از یک فرآیند اختلاط است که طی آن سیالات شورتر با سیالات داغ اولیه ترکیب شده و دما کاهش می‌یابد. این روند در سیستم‌های انتقالی گرمابی معمول است. شوری در این میانبارها در محدوده ۷/۳۱ تا ۱۵/۷۶ درصد وزنی معادل نمک طعام متغیر است. فرآیندهای اختلاط سیالات و سرد شدن تدریجی باعث افزایش شوری می‌شود، زیرا آب خالص به مرور از سیستم خارج شده و مواد محلول در سیال باقی می‌مانند (Chi, 2008). تغییرات شوری در طول فرآیندهای گرمابی شامل فرآیند جوشش با شوری پایین و غالب شدن بخار گاز، اختلاط سیالات و ورود سیالات شورتر به سیستم و افزایش نسبی شوری و در نهایت تمرکز مواد محلول و تشکیل سیالات شورتر است. در شکل b۱۰ نمودار توزیع فراوانی مقادیر شوری در نمونه‌های مورد مطالعه ارائه شده است.



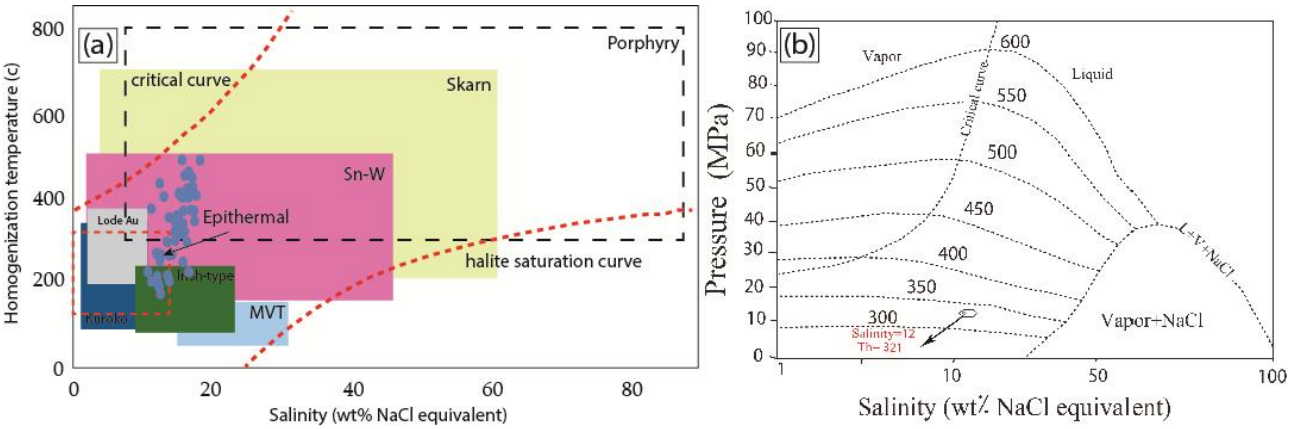
شکل ۱۰- (a) نمودار توزیع فراوانی دمای همگن‌سازی (C°) برای ۵۸ میانبار مورد مطالعه، نشان‌دهنده فازهای مختلف سیالات درگیر شامل L+V (مایع و بخار) و V+I (بخار و فاز دیگر) است. بیشترین فراوانی در دمای حدود ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد مشاهده می‌شود، که نشان‌دهنده شرایط غالب همگن‌سازی در این سیستم است، (b) نمودار توزیع فراوانی شوری (درصد وزنی معادل نمک طعام) برای ۵۸ نمونه، نشان‌دهنده فازهای مختلف سیالات درگیر شامل L+V (مایع و بخار) و V+I (بخار و فاز دیگر) است. بیشترین فراوانی در محدوده شوری ۱۲ تا ۱۴ درصد وزنی معادل نمک طعام مشاهده می‌شود که بیانگر شرایط غالب شیمیایی میانبارهای سیال در این سیستم است و (c) نمودار هیستوگرام دمای آخرین ذوب یخ (Tice) برای میانبارهای سیال.

Fig. 10. (a) The frequency distribution diagram of homogenization temperature (°C) for 58 studied fluid inclusions, indicating different fluid phases, including L+V (liquid and vapor) and V+I (vapor and another phase). The highest frequency is observed at a temperature of around 300°C, representing the dominant homogenization conditions in this system, (b) The frequency distribution diagram of salinity (weight percent NaCl equivalent) for 58 samples, indicating different fluid phases, including L+V (liquid and vapor) and V+I (vapor and another phase). The highest frequency is within the salinity range of 12–14 weight percent NaCl equivalent, reflecting the dominant chemical conditions of fluid inclusions in this system, and (c) The histogram of final ice melting temperature (Tice) for fluid inclusions.

در مجموع، دماهای همگن شدن در میانبارهای دو فازی غنی از گاز و مایع به‌شدت متغیر و در دامنه ۱۶۲ تا ۵۱۱ درجه سانتی‌گراد قرار دارد. این دامنه وسیع نشان‌دهنده وقوع فرآیندهای جوششی و اختلاط سیالات در مراحل مختلف است. میانبارهایی که دمای همگن‌شدگی بالاتری دارند به محیط‌های داغ‌تر و کم فشارتر تعلق دارند، درحالی‌که مقادیر همگن‌شدگی پایین‌تر نشانه سردشدن و کاهش ژرفای سیال هستند (Diamond, 1996). شکل c۱۰ نمودار هیستوگرام دمای آخرین ذوب یخ (Tice) برای مطالعه میانبارهای سیال را نشان می‌دهد. دمای آخرین ذوب یخ در بازه حدود ۱۲- تا ۴- درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند. بیشینه فراوانی در دمای حدود ۷-تا ۶- درجه سانتی‌گراد مشاهده می‌شود. فراوانی داده‌ها در دماهای پایین‌تر (۱۰- تا ۷- درجه سانتی‌گراد) بیشتر است و سپس در دماهای بالاتر (نزدیک به ۵- درجه سانتی‌گراد) کاهش می‌یابد. این توزیع نشان می‌دهد که دمای آخرین ذوب یخ در اکثر نمونه‌ها به سمت مقادیر پایین متمایل است که معمولاً نشانگر شوری بالاتر میانبار سیال است. تمرکز داده‌ها در بازه ۱۰- تا ۶- درجه سانتی‌گراد ممکن است به وجود محلول‌های شور در این کانسار اشاره داشته باشد.

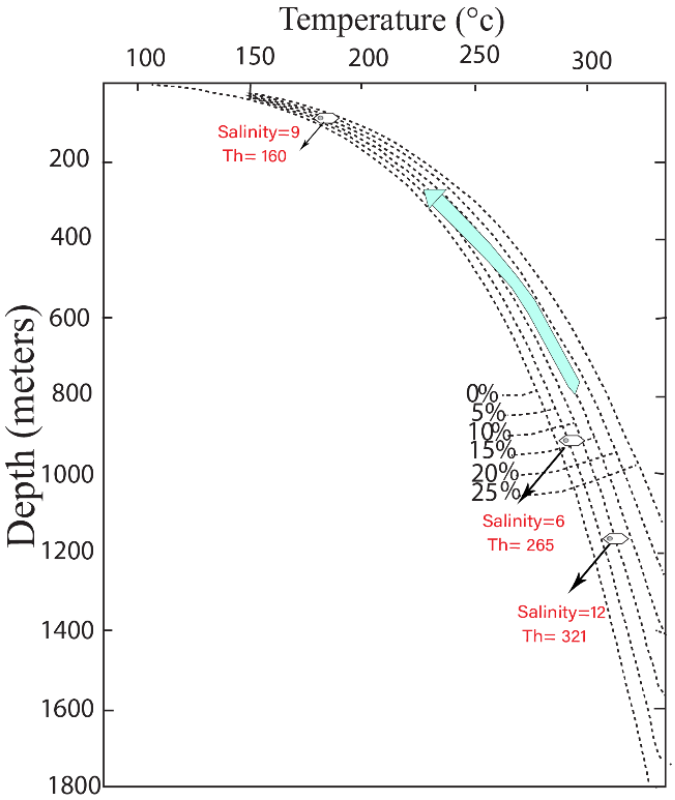
در شکل a۱۱ داده‌ها در محدوده‌های وسیعی از شوری (درصد وزنی معادل نمک طعام) و دمای همگن‌شدگی واقع شده است. این پراکندگی نشان‌دهنده تنوع در ترکیب و شرایط تشکیل میانبارها در نمونه‌های مختلف است. ممکن است ارتباط ضعیفی بین افزایش شوری و دمای همگن‌شدگی وجود داشته باشد، اما نمودار فاقد یک روند کاملاً خطی یا یکنواخت است. این موضوع ممکن است ناشی از تغییرات مختلف در سیستم ترمودینامیکی نمونه‌ها باشد. هر فاز (مانند L+V و V+L) دامنه‌های متفاوتی از شوری و دما را نشان می‌دهد. فاز L+V معمولاً در محدوده دمایی نسبتا پایین‌تر دیده می‌شود که ممکن است نشان‌دهنده تعادل با شرایط فشار پایین‌تر باشد. فاز V+L در محدوده دمای بالاتر ظاهر می‌شود که احتمالاً به دلیل

