Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Summer 2026, Vol. 16(2): 263 - 289

Research Article

Origin of Ore-Forming Fluids in the Chumalu Pb–Zn Deposit: Constraints from Fluid Inclusion Microthermometry, Sphalerite Chemistry, and Sulfur Isotopes

Akram Karami[1], Hassan Zamanian[2]*, Keikhosro Radmard[1], Amir Pazoki[3]

1- Geology Department, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran
2- Faculty of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran
3- Department of Mining Engineering, Faculty of Technology and Engineering, Lorestan University, Khorramabad, Iran

Abstract
The Chumalu lead–zinc (Pb–Zn) deposit is located in the western sector of the Alborz magmatic arc, within the Tarom–Hashtchin polymetallic belt. Eocene–Oligocene magmatism in this region produced a diverse suite of extrusive, intrusive, subvolcanic, and pyroclastic rocks, including basaltic, andesitic, dacitic, and rhyolitic lavas and associated tuffs, which constitute the principal host rocks for mineralization. Mineralogical investigations indicate that the hypogene assemblage is dominated by pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, tetrahedrite, bornite, and marcasite, whereas the supergene assemblage comprises cerussite, chalcocite, covellite, malachite, and secondary iron oxides. Microthermometric analyses of 67 liquid-rich, two-phase (L+V) fluid inclusions hosted by sphalerite and coeval quartz yielded homogenization temperatures (Th) of 100–270 °C and salinities of 0.3–7.0 wt% NaCl equivalent. These microthermometric data suggest ore deposition at depths of 500–1,000 m below the paleowater table, under near-hydrostatic pressures of approximately 10 MPa, with fluid cooling and mixing acting as the principal precipitation mechanisms. Furthermore, electron probe microanalysis (EPMA) revealed low Fe concentrations and high Zn/Fe ratios in sphalerite. Together with its pale color, these characteristics are consistent with low-temperature mineralization in an intermediate-sulfidation epithermal environment. The $\delta^{34}S$ values of galena and sphalerite range from +6‰ to +10‰, suggesting a predominantly magmatic sulfur source. Overall, the integration of fluid inclusion microthermometry, sphalerite mineral chemistry, and stable sulfur isotope data provides a basis for developing a metallogenic model to guide the exploration for and discrimination of intermediate-sulfidation Pb–Zn epithermal systems throughout the Tarom–Hashtchin metallogenic belt.

Keywords: *Chumalu deposit, Sphalerite chemistry, Sulfur isotopes, Fluid inclusions, Tarom-Hashtjin.*

1-Introduction
Mineral chemistry and stable sulfur isotopes are widely recognized as indispensable tools for deciphering the origins, physicochemical conditions, and evolutionary pathways of ore-forming fluids (Hutchison et al., 2020). These analytical approaches permit the discrimination of distinct sulfur reservoirs and elucidate key precipitation mechanisms, thereby providing essential criteria for establishing targeted mineral exploration models (Barker et al., 2013). In the Tarom–Hashtjin metallogenic belt of northwest Iran, previous genetic investigations have primarily integrated mineralogical assessments, structural–textural analyses, fluid inclusion microthermometry, stable isotope systematics (O, H, S), and host-rock geochemistry. For instance, comprehensive studies on adjacent deposits-such as Zajkan and Golojeh-have coupled fluid

* Corresponding author: Hasan zamanian@ut.ac.ir
DOI: 10.22055/aag.2026.52065.2566
Received: 2026-05-10
Accepted: 2026-09-22

ISSN: 2717-0764
CC BY

inclusion data with H-O-S isotopic signatures to demonstrate a predominantly magmatic source with meteoric fluid mixing, driven by boiling and dilution processes (Kouhestani et al., 2019).

However, despite being an important polymetallic occurrence in this belt, the Chumalu deposit remains insufficiently constrained. Previous work has focused almost exclusively on basic microthermometric evaluations (characterizing homogenization temperatures and low-salinity fluids) and inferred cooling and dilution as primary depositional mechanisms, without determining the sulfur isotopic provenance of dominant sulfide phases such as sphalerite and galena (Ghasemi Siani et al., 2022). Furthermore, the absence of electron probe microanalysis (EPMA) for diagnostic minor and trace elements (e.g., Fe, Cd, and Mn in sphalerite) leaves fluid evolution trends, redox variations, and compositional zoning indicative of multi-stage magmatic-hydrothermal pulses largely unresolved. Addressing these gaps is critical for refining the regional metallogenic framework and mitigating exploration risks when targeting concealed ore zones.

Consequently, this study presents an integrated investigation utilizing fluid inclusion microthermometry, stable sulfur isotope geochemistry, and high-resolution sphalerite chemistry to definitively constrain the source, fluid evolution, and ore-forming mechanisms of the Chumalu Pb–Zn deposit. Geologically, the Chumalu district is underlain by Eocene volcanic sequences, Oligocene intrusive complexes, and unconsolidated Quaternary alluvium. Regional geological structures trend predominantly NW–SE, concordant with the broader Western Alborz structural grain. In the southern portion of the mapped area, an Oligocene monzonitic to quartz-monzonitic body intrudes the Eocene volcanic sequence. This pluton exhibits granular to porphyritic textures and comprises coarse crystals of plagioclase, K-feldspar, biotite, amphibole, and pyroxene, frequently enclosing Eocene xenoliths and microgranular enclaves along structural/fault contacts with basaltic units. Both volcanic and intrusive lithologies host polymetallic mineralization controlled by multidirectional fracture networks. The circulation of hydrothermal fluids along these structural conduits has produced pervasive alteration halos: regional propylitization (dominated by chlorite, epidote, calcite, and albite), intense silicification flanking east–west-trending veins, and secondary argillic alteration induced by the acidic oxidation and leaching of primary sulfides.

2-Materials and Methods

Fieldwork was conducted across surface outcrops and underground workings of the Chumalu deposit. A total of 80 representative ore-bearing vein samples (weighing approximately 500–800 g each) were collected from surface exposures and drill cores. The collected quartz- and sphalerite-bearing samples from siliceous veins were slabbed using a diamond saw. From these slabs, 26 polished thin sections were prepared for optical petrography, mineralogical characterization, and subsequent electron probe microanalysis (EPMA). Additionally, six doubly polished wafers (approximately 150–200 μm thick) were prepared for fluid inclusion microthermometry.

For stable sulfur isotope (δ34S) analysis, five representative sulfide-rich samples were selected for sphalerite separation. The samples were gently crushed and sieved to <6 mesh (<3.35 mm), and monomineralic sphalerite grains (>95 % purity) were handpicked under a binocular stereomicroscope to eliminate visible impurities and intergrowths. The separated sphalerite fractions were subsequently pulverized into a fine powder using an agate mortar. Aliquots of approximately 1 g per sample were then prepared for isotopic analysis.

Stable sulfur isotope ratios were measured at the Stable Isotope Research Laboratory of Arak University. To evaluate analytical accuracy, correct for instrumental drift, and calibrate reference gases, routine replicate analyses were performed alongside internal laboratory standards calibrated against the international reference material IAEA-SO-6 (δ34SVCD= -20.8 ‰). All sulfur isotope results are reported in standard delta notation (δ34S) in per mil (‰) relative to Vienna Canyon Diablo Troilite (VCDT). Analytical precision (1σ standard deviation) was better than ±0.2‰.

3-Results and discussions

3-1-Mineralization

Polymetallic mineralization in the study area occurs predominantly within quartz (siliceous) veins characterized by crustiform, banded, and open-space filling textures, indicative of an epithermal

ISSN: 2717-0764
CC BY

depositional regime. Galena represents the dominant ore mineral in the deposit. It exhibits a wide grain-size distribution ranging from 20 µm up to 5 mm and occurs as anhedral aggregates filling fractures and interstitial cavities within the host rock. Locally, galena crystals host sparse, fine-grained inclusions of tetrahedrite. Mechanical deformation features, such as curved cleavage planes and bent triangular pits, are observed in several galena grains, reflecting localized syn- to post-ore tectonic stress during or following vein formation. Sphalerite is another major hypogene sulfide phase, occurring as subhedral to anhedral grains (20 µm to 4 mm) that exhibit fracture- and open-space filling textures. Primary copper-bearing sulfides comprise chalcopyrite and bornite, typically associated with pyrite. Bornite commonly forms intimate intergrowths with chalcopyrite. In several sections, fine-grained chalcopyrite occurs as inclusions or as "chalcopyrite disease" within sphalerite, galena, and tetrahedrite, indicating multistage fluid infiltration and partial replacement by subsequent sulfide-bearing pulses.

Supergene oxidation and weathering are evident across several samples. Locally, galena is partially replaced along grain margins and fractures by cerussite, while chalcopyrite is oxidized to malachite. Trace amounts of covellite occur along the rims and fractures of galena and copper sulfides, accompanied by minor disseminated chalcocite in the rock matrix. Pervasive late-stage weathering has also led to the extensive replacement of primary iron-bearing sulfides by secondary hydrous iron oxides (goethite and limonite).

3-2-Petrography of fluid inclusions

Detailed petrographic examination of the doubly polished wafers revealed that fluid inclusions exhibit predominantly irregular, subhedral, angular, spherical, and elongated morphologies. Their sizes range from 5 to 90 µm. The vast majority of inclusions display a consistently high degree of fill (F≈0.75–0.9) and lack daughter minerals or trapped solid phases at room temperature.

Based on established criteria (Roedder, 1984; Shepherd et al., 1985), primary, pseudosecondary, and secondary fluid inclusions were identified within quartz and sphalerite host crystals (Table 1).

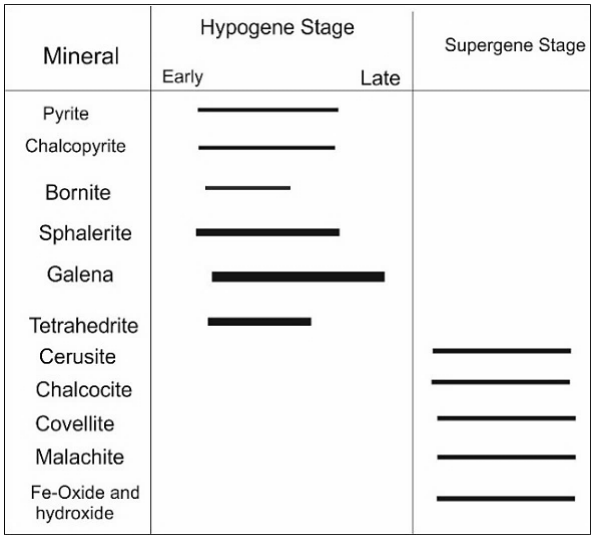


Figure 1. Mineral paragenetic sequence of the hypogene mineralization and supergene alteration stages in the Chumalu Pb–Zn deposit. Line thickness reflects the relative abundance of hydrothermal and supergene mineral phases.

Table 1. Microthermometric data for fluid inclusions in quartz from the Chumalu Pb–Zn deposit.

sample	inc. type	class	size	fill	Te	Tmice	Th aq	phase	salinity	density
Q-1	L+V	P	35	0.89	-37.6	-4.4	242.6	L	6.961	0.875
Q-2	L+V	P	20	0.86	-31.7	-2.4	250	L	3.598	0.83
Q-3	L+V	PS	11	0.75	-27.3	-1.5	211.1	L	2.469	0.873
Q-5	L+V	PS	5	0.74	-26	-1.2	215.6	L	1.979	0.863
Q-6	L+V	PS	11	0.85	-13.4	7.1	143.8	L		0.999
Q-7	L+V	P	27	0.86	-28.2	-1.2	189.5	L	1.979	0.894
Q-8	L+V	PS	12	0.82	-12.5	0.8	163.7	L		0.917
Q-9	L+V	P	50	0.82	-32.3	-2.5	221.8	L	4.074	0.874
Q-10	L+V	P	20	0.94	-37.3	6.4	132.5	L		1.002

ISSN: 2717-0764
CC BY

sample	inc. type	class	size	fill	Te	Tmice	Th aq	phase	salinity	density
Q-11	L+V	P	15	0.86	-27.2	-1	168.5	L	1.65	0.915
Q-12	L+V	P	10	0.78	-34.4	-2.5	179.5	L	4.074	0.92
Q-13	L+V	P	20	0.83	-36.4	-2.3	235.7	L	3.757	0.852
Q-14	L+V	P	15	0.96	-35.4	-2.3	155.7	L	3.757	0.941
Q-15	L+V	PS	15	0.86	-27.8	-0.6	185.9	L	0.993	0.891
Q-16	L+V	PS	10	0.86	-37.6	3.1	112.9	L		0.985
Q-17	L+V	PS	8	0.88	-23.4	-0.6	175.8	L	0.993	0.903
Q-18	L+V	P	12	0.86	-30.7	-2.9	214.5	L	4.702	0.888
Q-19	L+V	P	32	0.95	-29.6	-1.2	227	L	1.979	0.847
Q-20	L+V	P	23	0.94	-34.7	1	253.2	L		0.803
Q-21	L+V	P	25	0.96	-34.7	1	178.4	L		0.904
Q-22	L+V	P	8	0.69	-36	3.2	147	L		0.959
Q-23	L+V	P	20	0.82	-30.2	-2.4	184.9	L	3.916	0.913
Q-24	L+V	P	24	0.84	-27.5	-0.2	178.4	L	0.331	0.895
Q-25	L+V	P	15	0.84	-22.2	-0.2	179.5	L	0.331	0.894
Q-26	L+V	P	25	0.88	-20.9	-0.2	179.3	L	0.331	0.894
Q-27	L+V	PS	23	0.88	-3.6	4.4	166.3	L		0.953
Q-28	L+V	P	15	0.86	-33.9	-1.5	192.6	L	2.469	0.894
Q-29	L+V	P	10	0.69	-35.9	-2	198.5	L	3.278	0.893
Q-30	L+V	P	10	0.93	-26.4	0.8	197.4	L		0.88
Q-31	L+V	P	5	0.86	-22.5	0.8	218.1	L		0.853
Q-32	L+V	P	25	0.87	-37.7	-1.9	198.5	L	3.117	0.829
Q-33	L+V	P	20	0.92	-46.4	-2.6	202.7	L	4.232	0.898
Q-34	L+V	P	12	0.98	-14.4	4.6	116	L		0.998
Q-35	L+V	P	10	0.66	-25.2	-2.6	233	L	4.232	0.861
Q-36	L+V	P	50	0.88	-20.1	-1.2	256	L	1.979	0.799
Q-37	L+V	P	20	0.96	-19.2	-1.6	270.8	L	2.632	0.785

3-3-Mineral Chemistry

To investigate the mineral chemistry of sphalerite in the Chumalu deposit, ten analytical spot analyses were performed using a JEOL JXA-8230 electron probe microanalyzer (EPMA) at the University of Science and Technology of China (USTC). The operating conditions were maintained at an accelerating voltage of 15 kV, a probe current of 20 nA, and a focused beam diameter of 1 μm. Detection limits, calculated at three times the standard deviation (3σ) of the background counts, ranged from 0.010 to 0.050 wt.% for major elements (S, Fe, Zn, Pb) and from 0.020 to 0.050 wt.% for minor and trace elements (Cd, Mn, Ag, Sb, As). Natural and synthetic standards, including galena (PbS) and sphalerite (ZnS), were used for calibration.

The analytical results show that zinc and sulfur represent the predominant constituents of the investigated sphalerite grains, with concentrations ranging from 62.07 to 68.18 wt.% Zn and from 32.92 to 33.29 wt.% S. Minor and trace element concentrations were generally low, yielding maximum values of 0.084 wt.% for As, 0.077 wt.% for Bi, 0.051 wt.% for Cu, and 0.041 wt.% for Sb.

3-4-Stable Isotopes

In this study, ten monomineralic separates of sphalerite and galena were analyzed for sulfur isotopes (Table 2). The δ34S values of galena and sphalerite from the Chumalu deposit range from +6‰ to +10‰, which are consistent with the previously reported range of +4‰ to +9‰ for this deposit (Nejadhadad and Salamab Ellahi, 2025). Positive δ34S values can generally reflect either a magmatic sulfur source or thermochemical sulfate reduction (TSR). However, while thermochemical sulfate reduction of seawater or evaporitic sulfate was inferred as the dominant mechanism at Ghoomishloo, a magmatic sulfur source appears to prevail at Chumalu.

Table 2. Sulfur isotope data for sulfide minerals from the Chumalu deposit.

Sample ID	Mineral	$\delta^{34}S$ (‰, V-CDT)	±1σ
Ch1	Sphalerite	+8.5	0.2
Ch2	Sphalerite	+8.7	0.1
Ch3	Sphalerite	+9.7	0.1
Ch4	Sphalerite	+8.4	0.1
Ch5	Sphalerite	+8.3	0.0
Ch6	Galena	+6.4	0.1
Ch7	Galena	+8.0	0.1

ISSN: 2717-0764
CC BY

Sample ID	Mineral	$\delta^{34}S$ (‰, V-CDT)	±1σ
Ch8	Galena	+8.3	0.2
Ch9	Galena	+7.8	0.0
Ch10	Galena	+7.1	0.1

3-5-Microthermometry of Fluid Inclusions: Fluid Density, Pressure, Trapping Depth, and Nature of Ore-Forming Fluids

In the investigated primary and pseudosecondary fluid inclusions, eutectic temperatures (Te) range from -7.6 to -54.7 °C, and final ice-melting temperatures (Tmice) vary from -0.2 to -4.4 °C. Fluid inclusions in quartz display a clustered salinity distribution spanning 1.51 to 4.5 wt.% NaCl equiv. (Fig. 2), with a dominant frequency peak between 3 and 5 wt.% NaCl equiv. Salinities below 1 wt.% or above 5 wt.% NaCl equiv. are rare. This relatively restricted distribution reflects low- to moderate-salinity, NaCl-dominated hydrothermal solutions.

The broader salinity range recorded in sphalerite compared to the more focused quartz data likely reflects fluid evolution during mineralization. Sphalerite precipitated across a continuum—from early, higher-salinity pulses capable of metal transport to subsequent diluted fluids influenced by meteoric water recharge—whereas quartz primarily crystallized during the main stage of ore deposition (Fig. 2).

Hydrothermal fluid inclusions in the Chumalu deposit are predominantly two-phase, liquid-rich (L+V) inclusions that homogenize to the liquid phase via bubble disappearance at the total homogenization temperature (Th). The mean homogenization temperature across all samples is 180 °C. The bivariate plot of homogenization temperature versus salinity (Th vs. salinity; Fig. 1) indicates that the Chumalu Pb–Zn deposit formed primarily via fluid mixing—characterized by the influx of cooler, more dilute meteoric waters into the hydrothermal system—accompanied by cooling and decompression.