همگن‌شدگی در فشار و دمای بالاتر است. شوری بالاتر معمولاً با دماهای همگن‌شدگی بالاتر همراه است. این امر به دلیل نقش افزایش شوری در افزایش نقطه جوش و تغییر رفتار فازها در حین همگن‌شدگی است. داده‌هایی با شوری پایین‌تر پراکندگی بیشتری در دمای همگن‌شدگی نشان می‌دهند. عوامل احتمالی اثرگذار شامل شرایط فشار و دمای محیط تشکیل نمونه‌ها، ترکیب شیمیایی میانبارهای سیال، از جمله حضور گازها و مواد محلول دیگر مانند CO_2 و فرآیندهای ثانویه مانند تغییرات بعدی دما و فشار است که ممکن است بر سیالات تأثیر گذاشته باشد. شکل ۱۱a (Wilkinson, 2001) دو مشاهده‌ی اصلی را در بر دارد. بیشتر داده‌ها در محدوده‌ی ۲۵۰ تا ۴۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و شوری ۸ تا ۱۴ درصد وزنی معادل نمک طعام قرار می‌گیرند. این بازه معمولاً برای ذخایر اپی‌ترمالی IS و HS با سنگ میزبان آتشفشانی گزارش می‌شود که در آنها سیالات ماگمایی - جوی مخلوط می‌شوند (Simmons and Brown, 2006). همچنین پراکندگی داده‌ها به سمت شوری‌های بالاتر (۱۴ تا ۱۶ درصد) و پایین‌تر (حدود ۶ تا ۸ درصد) بیانگر چندین منبع سیال یا رویدادهای اختلاط سیال مختلف است. تزریق دوره‌ای سیالات ماگمایی داغ‌تر و شورتر، و در پی آن اختلاط با سیال جوی کم دما، پدیده‌ای رایج در بسیاری از سیستم‌های اپی‌ترمال است (Hedenquist et al., 2000). داده‌های ریزدماسنجی ارائه شده در این پژوهش (شکل ۱۱ و شکل ۱۲) نشان می‌دهند، دامنه‌ای از دمای همگن‌شدن از حدود ۱۵۰ تا ۵۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و شوری‌هایی بین حدود ۶ تا ۱۶ درصد وزنی معادل نمک طعام در نمونه‌های مربوط به کانی‌سازی اپی‌ترمال وجود دارد. در محیط‌های اپی‌ترمال، این پارامترها معمولاً بیانگر اختلاط سیال، فرایند جوشش و سردشدگی یا رقیق‌شدن تدریجی سیالات ماگمایی- جوی است (Sillitoe, 2010; Simmons and Brown, 2006). در نمودار فشار - شوری (شکل ۱۱b) خطوط هم‌دما (برای مثال، ۳۰۰ تا ۶۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد) محدوده‌هایی را نشان می‌دهند که میانبارهای سیال احتمالاً در آن شرایط به دام افتاده‌اند. جای‌گیری برخی از میانبارهای سیال در نزدیکی مرزهای دو فاز مایع- بخار یا محدوده‌ی بحرانی، حکایت از فرایندهای جوشش یا غیرقابل اختلاط‌شدن دارد. جوشش در ذخایر اپی‌ترمال فرآیندی مهم برای تمرکز فلزات است، زیرا به افت ناگهانی حلالیت فلزات و در نتیجه، ته‌نشینی سریع طلا، نقره و فلزات پایه می‌انجامد (Driesner, 2007; J. W. Hedenquist and Lowenstern, 1994). حضور هر دو نوع همگن‌شدن مایع–بخار (L–V) و بخار–مایع (V–L) (شکل ۱۲) نیز وقوع دوره‌های متناوب جوشش یا جدایش فازی در طول شکل‌گیری کانسار را تایید می‌کند (Bodnar and Vityk, 1994). نمودار دما - ژرفا (شکل ۱۲) نشان می‌دهد نمونه‌های سطحی‌تر، مقادیر Th در محدوده‌ی ۲۰۰-۱۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد دارند، درحالی‌که نمونه‌های عمیق‌تر گاه تا بیش از ۳۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد نیز می‌رسند. همچنین میزان شوری در راستای ژرفا از حدود ۶ تا ۱۲ درصد وزنی معادل نمک طعام متغیر است. به‌طورکلی، این داده‌ها نشان‌دهنده‌ی ستونی از سیال گرمابی است که از ژرفا به سطح، به‌تدریج از نظر دما کاهش یافته و در برخی موارد از نظر شوری نیز کاهش می‌یابد. در بسیاری از سیستم‌های اپی‌ترمال (چه فعال و چه غیرفعال)، به دلیل خروج گاز از سیالات ماگمایی و اختلاط آنها با سیال جوی، دما و گاه شوری کاهش می‌یابد (Hedenquist et al., 2000; Henley and Brown, 1985). در مجموع با نظام گرمابی پویایی رو به رو هستیم که مهم‌ترین ویژگی‌های آن شامل جوشش، تغییرات شوری و شیب‌های دمایی سازگار با منشأ ماگمایی در بخش‌های عمیق و گذار به شرایط سردتر در بخش‌های بالایی سیستم است. این رفتارها با الگوهای کلاسیک کانی‌سازی اپی‌ترمال هماهنگی دارند.در چنین سامانه‌هایی، سیالات ماگمایی به بالا صعود کرده و در ژرفاهای کم به جوشش می‌رسند و در نواحی تغییرات سریع فیزیکوشیمیایی، فلزات را نهشته می‌کنند (Sillitoe, 2010).



شکل ۱۱- (a) نمودار شوری (درصد وزنی معادل نمک طعام) در برابر دمای همگن‌شدگی (C) نشان دهنده ی محدوده های معمول برای میانبارهای سیال از انواع مختلف کانسار (Wilkinson, 2001). موقعیت نقاط داده در این نمودار می‌تواند بینشی در مورد منشأ و تکامل سیالات سنگ‌ساز ارائه دهد و (b) نمودار فشار - شوری (درصد وزنی معادل نمک طعام) نشان‌دهنده شرایط تشکیل فازهای بخار، مایع و مختلط (مایع + بخار) در دماهای مختلف (۳۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد). (Bouzari and Clark, 2006)

Fig. 11. (a) Salinity (wt% salt equivalent) versus homogeneity (C) plot showing typical ranges for fluid inclusions from different deposit types (Wilkinson, 2001). The position of data points on this plot can provide insights into the origin and evolution of ore-forming fluids, and (b) Pressure-salinity diagram (weight percent NaCl equivalent) indicating the formation conditions of vapor, liquid, and mixed (liquid + vapor) phases at various temperatures (300–600°C). (Bouzari and Clark, 2006)



شکل ۱۲- دیاگرام نشان‌دهنده رابطه بین دما (C) و ژرفا (متر) با در نظر گرفتن شوری و دمای همگن شدن. (Haas, 1971)

Fig. 12. The diagram illustrates the relationship between temperature (C) and depth (meters), considering salinity and homogenization temperature. (Haas, 1971)

۴-۵-مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و اکسیژن

ایزوتوپ‌های گوگرد به پژوهشگران کمک می‌کنند تا منشأ گوگرد را شناسایی کرده و مشخص کنند که گوگرد از منابع ماگمایی، رسوبی یا سایر منابع مشتق شده است (Higueras et al., 2013; B. Li et al., 2016; Moussa et al., 2017; Schlegel et al., 2017)، همچنین این ایزوتوپ‌ها اطلاعاتی در مورد چرخه و تفکیک ایزوتوپی گوگرد در طول کانی‌سازی فراهم می‌کنند و شرایط فیزیکوشیمیایی سیالات گرمابی مسئول تشکیل کانسارها را آشکار می‌سازند (Goldfarb and Groves, 2015; LaFlamme et al., 2016; Seal et al., 2005) ، علاوه بر این، مطالعه ایزوتوپ‌های گوگرد در ترکیب با داده‌های میانبارهای سیال، می‌تواند درک ما از تکامل سیالات کانه‌ساز را بهبود بخشد (Moussa et al., 2019; Soberano et al., 2021). بررسی نسبت‌های ایزوتوپی گوگرد، به پژوهشگران کمک می‌کند تا فرایندهای دگرسانی مرتبط با سامانه‌های اپی‌ترمال را بهتر درک کنند (Henley and Berger, 2011; Holman et al., 2014) و مدل‌های زایشی این کانسارهای مهم اقتصادی را اصلاح کنند (Gemmell, 2004; LaFlamme et al., 2016). افزون بر این، تحلیل ایزوتوپ‌های گوگرد در روشن ساختن تکامل زمانی کانسارهای سولفیدی نیز نقش دارد (Rouxel et al., 2008). از طرفی ایزوتوپ‌های اکسیژن به طور گسترده‌ای برای ردیابی منشأ و فرآیندهای اختلاط سیالات گرمابی مورداستفاده قرار می‌گیرند (Henley and Berger, 2011; Kouhestani, 2018; Kuzhuget et al., 2023; Morishita and Yabe, 2022; Seal et al., 2005) . علاوه بر این، این ایزوتوپ‌ها در تخمین دمای تشکیل کانسارهای گرمابی نقش مهمی ایفا می‌کنند (Morishita, 2023; Prokof'ev et al., 2010) و اطلاعاتی در مورد تکامل این سیالات در طول زمان فراهم می‌سازند (Fekete et al., 2018; Kouhestani et al., 2022) همچنین شناخت ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در رمزگشایی محیط‌های زمین‌شیمیایی مرتبط با کانسارها کمک می‌کند (Y. Li et al., 2022).

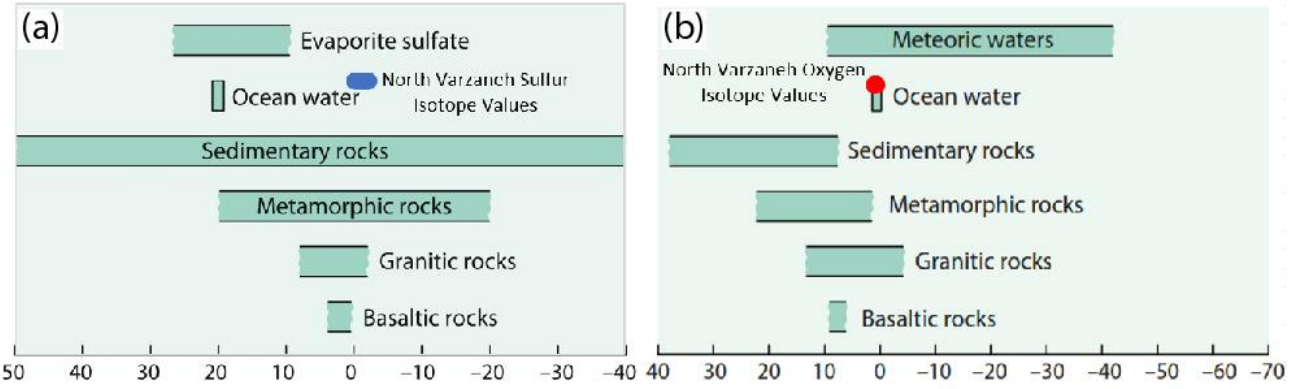
نمونه ها جهت انجام مطالعات ایزوتوپ های پایدار گوگرد و اکسیژن از رگه های سیلیسی دارای کانه زایی انتخاب شدند. نمونه‌های انتخابی خردایش شده و با استفاده از میکروسکوپ بینوکولار کانی‌های پیریت، کوولیت و انارژیت برای آنالیز ایزوتوپ گوگرد و کوارتز جهت آنالیز ایزوتوپ اکسیژن جدا شدند. تحلیل مقادیر ایزوتوپ گوگرد (δ34S) در نمونه‌های کانی‌های پیریت، کوولیت و انارژیت نشان می‌دهد که این مقادیر بین ۲/۴ -‰ تا ۰/۴-‰ (در مقیاس VCDT) متغیر هستند.(شکل ۱۳a و
جدول ۵)

این مقادیر نشان‌دهنده یک منشأ گرمابی هستند که احتمالاً ناشی از احیای سولفات‌های دریایی یا منشأ ماگمایی گوگرد است (Pat Shanks, 2014). در سیستم‌های اپی‌ترمال، منشأ ماگمایی معمولاً نقش اصلی را دارد، اما تأثیر سیالات جوی و فرآیندهای احیا نیز می‌تواند باعث این دامنه مقادیر شود (Simmons et al., 2005). در نمونه‌های حاوی پیریت مقادیر $\delta^{34}S$نزدیک به صفر و کمی منفی، نشان‌دهنده شرایط اکسیداسیون یا تعادل در سیستم است. در این نمونه‌ها احتمالاً گوگرد از فاز ماگمایی بدون تغییرات شدید در طی احیا یا اکسیداسیون منشأ گرفته است. در نمونه‌های حاوی پیریت و کوولیت مقادیر کمی منفی‌تر (مانند ۰/۹- ‰) ممکن است نشان‌دهنده فرآیندهای احیایی بیشتر یا برهمکنش با سیالات غنی از سولفید باشد. نمونه‌های حاوی پیریت و انارژیت با مقدار پایین‌تر (۲/۴ -‰) حاکی از شرایط احیایی قوی‌تر و یا تشکیل در دماهای پایین‌تر است (Lattanzi et al., 2008; White and Hedenquist, 1995). در کانسارهای اپی‌ترمال، انارژیت معمولاً در ارتباط با فازهای اسیدی تشکیل می‌شود که می‌تواند باعث کاهش مقدار $\delta^{34}S$ شود. مقادیر منفی گوگرد در کانسارهای اپی‌ترمال عموماً به سیستم‌های احیایی و دماهای متوسط تا پایین‌تر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد مرتبط است. این مقادیر نشان‌دهنده تشکیل در شرایطی است که در آن سیالات گرمابی با سیالات جوی یا محیط احیایی تداخل داشته‌اند. نسبت δ18O در استاندارد مرجع VSMOW در نمونه مورد مطالعه SO8-O.I برابر با ۰/۲± ۰/۸+ است. این مقدار نشان‌دهنده غنی بودن نسبی نمونه از ایزوتوپ سنگین اکسیژن (δ18O) در مقایسه با استاندارد مرجع (VSMOW) است. چنین مقادیری معمولاً با شرایط تشکیل مرتبط با سیالات گرمابی با منشأ ماگمایی یا مخلوطی از سیالات ماگمایی و جوی همخوانی دارد (شکل ۱۳b).

جدول ۵- مقادیر ایزوتوپ گوگرد ($\delta^{34}S$ ‰) در نمونه‌های مختلف سولفیدها.

Table 5. Sulfur isotope values ($\delta^{34}S$ ‰) in various sulfide samples

Sample	Value ($\delta^{34}S$ ‰ vs VCDT)	± 1σ
SO6-S.I(Pyrite)	-1.9	0.1
SO7-S.I(Pyrite)	-0.4	0.2
SO8-S.I(Pyrite and covellite)	-0.9	0.2
SO9-S.I(Pyrite and Enargite)	-2.4	0.0



شکل ۱۳- (a) طیف مقادیر ایزوتوپی گوگرد در محدوده شمال ورزنه در مقایسه با منابع مختلفی از جمله سولفات‌های تبخیری، آب دریا، سنگ‌های رسوبی، دگرگونی، گرانیتی و بازالتی. نمودار اقتباس از Hoefs (۲۰۱۸) و (b) مقایسه مقدار ایزوتوپ اکسیژن در نمونه SO8-O.I با مخازن زمین‌شناسی مهم. نمودار اقتباس از Hoefs (۲۰۱۸)

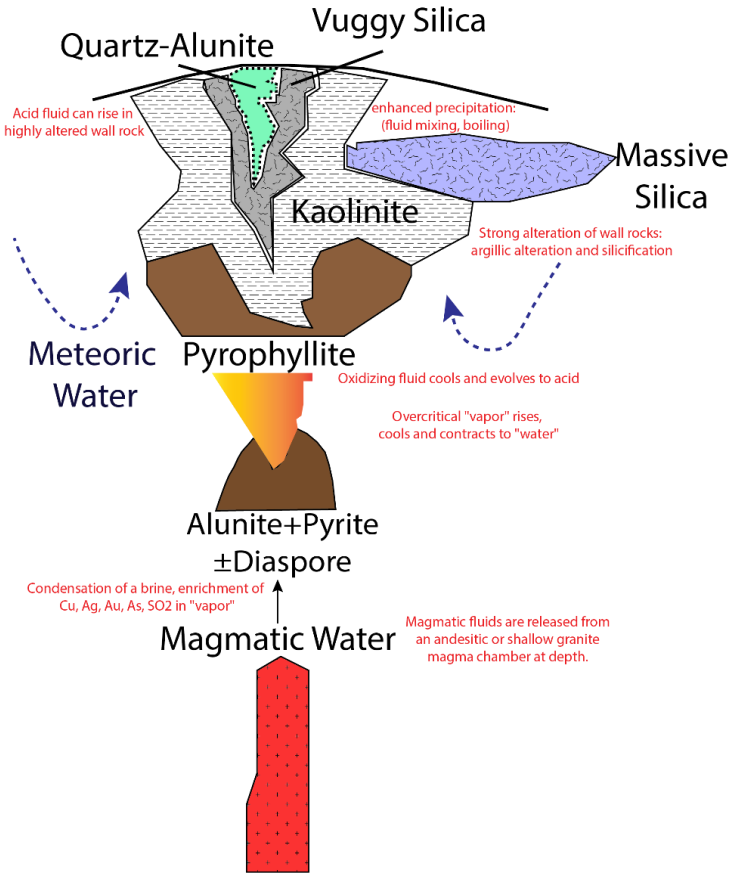
Fig. 13. (a) The range of sulfur isotope values in the north Varzaneh region compared with various sources, including evaporitic sulfates, seawater, sedimentary rocks, metamorphic rocks, granitic, and basaltic sources. diagram adapted from Hoefs (2018), and (b) Comparison of oxygen isotope values in sample SO8-O.I with major geological reservoirs. diagram adapted from Hoefs (2018).