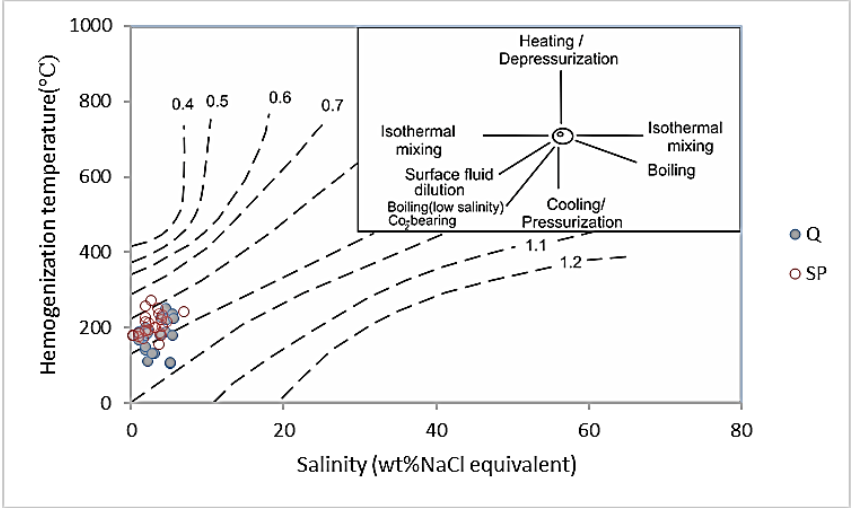


Figure 2. Salinity versus homogenization temperature (T_h) plot for quartz (Q) and sphalerite (Sp) from the Chumalu Pb–Zn deposit, showing evidence of fluid mixing and boiling (modified after Wilkinson, 2001).

3-6-Origin of Ore-Forming Fluids

Sulfur isotope systematics are widely used to determine the source of sulfur in ore-forming systems. Beyond source provenance, sulfur isotopes provide critical insights into hydrothermal processes, including fluid geothermometry, estimation of the effective water-to-rock ratio during mineralization, evaluation of thermodynamic equilibrium, and the characterization of ore precipitation mechanisms (Hoefs, 2009). In general, variations in the δ34S values of sulfide minerals are controlled by both the isotopic composition of the sulfur source and the physicochemical conditions of the fluid, particularly temperature, pH, and redox state (Ohmoto and Rye, 1979; Li et al., 2018). Granitoid rocks typically exhibit an average δ34S value between +1.0‰ and +1.6‰; however, their overall composition ranges broadly from −11‰ to +14.5‰. This dispersion is generally attributed to magma contamination, partial melting, or assimilation of either

ISSN: 2717-0764
CC BY

34S-depleted sedimentary pyrites or 34S-enriched evaporites (Ohmoto and Rye, 1972). As shown in Figure 3, the δ34SV-CDT values for galena and sphalerite in the Chumalu deposit range from +6‰ to +10‰, falling entirely within the typical range of magnetite-series granitoids. This signature indicates that the hydrothermal fluids were predominantly derived from igneous rocks, demonstrating that the sulfide mineralization originated from a magmatic sulfur source.

A narrow range of δ34S variations in ore deposits typically reflects a relatively homogeneous and distinct sulfur source. Conversely, a wide spread of δ34S values often indicates a polygenetic origin involving multiple sulfur sources (Fazli et al., 2019). In the Chumalu deposit, the tightly clustered isotopic data point to a uniform and stable sulfur source, ruled out significant contributions from 34S-enriched evaporitic sulfate or strongly 34S-depleted biogenic (bacteriogenic) sulfur, and signify mineralization within a stable, relatively closed hydrothermal system.

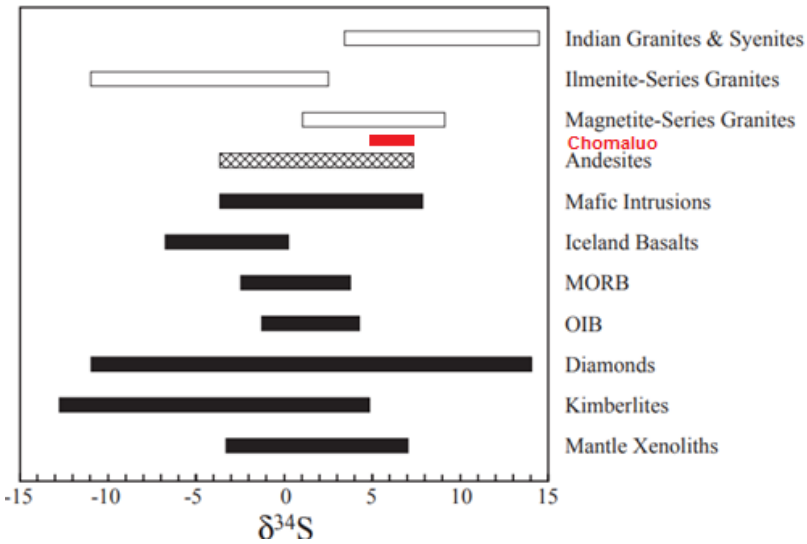


Figure 3. Range of δ34S values for sulfide minerals from mantle reservoirs as well as oceanic and continental igneous rocks. Isotopic compositions are reported in per mil (‰) relative to the V-CDT standard (modified from Seal, 2006).

3-7-Estimated Mineralization Temperature

The Fe content in sphalerites from the Chumalu deposit ranges from 0.156 to 0.77 wt.%, with an average of 0.128 wt.%, classifying these samples as Fe-poor sphalerite. Previous studies have demonstrated that the Zn/Fe ratio in sphalerite is inversely correlated with the mineralization temperature (Damian et al., 2021; Sun et al., 2022). Based on these studies, Zn/Fe ratios >100 indicate low-temperature conditions, ratios <10 suggest high-temperature environments, and values between 10 and 100 represent moderate-temperature mineralization. The Zn/Fe ratios in Chumalu sphalerites range from 430 to 866 (average = 557), consistently indicating a low-temperature hydrothermal regime (Dai et al., 2024).

4-Conclusions

Textural evidence-such as the sequential crystallization of sphalerite prior to galena, tetrahedrite inclusions within galena, chalcopyrite exsolution blebs in sphalerite, and overprinting by supergene alteration-demonstrates that mineralization in the Chumalu deposit occurred in two distinct stages: hypogene and supergene. The hypogene assemblage comprises pyrite, chalcopyrite, galena, tetrahedrite, sphalerite, bornite, and marcasite. Conversely, the supergene stage is represented by cerussite, chalcocite, covellite, malachite, and hydrated iron oxides. Sulfur isotope data exhibit uniform, positive $\delta^{34}S$ values ranging from +6.4‰ to +9.7‰ with minimal dispersion (σ<1‰), strongly pointing to a magmatic sulfur source. This isotopic signature reflects sulfur derived from mantle reservoirs or partial melting of continental crust, with no discernible contamination from heavy evaporitic sulfates or ^{34}S-depleted biogenic (bacteriogenic) sulfur. Furthermore, mineral chemistry criteria-specifically low Fe contents, high Zn/Fe ratios, and pale sphalerite coloration-consistently confirm that primary ore deposition took place under a low-temperature regime. Collectively, the isotopic, geochemical, and textural data suggest that fluid mixing, boiling, and conductive cooling were the predominant mechanisms driving ore precipitation in this magmatically derived

ISSN: 2717-0764
CC BY

hydrothermal system. From an applied and exploration perspective, the integration of fluid inclusion microthermometry data and sulfide mineral chemistry indicates that the exposed sections of the Chumalu deposit represent the upper horizons of a more extensive hydrothermal system. Consequently, the integrated petrographic model, the temperature-salinity evolution model of the ore-forming fluids, and the mineral chemistry can serve as an efficient exploration guide to optimize deep drilling networks, mitigate investment risks in follow-up exploration, and adjust and improve ore flotation circuits in this sector of the Tarom–Hashtjin belt (Alborz magmatic arc).

5-References

Barker, S.L., Dipple, G.M., Hickey, K.A., Lepore, W.A., Vaughan, J.R., 2013. Applying stable isotopes to mineral exploration: Teaching an old dog new trick. Economic Geology 108, 1–9. https://doi.org/10.2113/econgeo.108.1.1

Dai, X., Li, Y., Zhang, J., Liu, Z., Chen, K., He, M., 2024. Origin and Evolution of Ore-Forming Fluid and Metallogenic Mechanism of the Baoshan Cu-Pb-Zn Deposit, South China: Constraints of Fluid Inclusion and CHO Isotopes. Minerals 14, 961. https://doi.org/10.3390/min14100961

Damian, G., Buzatu, A., Apopei, A.I., Damian, F., Maftei, A.E., 2021. Hydrothermal sphalerites from ore deposits of Baia Mare Area. Minerals 11, 1323. https://doi.org/10.3390/min11121323

Fazli, S., Taghipour, B., Moore, F., Lentz, D.R., 2019. Fluid inclusions, S isotopes, and Pb isotopes characteristics of the Kuh-e-Surmeh carbonate-hosted Zn–Pb deposit in the Zagros Fold Belt, southwest Iran: Implications for the source of metals and sulfur and MVT genetic model. Ore Geology Reviews 109, 615–629. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.04.006

Ghasemi Siani, M.G., Mehrabi, B., Nazarian, M., Lotfi, M., Corfu, F., 2022. Geology and genesis of the Chomalu polymetallic deposit, NW Iran. Ore Geology Reviews 143, 104763. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104763

Hoefs, J., 2009. Stable Isotope Geochemistry, 6th ed. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 285 pp. https://doi.org/10.1007/978-3-540-70708-0

Hutchison, W., Finch, A.A., Boyce, A.J., 2020. The sulfur isotope evolution of magmatic-hydrothermal fluids: insights into ore-forming processes. Geochimica et Cosmochimica Acta 288, 176–198. https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.07.042

Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Qin, K., Zhao, J., 2019. Fluid inclusion and stable isotope constraints on ore genesis of the Zajkan epithermal base metal deposit, Tarom–Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. Ore Geology Reviews 109, 564–584. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.05.014

Li, S.N., Ni, P., Bao, T., Li, C.Z., Xiang, H.L., Wang, G.G., Huang, B., Chi, Z., Dai, B.Z., Ding, J.Y., 2018. Geology, fluid inclusion, and stable isotope systematics of the Dongyang epithermal gold deposit, Fujian Province, southeast China: Implications for ore genesis and mineral exploration. Journal of Geochemical Exploration 195, 16–30. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.02.009

Nejadhadad, M., Salamab Ellahi, S., 2025. Ore deposition processes in the Qamishlu lead deposit, southwest of Isfahan, Iran: Insights from geological, structural-textural, and sulfur isotope evidence. Advanced Applied Geology 15, 87–105. https://doi.org/10.22055/aag.2026.50275.2528

Ohmoto, H., 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Economic Geology 67, 551–578. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.67.5.551

Ohmoto, H., Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. John Wiley and Sons, New York, pp. 509–567.

Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, Vol. 12, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 644 pp.

Seal, R.R., 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 61, 633–677. https://doi.org/10.2138/rmg.2006.61.12

Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie, Glasgow, 239 pp.

Sun, Q.F., Wang, K.Y., Sun, F.Y., Zhang, M., Zhao, C.G., Sun, L.X., 2022. Fluid evolution and ore genesis of Cu–Pb–Zn veins in the Panjiaduan deposit, Great Xing'an Range, NE China: evidence from fluid

ISSN: 2717-0764

inclusion and H–O–He–Ar isotopes. Geological Magazine 159, 1663–1680. https://doi.org/10.1017/S0016756822000425
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:
Karami, A., Zamanian, H., Radmard, K., Pazoki, A., 2026. Origin of Ore-Forming Fluids in the Chumalu Pb–Zn Deposit: Constraints from Fluid Inclusion Microthermometry, Sphalerite Chemistry, and Sulfur Isotopes. Adv. Appl. Geol. 16 (2), 263-289.
DOI: 10.22055/aag.2026.52065.2566
https://aag.scu.ac.ir/article_21063.html

©2026 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

منشأ سیالات کانه‌ساز در معدن سرب ـ روی چومالو با استفاده از ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال، شیمی اسفالریت و ایزوتوپ‌های گوگرد

اکرم کرمی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
حسن زمانیان
دانشکده زمین‌شناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
کیخسرو رادمرد
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
امیر پازوکی
گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
Hasan zamanian@ut.ac.ir
تاریخ دریافت: ۱۴۰۵/۰۲/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۶/۳۱

چکیده
معدن سرب و روی چومالو در بخش باختری کمان ماگمایی البرز و در پهنه چندفلزی طارم - هشتچین واقع شده است. فعالیت‌های ماگمایی البرز طی ائوسن تا الیگوسن، طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین خروجی، نفوذی، نیمه‌عمیق و آذرآواری (شامل گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریولیتی و توف‌ها) را پدید آورده‌اند که سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی به‌شمار می‌روند. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهد که کانه‌های اصلی مرحله درونزاد شامل پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، تتراهدریت، بورنیت و مارکازیت هستند. مرحله برونزاد با کانه‌های سروزیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و اکسیدهای ثانویه آهن مشخص می‌شود. بر اساس مطالعه ۶۷ میان‌بار سیال دوفازی غنی از مایع در اسفالریت و کوارتزهای همزاد با کانه‌زایی، دمای همگن‌شدگی بین ۱۰۰ تا ۲۷۰ درجه سانتی‌گراد، شوری سیالات بین ۰/۳ تا ۷ درصد وزنی معادل نمک طعام (NaCl wt%)، عمق تشکیل بین ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متر زیر سطح ایستابی و فشار هیدرواستاتیک حدود ۱۰ مگاپاسکال برآورد شده است. شواهد نشان می‌دهد فرآیندهای سرد شدن و اختلاط سیالات، سازوکارهای اصلی ته‌نشست کانه در این سامانه اپی‌ترمال بوده‌اند. همچنین، نتایج آنالیز EPMA از قبیل محتوای پایین آهن، نسبت بالای Zn/Fe و رنگ روشن اسفالریت، همگی بر تشکیل کانه در دماهای پایین و محیطی با سولفیداسیون حدواسط دلالت دارند. مقادیر ایزوتوپ گوگرد $\delta^{34}S$ در گالن و اسفالریت بین ۶+ تا ۱۰+ در هزار (پرمیل) متغیر بوده که نشان‌دهنده منشأ ماگمایی گوگرد است. در نهایت، تلفیق داده‌های میان‌بارهای سیال، زمین‌شیمی اسفالریت و ایزوتوپ پایدار گوگرد، الگوی مناسبی جهت تفکیک سامانه‌های اپی‌ترمال سرب - روی با سولفیداسیون حدواسط در کمربند طارم - هشتچین ارائه می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: *معدن چومالو، شیمی اسفالریت، ایزوتوپ گوگرد، میان‌بارهای سیال، طارم-هشتچین.*

۱-مقدمه
پژوهش‌های اخیر (Liu et al., 2018; Field et al., 2018; Fazli et al., 2019; Zhao et al., 2022; Liu et al., 2025) نشان داده‌اند که ترکیب‌های ایزوتوپی گوگرد در ذخایر سرب–روی، نقش مهمی در بازسازی شرایط تشکیل این کانسارها ایفا می‌کنند. این ترکیبات، اطلاعات ارزشمندی از منشأ سیالات کانه‌ساز و برهم‌کنش آن‌ها با سنگ‌های میزبان در طی مراحل انتقال و نهشت فراهم می‌آورند (Huston et al., 2023). کاربرد ایزوتوپ‌های پایدار در مطالعات ژنز کانسارها حدود هشت دهه پیش آغاز شده است (Huston et al., 2023). از آن زمان تاکنون، این شاخه از علم با پیشرفت‌های ابزاری، از تحلیل نمونه‌های توده‌ای سنگ به بررسی درجا (in situ) فازهای معدنی متحول شده است (Sharp et al., 1993; Huston et

al., 2023). این پیشرفت‌ها درک ما را از فرایندهای زمین‌شناسی در گذر زمان به‌طور چشمگیری بهبود بخشیده و به شناخت دقیق‌تری از ژنز کانسارها شده اند.

شیمی کانی‌ها و ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد به‌عنوان ابزارهایی کارآمد در تعیین منشأ و روند تحول سیالات معدنی شناخته می‌شوند (Hutchison et al., 2020). این روش‌ها امکان تفکیک منابع مختلف گوگرد و شناسایی واکنش‌های شیمیایی مرتبط را میسر می‌سازند؛ امری که در نهایت، بینش‌های ارزشمندی را برای تدوین راهبردهای اکتشافی هدفمند به دست می‌دهد (Barker et al., 2013). مطالعات پیشین درباره ژنز کانسارها در پهنه (ایالت) فلززایی طارم–هشتجین، عمدتاً بر کانی‌شناسی، ساخت و بافت، میانبارهای سیال، ایزوتوپ‌های پایدار (O–S) و گاه ژئوشیمی سنگ‌های آذرین میزبان متمرکز بوده است. برای نمونه، در مطالعات صورت‌گرفته بر کانسارهای مجاور مانند زاجکان و گلوجه، از داده‌های ایزوتوپ‌های پایدار (H, O, S) همراه با میانبارهای سیال برای استنباط منبع ماگمایی–جوی سیال و سازوکارهای جوشش و رقیق‌شدگی استفاده شده است (Kouhestani et al., 2019). در مقابل، مطالعات در معدن چومالو عمدتاً به بررسی میانبارهای سیال، بر اساس تعیین دماهای همگن‌شدگی و شوری‌های پایین، محدود بوده و فرایند کانه‌زایی نیز به سردشدن و رقیق‌شدگی سیال نسبت داده شده است؛ بی‌آنکه به تعیین منشأ گوگرد در کانی‌های سولفیدی کلیدی نظیر اسفالریت و گالن پرداخته شود (Ghasemi Siani et al., 2022).

این خلأ در نبود تحلیل‌های میکروپروب الکترونی برای عناصر فرعی (مانند Fe، Cd و Mn در اسفالریت) نیز به‌خوبی مشهود است؛ داده‌هایی که می‌توانستند تکامل سیال، شرایط اکسایش ـ کاهش و الگوهای منطقه‌بندی نشان‌دهنده نفوذ چندمرحله‌ای ماگما را آشکار سازند. انجام پژوهش‌های بیشتر برای رفع این کاستی‌ها ضروری است؛ زیرا درک فلززایی منطقه‌ای را در بخش معدنی رو به رشد ایران ارتقا خواهد داد و ریسک‌های اکتشافی را با شناسایی زون‌های کانسنگی پنهان کاهش می‌دهد. با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه پژوهش‌های جامع و کاملی در خصوص منشأ سیالات کانه‌ساز انجام نگرفته است، هدف از این پژوهش بررسی منشأ این سیالات در معدن سرب ـ روی چومالو، واقع در شمال‌غرب زنجان، با بهره‌گیری از مطالعات میان‌بارهای سیال، ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و شیمی اسفالریت است.

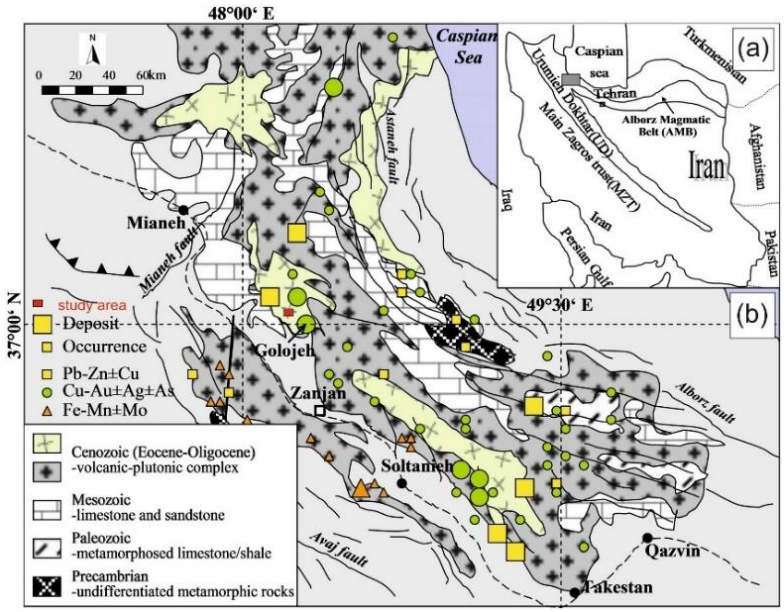
۲- زمین‌شناسی

۲-۱-زمین‌شناسی عمومی

معدن سرب–روی چومالو در حدود ۷۰ کیلومتری شمال‌غرب زنجان و در بخش میانی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ هشتجین واقع شده است (Faridi, 2000). این محدوده وسعتی در حدود ۱۱ کیلومتر مربع را در بر می‌گیرد.

بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری (تکتونیکی) ایران توسط علوی (Alavi, 1991)، منطقه مورد مطالعه در بخش باختری کمان ماگمایی البرز قرار گرفته است و به حوضه چندفلزی طارم–هشتجین تعلق دارد (شکل ۱). واحدهای چینه‌شناسی این زون، از کهن‌ترین به جوان‌ترین، شامل نهشته‌های ائوسن با ترکیب پیروکسن آندزیتی (Epan)، الیوین بازالتی (Eoba)، ریولیتی–ایگنمبریتی (Erh)، بازالتی (Eba)، و آندزیتی تا تراکی‌آندزیتی (Ean) هستند. همچنین توده‌های نفوذی الیگوسن با ترکیب مونزونیت تا کوارتز مونزونیت (Mz)، کوارتز مونزوسینیت تا سینیت–گرانیت (Ms) و مونزودیوریت پورفیری (Md) در این منطقه حضور دارند (Faridi, 2000).

از ویژگی‌های بارز حوضه فلززایی طارم–هشتجین می‌توان به رخداد توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی با ماهیت کالک‌آلکالن تا آلکالن در دوره الیگوسن (Hajialiloo, 1999) و دگرسانی‌های گسترده نظیر سیلیسی، فیلیک، آرژیلیک حدواسط تا پیشرفته، آلونیتی و پروپیلیتیک اشاره کرد (Hadizadeh, 2004). این حوضه به‌دلیل برخورداری از ذخایر متنوعی از عناصر فلزی و غیرفلزی (مانند مس، طلا، آهن، سرب، روی، آلونیت، تراورتن و گچ)، همواره به‌عنوان یکی از پهنه‌های مستعد برای شناسایی رخدادهای معدنی مورد توجه بوده است (Ghorbani, 2007). همچنین، ارتباط نزدیکی میان این دگرسانی‌های وسیع (به‌ویژه پروپیلیتیک، سیلیسی و آرژیلیک) و کانه‌زایی در این زون مشاهده می‌شود.



شکل ۱- (a) موقعیت پهنه فلززایی طارم–هشتجین در بخش باختری کمان ماگمایی البرز (Alavi, 1991)؛ (b) نقشه زمین‌شناسی عمومی پهنه طارم–هشتجین، نشان‌دهنده پراکندگی کانسارها، نشانه‌های معدنی و موقعیت کانسار چومالو (Mehrabi et al., 2014).

Figure 1. (a) Geographic and tectonic location of the Tarom–Hashtchin metallogenic belt in the western sector of the Alborz magmatic arc (Alavi, 1991); (b) Simplified regional geological map of the Tarom–Hashtchin belt illustrating the distribution of mineral deposits and occurrences, highlighting the location of the Chumalu deposit (Mehrabi et al., 2014).

۲-۲-زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

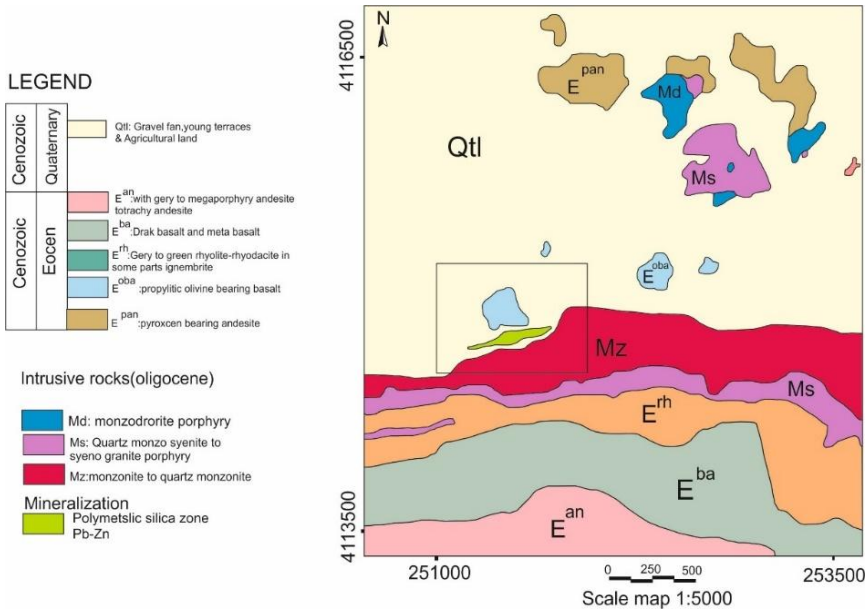
بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی (شکل‌های ۲ و ۳)، زمین‌شناسی منطقه چومالو شامل واحدهای آتشفشانی ائوسن، توده‌های نفوذی الیگوسن و نهشته‌های آبرفتی کواترنری است. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن توسط توده‌های نفوذی الیگوسن قطع شده‌اند. در پهنه طارم–هشتجین، روند عمومی ساختارهای زمین‌شناسی همسو با سایر بخش‌های البرز باختری، دارای راستای شمال‌غرب–جنوب‌شرق (NW–SE) است (Mehrabi et al., 2014).

مطابق با نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ باراتی و آقازاده (Barati and Aghazadeh, 2016) و بر پایه شکل ۴، واحدهای زمین‌شناسی منطقه بر حسب سن و ویژگی‌های سنگ‌شناختی به دو دسته اصلی تقسیم می‌شوند:

۱. نهشته‌های اولیوین بازالتی ائوسن (Oba): این واحد عمدتاً نیمه شمالی منطقه را با توپوگرافی ملایم و پوشش رگولیتی و آبرفتی در بر گرفته است. در رخنمون‌های برجسته، این واحد دارای درشت‌بلورهای (فنوکریست‌های) اولیوین و پلاژیوکلاز است و دگرسانی‌های پروپیلیتیک، سیلیسی، آرژیلیک و کربناتی در آن مشاهده می‌شوند.

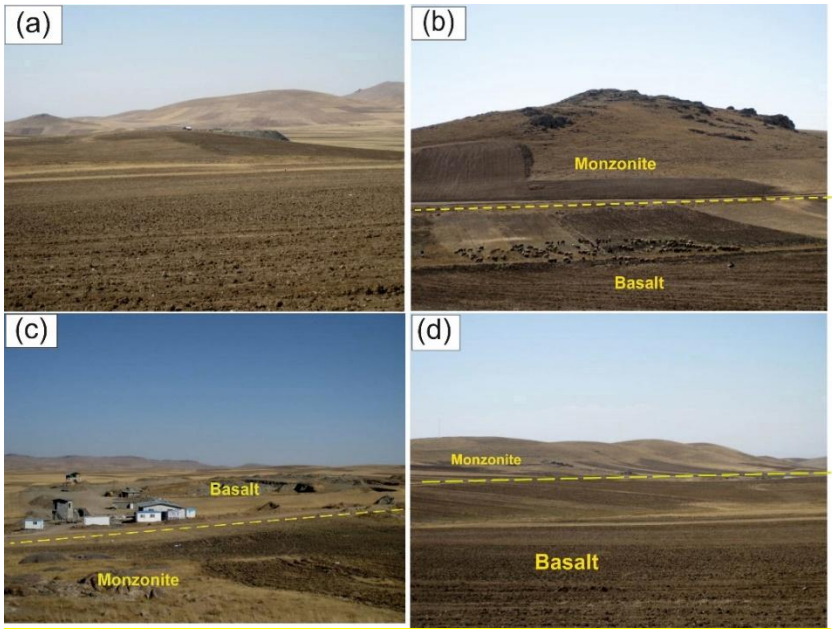
۲. توده نفوذی مونزونیتی–کوارتز مونزونیتی الیگوسن (Mz): این واحد بخش‌های جنوبی منطقه را در بر گرفته است و بافت گرانولار تا پورفیری دارد. کانی‌های تشکیل‌دهنده آن شامل بلورهای درشت پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن هستند. این توده حاوی بیگانه‌سنگ‌های (گزنولیت‌های) ائوسن و انکلاوهای میکروگرانولار بوده و به‌صورت گسله، سنگ‌های بازالتی را قطع کرده است.