۴-۶-مدل زایشی کانسار

کمان ماگمایی ارومیه - دختر در ایران، میزبان انواع نظام‌های اپی‌ترمال LS، IS و HS است. بررسی مطالعات کانسارهای کلیدی منطقه نظیر چاه‌مسی، مامونیه، چاه‌زرد، آتش‌انبار، کالچویه، میلاجرد و رنگرز و مقایسه با ویژگی‌های منحصربه‌فرد کانه‌زایی در شمال ورزنه به شناخت زایش این کانسار کمک خواهد کرد. این کانسار در سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و داسیتی ائوسن قرار داشته و با نفوذی‌های ساب ولکانیک با ویژگی‌های کالک - آلکالن پتاسیم بالا مرتبط است. این سنگ‌ها با غنی‌شدگی از LILE نظیر K و Rb و عناصر LREE و همچنین تهی‌شدگی از عناصر HFSE نظیر Nb و Ti مشخص می‌شوند که نشان‌دهنده منشأ گوشته‌ای مرتبط با فرورانش همراه با آلودگی پوسته‌ای است (Zheng, 2019).

شمال ورزنه مانند سایر نظام‌های HS از سیالات ماگمایی که به‌سرعت بالاآمده، جداشدگی گسترده فاز بخار را تجربه کرده و با سنگ‌های میزبان در شرایط اسیدی برهم‌کنش داشته‌اند (Sillitoe, 2010)، تشکیل شده است. سیستم گرمابی در شمال ورزنه با زون‌های دگرسانی مشخص که منعکس‌کننده ماهیت HS آن است، تعریف می‌شود. دگرسانی رسی پیشرفته که با آلونیت، کائولینیت و کوارتز غالب مشخص شده و با سیالات اسیدی دمای بالا که از گازهای غنی از SO_2 ماگمایی نشأت می‌گیرند، ارتباط نزدیک دارد (Hedenquist and Lowenstern, 1994). سیلیسی شدن گسترده در هسته سیستم اتفاق می‌افتد که میزبان پیریت، انارژیت و کوولیت است. این زون محل اصلی کانه‌زایی طلا و مس است (Hedenquist et al., 2000). دگرسانی پروپیلیتی که منتج به تشکیل کلریت، اپیدوت و کلسیت در زون‌های دوردست شده، نشان‌دهنده

شرایط pH خنثی پس از سرد شدن سیالات و اختلاط با سیالات جوی است. الگوهای دگرسانی، فعالیت شدید سیالات گرمابی را نشان می‌دهند که در دماهایی بین ۱۶۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و شوری‌های ۷ تا ۱۶ درصد وزنی معادل نمک طعام رخ داده است. گسل‌های با روند NW-SE و NE-SW در شمال ورزنه، جریان سیال و نهشت کانه را تسهیل کرده‌اند. واکنش گسل‌ها در طی زمین‌ساخت پسابرخوردی، نفوذپذیری را افزایش داده و امکان بالا آمدن سیالات ماگمایی و برهم‌کنش با سنگ‌های میزبان را فراهم کرده است. از طرفی نفوذی‌های ماگمایی در شمال ورزنه گرما و مواد فرار را فراهم کرده و منجر به کانه‌زایی HS شده‌اند. سولفیدها شامل پیریت، انارژیت، کوولیت و کالکوپیریت، نشان‌دهنده شرایط HS ناشی از سیالات غنی از SO_2 ماگمایی هستند (Cooke and Simmons, 2000). دیگر کانی‌ها شامل کوارتز، آلونیت و کائولینیت منعکس‌کننده محیط اسیدی و اکسیدکننده‌ای هستند که برای سیستم‌های HS معمول است. طلا به‌صورت ادخال در سولفیدها یا دانه‌های آزاد در داخل رگه‌های کوارتز یافت می‌شود. این سبک کانه‌زایی مختص کانسارهای HS جهانی است که در آن سردشدگی سریع و جوشش سیالات منجر به نهشت طلا می‌شود (Hedenquist et al., 1998; Baker and Andrew, 1991). مشخصه‌های ایزوتوپی در شمال ورزنه (مانند $\delta^{34}S$ در سولفیدها) منشأ گوگرد ماگمایی را تأیید می‌کند که با تخلیه SO_2 از سیالات ماگمایی سازگار است. مقادیر $\delta^{18}O$ نشان‌دهنده رقیق‌شدگی محدود با سیالات جوی و حضور غالب سیالات ماگمایی است. کانه‌زایی شمال ورزنه با مدل زایشی نظام‌های اپی‌ترمال HS تطابق دارد که شامل مشارکت‌های ماگمایی (سیالات غنی از SO_2 ماگمایی، کنترل‌کننده دگرسانی و کانه‌زایی)، فرآیندهای گرمابی (کنترل کانه‌زایی توسط دگرسانی رسی پیشرفته، جوشش و اختلاط سیالات)، تأثیرات ساختاری (کنترل مسیرهای حرکت سیال) است. در شکل ۱۴ مدل ساده شده مفهومی از نحوه زایش کانسار به تصویر کشیده شده است.



شکل ۱۴- مدل ساده شده مفهومی از کانه‌زایی در کانسار شمال ورزنه. (اقتباس از Arndt and Ganino, 2011; Neukirchen and Ries, 2020)

Fig. 14. Simplified conceptual model of mineralization in the north Varzaneh deposit. (Adapted from (Arndt and Ganino, 2011; Neukirchen and Ries, 2020))

۵-نتیجه‌گیری

واحدهای زمین‌شناسی محدوده شامل سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی ائوسن هستند که تحت فرآیندهای دگرسانی شدید قرار گرفته‌اند. تکامل ماگمایی منطقه با سری کالک آلکالن مرتبط با فرورانش همراه بوده و شاخص‌های زمین‌شیمیایی نظیر غنی‌شدگیLILE و کاهش HFSE این محیط زمین‌ساختی و منشأ گوشته متاسوماتیز شده را تأیید می‌کند. کانه‌زایی منطقه به‌شدت تحت‌تأثیر سیستم‌های گرمابی و ساختارهای نظیر گسل‌های با روند NW-SE و NE-SW قرار دارد. دگرسانی‌های مشاهده‌شده شامل انواع سیلیسی، رسی و پروپیلیتی هستند که در تجمع فلزات نقش مهمی ایفا کرده‌اند. تحلیل‌های زمین‌شیمیایی حاکی از غنی‌شدگی عناصر طلا، مس و آرسنیک است که به‌شدت با فعالیت‌های گرمابی مرتبط هستند. الگوهای غنی‌شدگی LREE و ناهنجاری‌های Eu بیانگر تأثیر فرآیندهای تفکیک و برهم‌کنش سیالات با سنگ‌های میزبان است. مطالعات میانبارهای سیال دماهای بالای همگن شدن (تا بیش از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) و شوری‌های متغیر، ترکیب سیالات ماگمایی و سیالات جوی را در سیستم‌های اپی‌ترمال تأیید می‌کند. نتایج آنالیز ایزوتوپ‌های گوگرد و اکسیژن نشان‌دهنده منشأ گرمابی با احتمال تأثیر از سیالات ماگمایی و دخالت اندک سیالات جوی است که در شرایط اکسیداسیون، احیایی و دماهای متوسط تا پایین تشکیل شده‌اند. سیستم‌های گسلی منطقه به‌عنوان مسیرهایی برای انتقال سیالات گرمابی و تشکیل کانه‌ها عمل کرده‌اند. شواهدی از زون‌های سیلیسی و رگه‌های کوارتزی حاکی از کنترل ساختاری قوی و تأثیر زمین‌ساخت‌های پسابرخوردی بر جای‌گیری ذخایر معدنی است. به‌طورکلی، منطقه شمال ورزنه نمونه‌ای از نظام‌های اپی‌ترمال HS پیچیده در کمان ماگمایی ارومیه - دختر است که برهم‌کنش‌های زمین ساختی، ماگمایی و گرمابی را نشان می‌دهد.

سپاسگزاری

نگارندگان بر خود لازم می‌دانند از حمایت مالی و فراهم‌سازی داده‌های مورد نیاز این پژوهش توسط شرکت "مدیریت اکتشاف منابع معدنی پایا" قدردانی نمایند. همچنین، از همراهی‌ها و حمایت‌های ارزشمند مدیرعامل محترم این مجموعه، جناب آقای دکتر امیدرضا محبعلی که نقش بسزایی در تسهیل انجام این تحقیق داشتند، صمیمانه تشکر و قدردانی می‌نمایند. این همکاری‌ها نقش مهمی در پیشبرد اهداف علمی این پژوهش ایفا کرده است.

مراجع

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences 94, 401-419. https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine 148, 692–725. https://doi.org/10.1017/S001675681100046X

Ahmadian, J., Ghadirpour, M., 2020. Geochemistry and petrology of volcanic rocks in the south of Natanz (The middle part of Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc). Petrological Journal 11, 65–80. https://doi.org/10.22108/ijp.2020.116077.1126

Aldan, F.A., Idrus, A., Takahashi, R., Kaneko, G., 2022. High-sulfidation epithermal–porphyry transition in the Kumbokarno prospect, Trenggalek district, East Java, Indonesia: constraints from mineralogy, fluid inclusion, and sulfur isotope studies. Resource Geology 72. https://doi.org/10.1111/rge.12289

Alipour-Asll, M., 2019. Geochemistry, fluid inclusions and sulfur isotopes of the Govin epithermal Cu-Au mineralization, Kerman province, SE Iran. Journal of Geochemical Exploration 196, 156–172. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.09.011

Altenberger, F., Raith, J.G., Bakker, R.J., Zarasvandi, A., 2022. The Chah-Mesi epithermal Cu-Pb-Zn-(Ag-Au) deposit and its link to the Meiduk porphyry copper deposit, SE Iran: Evidence from sulfosalt chemistry and fluid inclusions. Ore Geology Reviews 142 (9), 104732. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104732

Amini, B., Amini Chehreg, M.R., 1998. Geological map of Kajan with a scale of 1:100,000.

Anders, E., Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. Geochimica et Cosmochimica Acta 53, 197–214. https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90286-X

Arndt, N., Ganino, C., 2011. Hydrothermal Deposits. In: Metals and Society. Springer Berlin Heidelberg, 73–112. https://doi.org/10.1007/978-3-642-22996-1_4

Babazadeh, S., Ghorbani, M.R., Cottle, J.M., Bröcker, M., 2019. Multistage tectono-magmatic evolution of the central Urumieh–Dokhtar magmatic arc, south Ardestan, Iran: Insights from zircon geochronology and geochemistry. Geological Journal 54, 2447–2471. https://doi.org/10.1002/gj.3306

Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 210–265. https://doi.org/10.1139/e81-019

Beygi, S., Tadayon, M., Ilalova, R.K., Talovina, I.V., Meise, T.C., 2023. Petrochemical and Structural Characteristics of Porphyry Copper Mineralization in the Astaneh Ore Deposit, Middle Part of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (Iran). Geodynamics & Tectonophysics 14. https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-2-0691

Bodnar, R.J., Vityk, M.O., 1994. Interpretation of microthermometric data for H2O–NaCl fluid inclusions. In: De Vivo, B., Frezzotti, M.L. (Eds.), Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications. Pontignano – Siena, 117–130.

Bouzari, F., Clark, A.H., 2006. Prograde Evolution and Geothermal Affinities of a Major Porphyry Copper Deposit: The Cerro Colorado Hypogene Protore, I Region, Northern Chile. Economic Geology 101, 95–134. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.1.95

Cerpa, L.M., Bissig, T., Kyser, K., McEwan, C., Macassi, A., Rios, H.W., 2013. Lithologic controls on mineralization at the Lagunas Norte high-sulfidation epithermal gold deposit, northern Peru. Mineralium Deposita 48, 653–673. https://doi.org/10.1007/s00126-013-0455-6

Chen, C., Wu, T., Sha, D., Li, D., Yang, Z., Zhang, J., Shang, Q., 2022. Genesis of the Dongpuzi Gold Deposit in the Liaodong Peninsula, NE China: Constraints from Geology, Fluid Inclusion, and C–H–O–S–Pb Isotopes. Minerals 12, 1008. https://doi.org/10.3390/min12081008

Chi, G., 2008. Validation and representation of fluid inclusion microthermometric data using the fluid inclusion assemblage (FIA) concept.

Chiu, H.-Y., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos 162–163, 70–87. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006

Cooke, D., Simmons, S., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. Reviews in Economic Geology 13, 221–244. https://doi.org/10.5382/Rev.13.06

Corral, I., Cardellach, E., Corbella, M., Canals, À., Gómez-Gras, D., Griera, A., Cosca, M.A., 2016. Cerro Quema (Azuero Peninsula, Panama): Geology, alteration, mineralization, and geochronology of a volcanic dome-hosted high-sulfidation Au-Cu deposit. Economic Geology 111, 287–310. https://doi.org/10.2113/econgeo.111.2.287

Cullers, R.L., Graf, J.L., 1984. Rare Earth Elements in Igneous Rocks of the Continental Crust: Intermediate and Silicic Rocks—Ore Petrogenesis. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, pp. 275–316. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50013-7

Cundy, C.S., Cox, P.A., 2005. The hydrothermal synthesis of zeolites: Precursors, intermediates and reaction mechanism. Microporous and Mesoporous Materials 82, 1–78. https://doi.org/10.1016/j.micromeso.2005.02.016

Diamond, L.W., 1996. Isochoric paths in immiscible fluids and the interpretation of multicomponent fluid inclusions. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 3825–3834. https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00200-1

Dolatshahi, S., Zamanian, H., Karimzadeh Somarin, A., 2019. Mineralization, alteration and geochemical characteristics of host rocks in the Rangraz iron oxide-copper mineralization area, north Saveh, central part of Urumieh–Dokhtar magmatic arc. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27, 821–838. https://doi.org/10.29252/ijcm.27.4.821

Driesner, T., 2007. The system H2O–NaCl. Part II: Correlations for molar volume, enthalpy, and isobaric heat capacity from 0 to 1000°C, 1 to 5000 bar, and 0 to 1 XNaCl. Geochimica et Cosmochimica Acta 71, 4902–4919. https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.05.026

du Bray, E.A., 2017. Geochemical characteristics of igneous rocks associated with epithermal mineral deposits: A review. Ore Geology Reviews 80, 767–783. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.08.023
Ebrahimi, S., Alirezaei, S., Pan, Y., 2011. Geological setting, alteration, and fluid inclusion characteristics of Zaglic and Safikhanloo epithermal gold prospects, NW Iran. Geological Society, London, Special Publications 350, 133-147. https://doi.org/10.1144/SP350.8
Faure, G., 1977. Principles of isotope geology. John Wiley & Sons.
Fazli, N., Ghaderi, M., Tajeddin, H.-A., Movahednia, M., 2024. Genesis of the Hajibolagh-Zalibolagh Cu-(Ag) intermediate-sulfidation epithermal deposit, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran: Evidence from ore geology, fluid inclusions, and stable isotopes. Ore Geology Reviews 169, 106086. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106086
Fekete, S., Weis, P., Scott, S., Driesner, T., 2018. Multiple stable isotope fronts during non-isothermal fluid flow. Geochimica et Cosmochimica Acta 223, 537-557. https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.12.009
Firouzbakht, M.S., Ghaderi, M., Tajeddin, H.A., 2022. Lithology and tectonomagmatic setting of volcanic and plutonic rocks from the Lak area, southwest Buin Zahra, NW Iran. Petrological Journal 13, 127-146. https://doi.org/10.22108/ijp.2023.133697.1278
Gemmell, J.B., 2004. Sulfur Isotope Evidence for Magmatic Contributions to Submarine and Subaerial Gold Mineralization: Conical Seamount and the Ladolam Gold Deposit, Papua New Guinea. Economic Geology 99, 1711-1725. https://doi.org/10.2113/99.8.1711
Georgieva, Y., Vassileva, R.D., Georgieva, S., 2023. Incorporation of As, Sb and Tl in pyrite from the epithermal Kandilka prospect, Eastern Rhodopes, south Bulgaria. Review of the Bulgarian Geological Society 84, 39-42. https://doi.org/10.52215/rev.bgs.2023.84.3.39
Goldfarb, R.J., Groves, D.I., 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. Lithos 233, 2-26. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.011
Gorton, M.P., Schandl, E.S., 2000. From Continents to Island Arcs: A Geochemical Index of Tectonic Setting for Arc-Related and Within-Plate Felsic to Intermediate Volcanic Rocks. The Canadian Mineralogist 38, 1065-1073. https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065
Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U., Lentz, D., Ullah, M., 2024. Genesis of the Mamuniyeh copper deposit in the central Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran: Constraints from geology, geochemistry, fluid inclusions, and H-O-S isotopes. Ore Geology Reviews 175, 106279. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106279
Graupner, T., Henning, S., Goldmann, S., Fuchs, S., Stedingk, K., Liessmann, W., Birkenfeld, S., 2024. The In-Ga-Sb association of the post-Variscan Zn-Pb-Ag vein deposit at Lautenthal, Upper Harz Mountains, Germany: sphalerite mineral chemistry. Mineralium Deposita 59, 1363-1386. https://doi.org/10.1007/s00126-024-01261-8
Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. Economic Geology 66, 940-946. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.6.940
Hafezi, A., Asadi Haroni, H., Tabatabaei, S.H., Esmaeiloghli, S., 2024. Adopting a cell-based method to identify mineralized geological structures in support of mineral prospectivity mapping at the Kuh-Lakht epithermal gold deposit, Central Iran. Ore Geology Reviews 171, 106175. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106175
Hedenquist, J., Arribas, A., Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for Epithermal Gold Deposits. In: Gold in 2000. Society of Economic Geologists 13, 245-277. https://doi.org/10.5382/Rev.13.07
Hedenquist, J.W., Arribas, A.E., Reynard, L., 2000. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and geologic setting. Geology 28, 303-306. https://doi.org/10.5382/SEGnews.1995-23.fea
Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature 370, 519-527. https://doi.org/10.1038/370519a0
Heinrich, C.A., 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: A thermodynamic study. Mineralium Deposita 39, 864-889. https://doi.org/10.1007/s00126-004-0461-9
Henley, R.W., Berger, B.R., 2011. Magmatic-Vapor Expansion and the Formation of High-Sulfidation Gold Deposits: Chemical Controls on Alteration and Mineralization. Ore Geology Reviews 39, 63-74. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.11.003