هر دو واحد یادشده که میزبان کانه‌زایی چندفلزی (پلی‌متال) هستند، شکستگی‌هایی با روندهای گوناگون دارند. گردش سیالات گرمابی (هیدروترمال) در این شکستگی‌ها سبب ایجاد دگرسانی پروپیلیتیک منطقه‌ای (شامل کانی‌های کلریت، اپیدوت، کلسیت و آلبیت)، دگرسانی سیلیسی گسترده و رگچه‌ای در حاشیه رگه‌های خاوری–باختری (شرقی–غربی)، و دگرسانی آرژیلیک سوپرژن/ثانویه (ناشی از شست‌وشوی اسیدی سولفیدها) شده است.



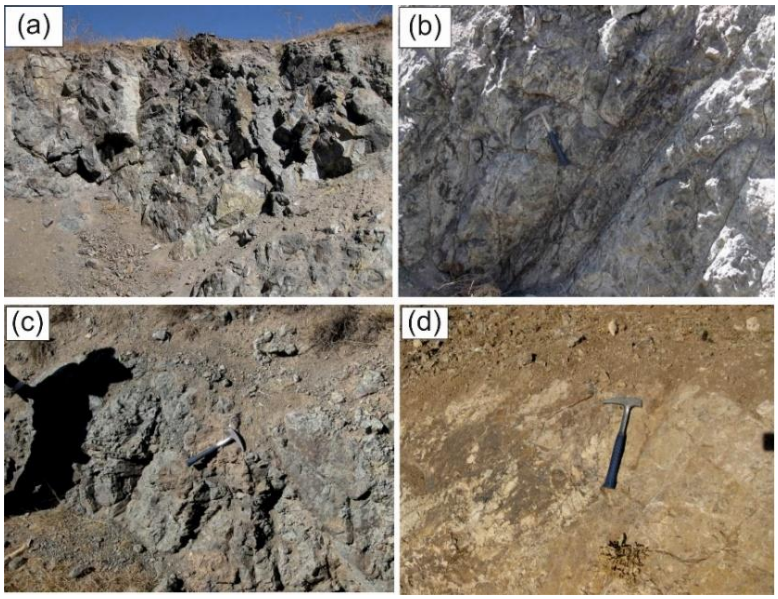
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده چومالو با مقیاس ۱:۵۰۰۰ (با اندکی تغییرات، برگرفته از Barati and Aghazadeh, 2016)؛ محدوده مورد مطالعه با مستطیل سیاه‌رنگ مشخص شده است.

Figure 2. Geological map of the Chumalu area at 1:5,000 scale (modified after Barati and Aghazadeh, 2016). The study area is outlined by the black rectangle.



شکل ۳- (a) دورنمایی از تپه معدنی و واحد بازالتی (دید رو به باختر)؛ (b) مرز تماس (کنتاکت) واحد بازالتی با توده مونزونیتی و رگه سیلیسی چندفلزی (پلی‌متال) که با خط‌چین زردرنگ مشخص شده است در بخش خاوری محدوده (دید رو به جنوب)؛ (c) نمایی از واحد بازالتی و توده مونزونیتی در محل سینه‌کار معدن در بخش میانی محدوده؛ و (d) رخنمون سنگ‌های اولیوین‌بازالتی در مجاورت توده مونزونیتی و رگه سیلیسی (دید رو به جنوب‌باختر).

Figure 3. Field photographs of the Chomalu area: (a) view of the mine hill and basaltic unit, looking west; (b) contact between the basaltic unit and the monzonitic intrusion, highlighting a polymetallic silicified vein (indicated by the yellow dashed line) in the eastern sector, looking south; (c) view of the basaltic unit and the monzonitic intrusion at the mine working face in the central part of the area; and (d) outcrop of basaltic rocks adjacent to the monzonitic intrusion and a silicified vein, looking southwest.



شکل ۴- (a) نمایی از سنگ‌های بازالتی خردشده و برشی‌شده در پهنه (زون) کانه‌زایی؛ (b) سنگ‌های بازالتی تحت تأثیر دگرسانی‌های سیلیسی و پروپیلیتیک در امتداد رگه‌های کانه‌دار؛ (c) گسترش هاله‌های دگرسانی پروپیلیتیک در حاشیه رگه‌های معدنی درون سنگ‌های بازالتی؛ و (d) دگرسانی سیلیسی فراگیر همراه با دگرسانی آرژیلیک در حاشیه رگه اصلی.

Figure 4. Field photographs showing alteration and deformation features in the Chumalu area: (a) view of brecciated and fractured basaltic rocks within the mineralized zone; (b) basaltic rocks affected by silicic and propylitic alteration along mineralized veins; (c) exposure of propylitic alteration halos at the margins of ore veins within basaltic rocks; and (d) pervasive silicic alteration accompanied by argillic alteration along the margins of the main vein.

۳- مواد و روش‌ها

عملیات میدانی این پژوهش در کارگاه‌های زیرزمینی و رخنمون‌های سطحی معدن چومالو انجام شد. در مجموع، ۸۰ نمونه از رگه‌های کانه‌دار (شامل کوارتز و اسفالریت) از سطح زمین و مغزه‌های حفاری گردآوری شد. نمونه‌های دستی (با وزن میانگین ۵۰۰ تا ۸۰۰ گرم) جهت مطالعات آزمایشگاهی برش داده شدند. از میان این نمونه‌ها، ۶ مقطع دوبرصیقلی برای مطالعات ریزدماسنجی (میکروترمومتری) و ۲۶ مقطع نازک–صیقلی برای مطالعات سنگ‌نگاری (پتروگرافی)، کانه‌نگاری و ریزکاو الکترونی (EMPA) تهیه شد.

به‌منظور سنجش ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد، ۱۰ نمونه اسفالریت و گالن برگزیده شد. نمونه‌ها ابتدا تا اندازه ۶ مش (Mesh) خرد شدند و سپس کانی اسفالریت و گالن به‌صورت دستی با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی تفکیک گردید. پس از جداسازی، نمونه‌ها در هاون عقیق به‌خوبی پودر شدند و مقدار ۱ گرم از هر نمونه برای آنالیز به آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک ارسال شد. برای صحت‌سنجی نتایج و کالیبراسیون گازهای مرجع، اندازه‌گیری‌های تکراری بر روی استاندارد ثانویه آزمایشگاهی (قابل استناد به ماده مرجع IAEA-SO-6) انجام گرفت. مقدار پذیرفته‌شده δ34S برای این استاندارد نسبت به VCDT برابر با ۸/۲۰- ± ۲۰ (‰) و انحراف معیار قابل‌قبول برای آن ۲ (‰) در نظر گرفته شد.ترکیب شیمیایی کانی‌ها با استفاده از دستگاه ریزکاو الکترونی (EMPA) مدل JEOL JXA-8230 در دانشگاه علم و فناوری چین (USTC) تعیین شد. همچنین مطالعات میانبارهای سیال در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان با روش ریزدماسنجی بر روی مقاطع دوبرصیقلی اسفالریت صورت پذیرفت. بدین منظور، از استیج Linkam THMS600 نصب‌شده بر روی میکروسکوپ Olympus استفاده شد. کالیبراسیون استیج در مرحله گرمایش با استفاده از نیترات سزیم (دمای ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد) با دقت ۰/۶± درجه سانتی‌گراد، و در مرحله انجماد با استفاده از ماده استاندارد n-hexane با دمای انجماد ۹۳/۴- درجه سانتی‌گراد با دقت ۰/۲± درجه

سانتی‌گراد انجام گرفت. در پایان، محاسبات شوری و چگالی میانبارهای سیال با استفاده از نرم‌افزار PVTX انجام شد.

۴- نتایج

۴-۱-کانه‌زایی

کانه‌زایی در محدوده مورد مطالعه عمدتاً به‌صورت رگه‌های سیلیسی چندفلزی (پلی‌متال) با ساخت رگه‌ای و بافت پرکننده فضاهای خالی رخ داده است که بیانگر ته‌نشست در محیطی گرمابی (هیدروترمال) است (شکل a۵). گالن فراوان‌ترین کانهٔ کانسار به‌شمار می‌رود که با ابعاد متغیر (۲۰ میکرون تا ۵ میلی‌متر)، شکل بلورشناسی بی‌شکل (آن‌هدرال) و بافت پرکننده شکستگی‌ها، در فضاهای خالی سنگ میزبان تشکیل شده است. برخی از بلورهای گالن به‌ندرت حاوی ادخال‌های (میانبارهای جامدِ) ریزِ تتراهدریت هستند (شکل c۵)؛ همچنین مشاهده خمیدگی در برخی سطوح رخ بلورهای گالن، حاکی از اعمال تنش‌های مکانیکی دینامیک هم‌زمان با تشکیل یا پس از تشکیل کانسار است (شکل d۵).