Henley, R.W., Brown, K.L., 1985. A Practical Guide to the Thermodynamics of Geothermal Fluids and Hydrothermal Ore Deposits. In: Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Society of Economic Geologists 2, 25-44. https://doi.org/10.5382/Rev.02.02

Heo, C.-H., Kim, S.-Y., Oh, I.-H., 2021. Genetic Environments of the Eunjeok Au-Ag Deposit in the Yeongam District: Implications for Cretaceous Epithermal Au-Ag Mineralization in South Korea. Minerals 11, 1088. https://doi.org/10.3390/min11101088

Higueras, P., Oyarzun, R., Lillo, J., Morata, D., 2013. Intraplate Mafic Magmatism, Degasification, and Deposition of Mercury: The Giant Almadén Mercury Deposit (Spain) Revisited. Ore Geology Reviews 51, 93-102. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.12.004

Hoefs, J., 2018. Stable Isotope Geochemistry. 8th edition. Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-78527-1

Holman, A.I., Grice, K., Greenwood, P.F., Böttcher, M.E., Walshe, J.L., Evans, K., 2014. New Aspects of Sulfur Biogeochemistry During Ore Deposition From Δ34S of Elemental Sulfur and Organic Sulfur from the Here's Your Chance Pb/Zn/Ag Deposit. Chemical Geology 387, 126-132. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.08.025

Hosseini, M.R., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Sun, W., Li, C.-Y., 2017. Age revision of the Neotethyan arc migration into the southeast Urumieh-Dokhtar belt of Iran: Geochemistry and U-Pb zircon geochronology. Lithos 284-285, 296-309. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.03.012

Hosseini-Dinani, H., Bagheri, H., Esmaeili-Vardanjani, M., 2015. Mineralization and structural features of Kalchouyeh copper-gold deposit (west-central Iran). Arabian Journal of Geosciences 8, 3007-3018. https://doi.org/10.1007/s12517-014-1368-0

Kananian, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A., Ahmadian, J., Ling, W., 2014. Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Implications for source regions and magmatic evolution. Journal of Asian Earth Sciences 90, 137-148. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.04.026

Keith, M., Smith, D.J., Jenkin, G.R.T., Holwell, D.A., Dye, M.D., 2018. A review of Te and Se systematics in hydrothermal pyrite from precious metal deposits: Insights into ore-forming processes. Ore Geology Reviews 96, 269-282. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.07.023

Kikawada, Y., Ossaka, T., Oi, T., Honda, T., 2001. Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water. Chemical Geology 176, 137-149. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00375-2

King, J., Williams-Jones, A.E., van Hinsberg, V., Williams-Jones, G., 2014. High-Sulfidation Epithermal Pyrite-Hosted Au (Ag-Cu) Ore Formation by Condensed Magmatic Vapors on Sangihe Island, Indonesia. Economic Geology 109, 1705-1733. https://doi.org/10.2113/econgeo.109.6.1705

Kouhestani, H., Ghaderi, M., Chang, Z., Zaw, K., 2015. Constraints on the ore fluids in the Chah Zard breccia-hosted epithermal Au-Ag deposit, Iran: Fluid inclusions and stable isotope studies. Ore Geology Reviews 65, 512-521. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.06.003

Kouhestani, H., Ghaderi, M., Emami, M.H., Meffre, S., Kamenetsky, V., McPhie, J., Zaw, K., Nasiri Bezenjani, R., 2018. Compositional characteristics and geodynamic significance of late Miocene volcanic rocks associated with the Chah Zard epithermal gold-silver deposit, southwest Yazd, Iran. Island Arc 27. https://doi.org/10.1111/iar.12223

Kouhestani, H., Ghaderi, M., Zaw, K., Meffre, S., Emami, M.H., 2011. Geological Setting and Timing of the Chah Zard Breccia-Hosted Epithermal Gold-Silver Deposit in the Tethyan Belt of Iran. Mineralium Deposita 47, 425-440. https://doi.org/10.1007/s00126-011-0382-3

Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Chang, Z., Qin, K., Aghajani Marsa, S., 2022. Fluid inclusion, zircon U-Pb geochronology, and O-S isotopic constraints on the origin and evolution of ore-forming fluids of the Tashvir and Varmazyar epithermal base metal deposits, NW Iran. Frontiers in Earth Science 10. https://doi.org/10.3389/feart.2022.990761

Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Qin, K., Zhang, X., 2020. Genesis of the Abbasabad Epithermal Base Metal Deposit, NW Iran: Evidence from Ore Geology, Fluid Inclusion and O-S Isotopes. Ore Geology Reviews 126, 103752. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103752

Kouzmanov, K., Bailly, L., Ramboz, C., Rouer, O., Bény, J.-M., 2002. Morphology, origin and infrared microthermometry of fluid inclusions in pyrite from the Radka epithermal copper deposit, Srednogorie zone, Bulgaria. Mineralium Deposita 37, 599-613. https://doi.org/10.1007/s00126-002-0270-y

Kuzhuget, R.V., Ankusheva, N.N., Hertek, A.K., Kalinin, Y.A., Damdinov, B.B., Pirajno, F., Butanaev, Y.V., Suge-Maadyr, N.V., Soldup, S.N., 2023. Precious-Metal Mineralization and Formation Conditions of the Biche-Kadyr-Oos Epithermal Au-Ag Ore Occurrence (Eastern Sayan, Russia). Minerals 13, 1529. https://doi.org/10.3390/min13121529

LaFlamme, C., Martin, L., Jeon, H., Reddy, S.M., Selvaraja, V., Caruso, S., Bui, T.H., Roberts, M.P., Voute, F., Hagemann, S., Wacey, D., Littman, S., Wing, B., Fiorentini, M., Kilburn, M.R., 2016. In situ multiple sulfur isotope analysis by SIMS of pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite, and pentlandite to refine magmatic ore genetic models. Chemical Geology 444, 1-15. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.09.032

Lai, J., Wang, G., Wang, S., Cao, J., Li, M., Pang, X., Zhou, Z., Fan, X., Dai, Q., Yang, L., He, Z., Qin, Z., 2018. Review of diagenetic facies in tight sandstones: Diagenesis, diagenetic minerals, and prediction via well logs. Earth-Science Reviews 185, 234-258. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.06.009

Lattanzi, P., Da Pelo, S., Musu, E., Atzei, D., Elsener, B., Fantauzzi, M., Rossi, A., 2008. Enargite oxidation: A review. Earth-Science Reviews 86, 62-88. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.07.006

Li, B., Shi, X., Li, C., Wang, J., Pei, Y., Ye, J., 2016. Lead, Sulfur, and Oxygen Isotope Systematics in Hydrothermal Precipitates from the 14°S Hydrothermal Field, South Mid-Atlantic Ridge. Resource Geology 66, 274-285. https://doi.org/10.1111/rge.12101

Li, Y., He, S., Zhang, R.-Q., Bi, X.-W., Feng, L.-J., Tang, G.-Q., Wang, W.-Z., Huang, F., Li, X.-H., 2022. Cassiterite oxygen isotopes in magmatic-hydrothermal systems: in situ microanalysis, fractionation factor, and applications. Mineralium Deposita 57, 643-661. https://doi.org/10.1007/s00126-021-01068-x

Linnen, R., Samson, I., Williams-Jones, A.E., Chakhmouradian, A.R., 2014. Geochemistry of the Rare-Earth Element, Nb, Ta, Hf, and Zr Deposits. Treatise on Geochemistry 13, 543-568. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01121-9

Maydagán, L., Franchini, M., Lentz, D., Pons, J., McFarlane, C., 2013. Sulfide Composition and Isotopic Signature of the Altar Cu-Au Deposit, Argentina: Constraints on the Evolution of the Porphyry-Epithermal System. The Canadian Mineralogist 51, 813-840. https://doi.org/10.3749/canmin.51.6.813

Mehrabi, B., Ghasemi, S., Tale, F., 2015. Structural Control on Epithermal Mineralization in the Troud-Chah Shirin Belt Using Point Pattern and Fry Analyses, North of Iran. Geotectonics 49, 320-331. https://doi.org/10.1134/s001685211504007x

Migdisov, A., Williams-Jones, A.E., Brugger, J., Caporuscio, F., 2016. Hydrothermal Transport, Deposition, and Fractionation of the REE: Experimental Data and Thermodynamic Calculations. Chemical Geology 439, 13-42. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.005

Mikaeili, K., Hosseinzadeh, M., Moayyed, M., Maghfouri, S., 2018. The Shah-Ali-Beiglou Zn-Pb-Cu (-Ag) Deposit, Iran: An Example of Intermediate Sulfidation Epithermal Type Mineralization. Minerals 8, 148. https://doi.org/10.3390/min8040148

Mohebi, A., Sepidbar, F., Mirnejad, H., Behzadi, M.H., 2020. Molybdenite Re-Os Dating, Petrology, and Geochemistry of Granitoids in the Bondar Hanza Porphyry Cu Deposit (Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc), Iran: Insight into Petrogenesis, Mineralization, and Tectonic Setting. Geological Journal 55, 7499-7516. https://doi.org/10.1002/gj.3874

Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J.M., De Ros, L.F., 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 94, 1267-1309. https://doi.org/10.1306/04211009178

Moradiani, Z., 2024. Genesis of the Mahour Base Metal Deposit, Iran: Constraints from Fluid Inclusions and Sulfur Isotopes. Minerals 14, 435. https://doi.org/10.3390/min14040435

Morishita, Y., 2023. Hydrothermal Calcite Precipitation in Veins: Inspired by Experiments for Oxygen Isotope Fractionation between CO2 and Calcite from 1° C to 150° C. Applied Sciences 13, 5610. https://doi.org/10.3390/app13095610

Morishita, Y., Shimada, N., Shimada, K., 2018. Invisible gold in arsenian pyrite from the high-grade Hishikari gold deposit, Japan: Significance of variation and distribution of Au/As ratios in pyrite. Ore Geology Reviews 95, 79-93. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.029

Morishita, Y., Yabe, Y., 2022. Genesis and Evolution of Hydrothermal Fluids in the Formation of the High-Grade Hishikari Gold Deposit: Carbon, Oxygen, and Sulfur Isotopic Evidence. Minerals 12, 1595. https://doi.org/10.3390/min12121595

Mousavi Motlagh, S.H., Ghaderi, M., Yasami, N., González, F.J., 2024. Trace and minor elements in the ore minerals: An assessment of geochemical distribution in overprinting epithermal on porphyry mineralization at Chodarchay, NW Iran. Ore Geology Reviews 168, 106015. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106015

Moussa, N., Boiron, M.C., Grassineau, N.V., Asael, D., Fouquet, Y., Le Gall, B., Rolet, J., Etoubleau, J., Delacourt, C., 2019. Mineralogy, fluid inclusions and stable isotope study of epithermal Au-Ag-Bi-Te mineralization from the SE Afar Rift (Djibouti). Ore Geology Reviews 111. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.05.002

Moussa, N., Rouxel, O., Grassineau, N., Ponzevera, E., Nonnotte, P., Fouquet, Y., Gall, B.L., 2017. Sulfur and Strontium Isotopic Study of Epithermal Mineralization: A Case Study from the SE Afar Rift, Djibouti. Ore Geology Reviews 81, 358-368. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.028

Müller, D., Groves, D.I., 2016. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. 4th edition. Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-23051-1

Najafi, Z., Ahmadipour, H., Moradian, A., Sarjoughian, F., Nakashima, K., 2023. Petrological characteristics of gabbroic intrusions in southeastern Urmia-Dokhtar magmatic belt, Kerman province, Iran: Evidence for post-Eocene mafic magmatism. Turkish Journal of Earth Sciences 32, 470-486. https://doi.org/10.55730/1300-0985.1856

Neukirchen, F., Ries, G., 2020. The World of Mineral Deposits. Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-34346-0

Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., Jolivet, L., 2008. Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. Lithos 106, 380-398. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008

Pat Shanks, W.C., 2014. Stable Isotope Geochemistry of Mineral Deposits. Treatise on Geochemistry 13, 59-85. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01103-7

Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters 19, 290-300. https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5

Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic Implications of the Composition of Volcanic ARC Magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23, 251-285. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343

Prokof'ev, V.Yu., Bortnikov, N.S., Kovalenker, V.A., Vinokurov, S.F., Zorina, L.D., Chernova, A.D., Kryazhev, S.G., Krasnov, A.N., Gorbacheva, S.A., 2010. The Darasun gold deposit, Eastern Transbaikal region: Chemical composition, REE patterns, and stable carbon and oxygen isotopes of carbonates from ore veins. Geology of Ore Deposits 52, 81-113. https://doi.org/10.1134/S1075701510020017

Qi, J., Chen, Y., Franco, P., 2005. Geological characteristics and tectonic setting of the epithermal deposits in northeast China. Journal of Mineralogy and Petrology 25, 1-12.

Rabiee, A., Rossetti, F., Tecce, F., Asahara, Y., Azizi, H., Glodny, J., Lucci, F., Nozaem, R., Opitz, J., Selby, D., 2019. Multiphase magma intrusion, ore-enhancement and hydrothermal carbonatisation in the Siah-Kamar porphyry Mo deposit, Urumieh-Dokhtar magmatic zone, NW Iran. Ore Geology Reviews 110, 102930. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.05.016

Raeisi, D., Zhao, M., Babazadeh, S., Long, L.E., Hajsadeghi, S., Modabberi, S., 2021. Synthesis on productive, sub-productive and barren intrusions in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran, constraints on geochronology and geochemistry. Ore Geology Reviews 132, 103997. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.103997

Rajabpour, S., Jiang, S.-Y., Lehmann, B., Abedini, A., Gregory, D.D., 2018. Fluid inclusion and O-H-C isotopic constraints on the origin and evolution of ore-forming fluids of the Cenozoic volcanic-hosted Kuh-Pang copper deposit, Central Iran. Ore Geology Reviews 94, 277-289. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.003

Richards, J.P., Wilkinson, D., Ullrich, T., 2006. Geology of the Sari Gunay Epithermal Gold Deposit, Northwest Iran. Economic Geology 101, 1455-1496. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1455

Rivai, T.A., Yonezu, K., Syafrizal, Sanematsu, K., Kusumanto, D., Imai, A., Watanabe, K., 2019. A Low-Sulfidation Epithermal Mineralization in the River Reef Zone, the Poboya Prospect, Central Sulawesi, Indonesia: Vein Textures, Ore Mineralogy, and Fluid Inclusions. Resource Geology 69, 385-401. https://doi.org/10.1111/rge.12206

Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy 12. Mineralogical Society of America.