کانه اسفالریت نیز به‌صورت بلورهای درشت (۲۰ میکرون تا ۴ میلی‌متر) و با بافت پرکنندهٔ حفرات، همگام با سایر سولفیدها در فضاهای باز سنگ میزبان متبلور شده است (شکل e۵). کانه‌های سولفیدی اولیه مس عمدتاً شامل کالکوپیریت و بورنیت هستند که در همراهی با پیریت حضور دارند. بورنیت در موارد متعددی به‌صورت همرشدی درهم‌تنیده با کالکوپیریت مشاهده می‌شود (شکل f۵). کالکوپیریت همچنین در برخی مقاطع به‌صورت ادخال‌های ریز (بافت تفریق، ریزش قطره‌ای یا chalcopyrite disease) درون گالن، اسفالریت و تتراهدریت دیده می‌شود که نشان‌دهنده جانشینی و پیشرفت فازهای سولفیدی در مراحل بعدی تکامل سیال است (شکل g۵).

تحت‌تأثیر فرایندهای برونزاد (سوپرژن)، گالن در حاشیه‌ها و در امتداد سطوح رخ به سروزیت تبدیل شده و کالکوپیریت به مالاکیت تجزیه گردیده است. کوولیت با فراوانی ناچیز در حاشیه بلورهای گالن تشکیل شده است و کالکوسیت نیز به‌عنوان فاز فرعی در زمینه نمونه‌ها پراکنده است. افزون بر این، در برخی نمونه‌ها آثار آشکار هوازدگی و جانشینی شدید با اکسیدها و هیدروکسیدهای آبدار ثانویه آهن (لیمونیت و گوتیت) به چشم می‌خورد. بر پایه مشاهدات میکروسکوپی و روابط متقابل بافتی، توالی پاراژنزی معدن چومالو (شکل ۶) به دو مرحله اصلی قابل تفکیک است:

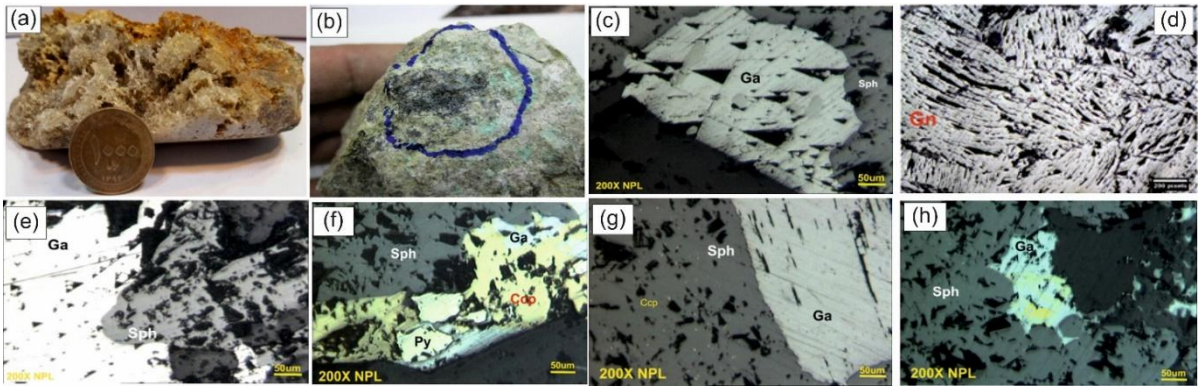
۱. مرحله درون‌زاد (هیپوژن): شامل پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، تتراهدریت، بورنیت و مارکازیت.

۲. مرحله برون‌زاد (سوپرژن): شامل سروزیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و اکسید–هیدروکسیدهای ثانویه آهن.

۴-۲-پتروگرافی میانبارهای سیال

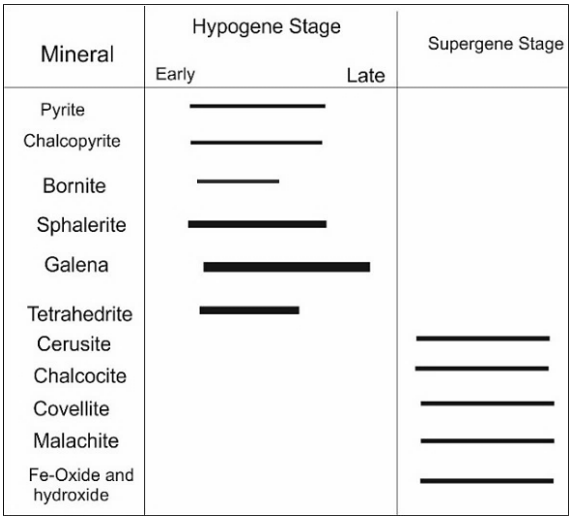
بررسی‌های سنگ‌نگاری (پتروگرافی) میانبارهای سیال نشان می‌دهد که این میانبارها عمدتاً دارای شکل‌های زاویه‌دار، کروی، کشیده و نامنظم با ابعادی بین ۵ تا ۹۰ میکرون هستند. مشاهدات حاکی از درجه پرشدگی بالای این میانبارها است و فاز جامد (کانی‌های دختر) در هیچ‌یک از نمونه‌ها مشاهده نشد (جدول‌های ۱ و ۲). بر پایه طبقه‌بندی‌های استاندارد (Roedder, 1984; Shepherd et al., 1985)، هر سه گروه میانبارهای سیال (اولیه، شبه‌ثانویه و ثانویه) در نمونه‌ها شناسایی شدند؛ با این حال، تمرکز مطالعات بر میانبارهای اولیه (P) و در مواردی ثانویه کاذب (PS) درون کانی‌های میزبان (کوارتز و اسفالریت) بوده است. بر پایه ترکیب فازی در دمای اتاق، میانبارها به سه تیپ زیر تقسیم می‌شوند:۱. دوفازی مایع–گاز غنی از مایع (L+V): این تیپ، فراوان‌ترین نوع میانبار در کانسار چومالو است. در این میانبارها، بخش عمده حجم حفره را فاز مایع تشکیل داده و حباب بخار (گاز) بخش کمتری را اشغال کرده است. درجه پرشدگی این میانبارها حدود ۷۵ تا ۹۶ درصد است.۲. دوفازی گاز–مایع حاوی دی‌اکسید کربن CO_2 (V+Laq+LCO_2): این تیپ سیال متعلق به سیستم CO_2+H_2O است. حضور CO_2 حل‌شده در فاز آبگون موجب می‌شود که در طی فرایند انجماد و اندازه‌گیری دمای ذوب نهایی یخ (Tmice)، بخشی از CO_2 به‌صورت هیدرات گاز (کلاتریت) متبلور شود و دمای ذوب یخ در مقادیر مثبت به ثبت برسد.۳. تک‌فاز گازی (V): در این تیپ، حباب بخار بیش از ۹۵ درصد حجم میانبار را پر کرده است و فاز مایع در آن‌ها تشخیص داده نمی‌شود. به همین دلیل، امکان استفاده از این نوع میانبارها برای

تحلیل‌های ریزدماسنجی و دماسنجی–فشارسنجی (ترموبارومتری) وجود ندارد.حضور هم‌زمان میانبارهای غنی از مایع و میانبارهای غنی از بخار (تیپ ۳) می‌تواند شاهدی بر وقوع پدیده جوشش (Boiling) هم‌زمان با فرایند کانه‌زایی در منطقه باشد (Simmons et al., 2000). تصاویر مربوط به انواع میانبارهای سیال مشاهده‌شده در نمونه‌های مورد مطالعه در شکل ۷ ارائه شده است.



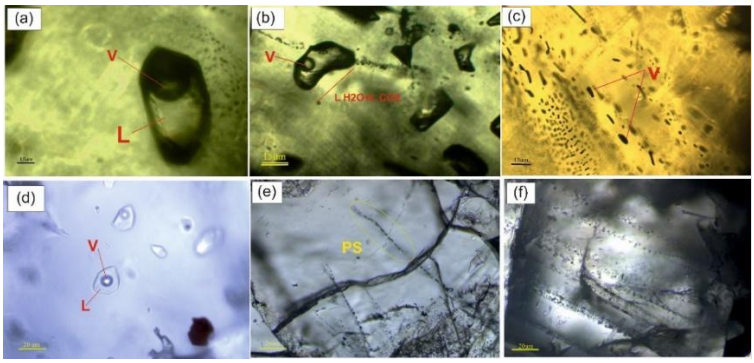
شکل ۵- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از بافت‌ها و روابط پاراژنزی کانه‌ها در معدن چومالو: (a) رگچه کوارتزی با بافت شانه‌ای (Comb texture)؛ (b) تشکیل مالاکیت در پهنه (زون) سوپرژن؛ (c) بلور گالن حاوی ادخال‌های (میانبارهای جامدِ) ریزِ تتراهدریت؛ (d) بلورهای درشت و توده‌ایِ گالن؛ (e) بلورهای درشت اسفالریت با بافت پرکننده فضاهای خالی؛ (f) هم‌رشدی پیریت و کالکوپیریت؛ (g) ادخال‌های ریز کالکوپیریت درون بلور اسفالریت (بافت تفریق یا ریزش قطره‌ای کالکوپیریت / Chalcopyrite disease)؛ و (h) کالکوپیریت با بافت پرکننده فضاهای باز. (علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney and Evans, 2010؛ Gn: گالن، Sp: اسفالریت، Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Ttr: تتراهدریت).