Rouxel, O., Shanksiii, W., Bach, W., Edwards, K., 2008. Integrated Fe- and S-isotope study of seafloor hydrothermal vents at East Pacific Rise 9-10°N. Chemical Geology 252, 214-227. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.03.009

Safari, H.O., Bagas, L., Shafiei Bafti, B., 2015. Structural controls on the localization of Cu deposits in the Kerman Cu metallogenic province of Iran using geoinformatic techniques. Ore Geology Reviews 67, 43-56. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.014

Sameti, M., Zamanian, H., Asadi Harooni, H., 2020. Geochemical and fluid inclusion studies of Kalchuyeh Cu-Au epithermal mineralization in the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 28, 217-232. https://doi.org/10.29252/ijcm.28.1.217

Sayari, M., Sharifi, M., Tabatabaei Manesh, S.M., Ahmadian, J., 2015. Evaluating physicochemical conditions of Miocene-Pliocene volcanic rocks in the middle part of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc. Arabian Journal of Geosciences 8, 9501-9516. https://doi.org/10.1007/s12517-015-1856-x

Schlegel, T.U., Wagner, T., Boyce, A.J., Heinrich, C.A., 2017. A Magmatic Source of Hydrothermal Sulfur for the Prominent Hill Deposit and Associated Prospects in the Olympic Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Province of South Australia. Ore Geology Reviews 89, 1058-1090. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.002

Schwartz, G.M., 1947. Hydrothermal alteration in the "porphyry copper" deposits. Economic Geology 42, 319-352. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.42.4.319

Seal, R.R., Jambor, J.L., Alpers, C.N., 2005. Geochemistry of sulfate minerals in high- and low-temperature environments: a tribute to Robert O. Rye. Chemical Geology 215, 1-4. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.051

Shahbazi, S., Ghaderi, M., Alfonso, P., 2019. Mineralogy, alteration, and sulfur isotope geochemistry of the Zehabad intermediate-sulfidation epithermal deposit, NW Iran. Turkish Journal of Earth Sciences 28, 1-20. https://doi.org/10.3906/yer-1902-1

Siani, S., 2020. Structural controls on epithermal deposits. Journal of Structural Geology 138, 104040. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104040

Sidorov, E.G., Borovikov, A.A., Tolstykh, N.D., Bukhanova, D.S., Palyanova, G.A., Chubarov, V.M., 2020. Gold Mineralization at the Maletoyvayam Deposit (Koryak Highland, Russia) and Physicochemical Conditions of Its Formation. Minerals 10, 1093. https://doi.org/10.3390/min10121093

Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. Economic Geology 105, 3-41. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3

Simmons, S.F., Brown, K.L., 2006. Gold in Magmatic Hydrothermal Solutions and the Rapid Formation of a Giant Ore Deposit. Science 314, 288-291. https://doi.org/10.1126/science.1132866

Simmons, S.F., Tutolo, B.M., Barker, S.L.L., Goldfarb, R.J., Robert, F., 2020. Chapter 38: Hydrothermal Gold Deposition in Epithermal, Carlin, and Orogenic Deposits. In: Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists 23, 823-845. https://doi.org/10.5382/SP.23.38

Simmons, S.F., White, N.C., John, D.A., 2005. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. Economic Geology 100th Anniversary Volume 100, 485-522. https://doi.org/10.5382/AV100.16

Soberano, O.B., Gabo-Ratio, J.A.S., Queaño, K.L., Dimalanta, C.B., Yumul, G.P., Andal, E.S., Yonezu, K., Boyce, A.J., 2021. Mineral chemistry, fluid inclusion and stable isotope studies of the Suyoc epithermal veins: Insights to Au-Cu mineralization in southern Mankayan Mineral District, Philippines. Ore Geology Reviews 131. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104035

Steele-MacInnis, M., Ridley, J., Lecumberri-Sanchez, P., Schlegel, T.U., Heinrich, C.A., 2016. Application of low temperature microthermometric data for interpreting multicomponent fluid inclusion compositions. Earth-Science Reviews 159, 14-35. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.04.011

Sun, S.-s., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42, 313-345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Tale Fazel, E., Nevolko, P.A., Pašava, J., Xie, Y., Alaei, N., Oroji, A., 2023. Geology, geochemistry, fluid inclusions, and H-O-C-S-Pb isotope constraints on the genesis of the Atash-Anbar epithermal gold deposit, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, central-northern Iran. Ore Geology Reviews 153, 105285. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105285

Van den Kerkhof, A.M., Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. Lithos 55, 27-47. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00037-2

White, N.C., Hedenquist, J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration. Journal of Geochemical Exploration 36, 445-474. https://doi.org/10.1016/0375-6742(90)90063-G

White, N.C., Hedenquist, J.W., 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. SEG Discovery 23, 1-13. https://doi.org/10.5382/SEGnews.1995-23.fea

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95, 185-187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos 55, 229-272. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5

Xu, N., Li, S., Wu, C., Santosh, M., 2020. Geochemistry and geochronology of the Dongyang gold deposit in southeast China: Constraints on ore genesis. Geological Journal 55, 425-438. https://doi.org/10.1002/gj.3421

Chen, Y.J., Ni, P., Fan, H.R., Pirajno, F., Lai, Y., Su, W.C., Zhang, H., 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits. Acta Petrologica Sinica 23, 2085-2108.

Yasami, N., Ghaderi, M., 2019. Distribution of alteration, mineralization and fluid inclusion features in porphyry - high sulfidation epithermal systems: The Chodarchay example, NW Iran. Ore Geology Reviews 104, 227-245. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.006

Yasami, N., Ghaderi, M., Alfonso, P., 2018. Sulfur isotope geochemistry of the Chodarchay Cu-Au deposit, Tarom, NW Iran. Neues Jahrbuch Für Mineralogie - Abhandlungen 195, 101-113. https://doi.org/10.1127/njma/2018/0097

Yasami, N., Ghaderi, M., Madanipour, S., Taghilou, B., 2017. Structural control on overprinting high-sulfidation epithermal on porphyry mineralization in the Chodarchay deposit, northwestern Iran. Ore Geology Reviews 86, 212-224. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.028

Zamanian, H., Dolatshahi, S., Yang, X., Karimzadeh Somarin, A., 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 128, 103877. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103877

Zamanian, H., Rahmani, S., Zareisahameih, R., 2019. Fluid inclusion and stable isotope study of the Lubin-Zardeh epithermal Cu-Au deposit in Zanjan Province, NW Iran: Implications for ore genesis. Ore Geology Reviews 112, 103014. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103014

Zamanian, H., Tale Fazel, E., Sameti, M., Asadi Haroni, H., Yang, X., 2023. The petrogenesis and metallogenesis of the Kalchuyeh epithermal gold deposit, central Iran: Constraints from geochemistry, fluid inclusion, and H-O-S isotopes. Journal of Asian Earth Sciences 242, 105505. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105505

Zamanian, H., TaleFazel, E., Hayatalgheybi, M., Samani, B.A.E., Harris, C., 2020. Geochemical, fluid inclusion and O-H-S isotope studies of the Milajerd Au-polymetallic prospect, Central Iran: Implications for ore genesis. Ore Geology Reviews 120, 103444. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103444

Zarasvandi, A., 2006. Structural and tectonic controls on mineralization. Ore Geology Reviews 28, 230-240. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.08.003

Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad Porphyry Copper Deposits, Central Iran. International Geology Review 47, 620-646. https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.6.620

Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J.G., Asadi, S., Lentz, D., 2019. Hydrothermal fluid evolution in collisional Miocene porphyry copper deposits in Iran: Insights into factors controlling metal fertility. Ore Geology Reviews 105, 183-200. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.12.027

Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J., Lentz, D., Azimzadeh, A.-M., Pourkaseb, H., 2015. Geochemistry and fluid characteristics of the Dalli porphyry Cu-Au deposit, Central Iran. Journal of Asian Earth Sciences 111, 175-191. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.07.029

Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Lentz, D., Adelpour, M., Pourkaseb, H., 2015. Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Iran. Ore Geology Reviews 70, 407-423. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.01.010

Zarasvandi, A., Tashi, M., Rezaei, M., Saki, A., Mousivand, F., 2022. Geology and geochemistry of the Choran porphyry-epithermal Cu-Au deposit in the Dehej-Sarduveyeh subzone, Urumieh-Dokhtar magmatic arc. Journal of Economic Geology 14, 39-66. https://doi.org/10.22067/econg.2021.52017.87614

Zartman, R.E., Doe, B.R., 1981. Plumbotectonics-the model. Tectonophysics 75, 135-162. https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90213-4

Zhang, H., Qian, G., Zhou, F., Cai, Y., Pring, A., 2024. Enrichment of precious metals associated with chalcopyrite inclusions in sphalerite and pyrite. American Mineralogist 109, 150-156. https://doi.org/10.2138/am-2022-8636

Zhao, H., Wang, Q., Kendrick, M.A., Groves, D.I., Fan, T., Deng, J., 2022. Metasomatized mantle lithosphere and altered ocean crust as a fluid source for orogenic gold deposits. Geochimica et Cosmochimica Acta 334, 316-337. https://doi.org/10.1016/j.gca.2022.06.012

Zhao, X., Xue, C., 2014. Oceanic Subduction-continental Collision Transition and Epithermal Gold Mineralization: Insight from Geochronological Study of the Tawuerbieke Deposit, Tulasu Ore Cluster, Western Tianshan. Acta Geologica Sinica - English Edition 88, 850-851. https://doi.org/10.1111/1755-6724.12375_83

Zheng, Y.-F., 2019. Subduction zone geochemistry. Geoscience Frontiers 10, 1223-1254. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.003

Zhou, Y., Wang, T., Fan, F., Chen, S., Guo, W., Xing, G., Sun, J., Xiao, F., 2022. Advances on Exploration Indicators of Mineral VNIR-SWIR Spectroscopy and Chemistry: A Review. Minerals 12, 958. https://doi.org/10.3390/min12080958

Zhu, Y., An, F., Tan, J., 2011. Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review. Geoscience Frontiers 2, 367-374. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.05.006