Figure 5. (a) Quartz veinlet filled with comb-textured quartz crystals; (b) malachite formed during the supergene stage; (c) galena containing very fine tetrahedrite inclusions; (d) coarse-grained galena forming massive aggregates; (e) coarse-grained sphalerite exhibiting an open-space filling texture; (f) pyrite associated with chalcopyrite; (g) chalcopyrite inclusions in sphalerite (chalcopyrite disease); and (h) chalcopyrite exhibiting an open-space filling texture. Mineral abbreviations: Gn, galena; Sp, sphalerite; Py, pyrite; Ccp, chalcopyrite; Ttr, tetrahedrite. Abbreviations follow Whitney and Evans (2010).



شکل ۶- توالی پاراژنزی مراحل کانه‌زایی در معدن سرب–روی چومالو.

Figure 6. Paragenetic sequence of mineralization stages in the Chumalu Pb–Zn deposit.



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از میانبارهای سیال در معدن چومالو: (a) میانبار اولیه دوفازیِ غنی از مایع در اسفالریت؛ (b) میانبار اولیه حاوی CO_2 در اسفالریت؛ (c) میانبار اولیه تک‌فاز گازی در اسفالریت؛ (d) میانبار اولیه دوفازیِ غنی از مایع در کوارتز؛ (e) میانبارهای شبه‌ثانویه در کوارتز؛ و (f) میانبارهای ثانویه در کوارتز.

Fig. 7. Photomicrographs of fluid inclusions from the Chumalu deposit: (a) liquid-rich, two-phase primary inclusion in sphalerite; (b) primary, two-phase inclusion containing CO_2 in sphalerite; (c) single-phase vapor primary inclusion in sphalerite; (d) liquid-rich, two-phase primary inclusion in quartz; (e) pseudosecondary fluid inclusions in quartz; and (f) secondary fluid inclusions in quartz.

جدول ۱- داده‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال در نمونه‌های کوارتز معدن چومالو.

Table 1. Microthermometric data of fluid inclusions in quartz samples from the Chumalu deposit.

sample	inc. type	class	size	fill	Te	Tmice	Th aq	phase	salinity	density
Q-1	L+V	P	35	0.89	-37.6	-4.4	242.6	L	6.961	0.875
Q-2	L+V	P	20	0.86	-31.7	-2.4	250	L	3.598	0.83
Q-3	L+V	PS	11	0.75	-27.3	-1.5	211.1	L	2.469	0.873
Q-5	L+V	PS	5	0.74	-26	-1.2	215.6	L	1.979	0.863
Q-6	L+V	PS	11	0.85	-13.4	7.1	143.8	L		0.999
Q-7	L+V	P	27	0.86	-28.2	-1.2	189.5	L	1.979	0.894
Q-8	L+V	PS	12	0.82	-12.5	0.8	163.7	L		0.917
Q-9	L+V	P	50	0.82	-32.3	-2.5	221.8	L	4.074	0.874
Q-10	L+V	P	20	0.94	-37.3	6.4	132.5	L		1.002
Q-11	L+V	P	15	0.86	-27.2	-1	168.5	L	1.65	0.915
Q-12	L+V	P	10	0.78	-34.4	-2.5	179.5	L	4.074	0.92
Q-13	L+V	P	20	0.83	-36.4	-2.3	235.7	L	3.757	0.852
Q-14	L+V	P	15	0.96	-35.4	-2.3	155.7	L	3.757	0.941
Q-15	L+V	PS	15	0.86	-27.8	-0.6	185.9	L	0.993	0.891
Q-16	L+V	PS	10	0.86	-37.6	3.1	112.9	L		0.985
Q-17	L+V	PS	8	0.88	-23.4	-0.6	175.8	L	0.993	0.903
Q-18	L+V	P	12	0.86	-30.7	-2.9	214.5	L	4.702	0.888
Q-19	L+V	P	32	0.95	-29.6	-1.2	227	L	1.979	0.847
Q-20	L+V	P	23	0.94	-34.7	1	253.2	L		0.803
Q-21	L+V	P	25	0.96	-34.7	1	178.4	L		0.904
Q-22	L+V	P	8	0.69	-36	3.2	147	L		0.959
Q-23	L+V	P	20	0.82	-30.2	-2.4	184.9	L	3.916	0.913
Q-24	L+V	P	24	0.84	-27.5	-0.2	178.4	L	0.331	0.895
Q-25	L+V	P	15	0.84	-22.2	-0.2	179.5	L	0.331	0.894
Q-26	L+V	P	25	0.88	-20.9	-0.2	179.3	L	0.331	0.894
Q-27	L+V	PS	23	0.88	-3.6	4.4	166.3	L		0.953
Q-28	L+V	P	15	0.86	-33.9	-1.5	192.6	L	2.469	0.894
Q-29	L+V	P	10	0.69	-35.9	-2	198.5	L	3.278	0.893
Q-30	L+V	P	10	0.93	-26.4	0.8	197.4	L		0.88
Q-31	L+V	P	5	0.86	-22.5	0.8	218.1	L		0.853
Q-32	L+V	P	25	0.87	-37.7	-1.9	198.5	L	3.117	0.829
Q-33	L+V	P	20	0.92	-46.4	-2.6	202.7	L	4.232	0.898
Q-34	L+V	P	12	0.98	-14.4	4.6	116	L		0.998
Q-35	L+V	P	10	0.66	-25.2	-2.6	233	L	4.232	0.861
Q-36	L+V	P	50	0.88	-20.1	-1.2	256	L	1.979	0.799
Q-37	L+V	P	20	0.96	-19.2	-1.6	270.8	L	2.632	0.785

جدول ۲- داده‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال در نمونه‌های اسفالریت معدن چومالو.

Table 2. Microthermometric data of fluid inclusions in sphalerite samples from the Chumalu deposit.

sample	inc. type	class	size	Fill	Te	Tmice	Th aq	phase	salinity	density
SP-1	L+V	P	10	0.79	-35.8	-2.8	249	L	4.546	0.842
SP-2	L+V	P	15	0.9	-54.7	-2.8	219.3	L	4.546	0.881
SP-3	L+V	P	5	0.8	-36.9	-3.4	234.1	L	5.472	0.871
SP-4	L+V	P	90	0.72	-28.6	-2.5	226.9	L	4.074	0.867
SP-5	L+V	P	45	0.95	-34.7	-3.2	103.5	L	5.16	0.992
SP-6	L+V	P	50	0.9	-36.6	-3.2	107.9	L	5.166	0.989
SP-7	L+V	P	15	0.89	-22.6	-1.2	141.1	L	1.979	0.943
SP-8	L+V	P	7	0.9		-1.2	182.9	L	1.979	0.901
SP-9	L+V	P	14	0.86		-1.4	192.5	L	2.306	0.893
SP-10	L+V	P	20	0.83		-1.2	199.5	L	1.979	0.882
SP-11	L+V	P	6	0.56		-1.2	150.1	L	1.979	0.935
SP-12	L+V	P	12	0.93		-1.2	178.8	L	1.979	0.906
SP-13	L+V	P	8	0.9		-1.2	189.8	L	1.979	0.894
SP-14	L+V	P	8	0.8		0.4	175	L		0.901
SP-15	L+V	P	12	0.95	-23.9	0.1	114.1	L		0.953
SP-16	L+V	P	30	0.92	-9.2	1.9	133	L		0.957
SP-17	L+V	P	10	0.93	-7.6	-1.4	111	L	2.306	0.969
SP-18	L+V	P	22	0.81	-26	-1.4	184.8	L	2.306	0.902
SP-19	L+V	P	17	0.88	-23.8	-0.6	183.6	L	0.993	0.894
SP-20	L+V	P	11	0.91	-28.2	-0.6	185.5	L	0.993	0.892
SP-21	L+V	P	10	0.93	-36.8	-0.6	167.6	L	0.993	0.911
SP-22	L+V	P	15	0.78	-27.7	-0.6	186.4	L	0.993	0.891
SP-23	L+V	P	30	0.88	-38.8	-0.6	183.5	L	0.993	0.894
SP-24	L+V	P	40	0.78	-29.9	-2.9	219.1	L	4.702	0.883
SP-25	L+V	P	21	0.79	-27.2	-2.8	188.9	L	4.546	0.913
SP-26	L+V	P	15	0.94	-9.6	-1.9	130.8	L	3.117	0.959
SP-27	L+V	P	15	0.92	-8.3	-1.7	131.5	L	2.794	0.956
SP-28	L+V	P	32	0.88	-32.5	-2.4	177.3	L	3.916	0.921
SP-29	L+V	P	30	0.9	-32.1	-3.4	179.5	L	5.472	0.93
SP-30	L+V	P	6	0.74	-12.8	-3.5	222.5	L	5.624	0.887

۴-۳-زمین‌شیمی کانی‌ها

به‌منظور بررسی ترکیب شیمیایی کانی اسفالریت (ZnS) در معدن چومالو، تعداد ۱۰ نقطه آنالیز با استفاده از ریزکاو الکترونی (EPMA) مدل JEOL JXA-8230 در آزمایشگاه دانشگاه علوم و فناوری چین (USTC) انجام شد. شرایط دستگاهی آنالیز شامل ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، جریان پرتو ۲۰ نانوآمپر و قطر پرتو ۱ میکرومتر بود. حد تشخیص دستگاه (بر پایه سه برابر انحراف معیار) برای عناصر اصلی (Pb, Zn, Fe, S) حدود ۰/۰۱ تا ۰/۰۵ درصد وزنی و برای عناصر فرعی (Cd, Mn, Ag, Sb, As) حدود ۰/۰۲ تا ۰/۰۵ درصد وزنی برآورد شده است. در این بررسی، از کانی‌های گالن (برای Pb و S) و اسفالریت (برای Zn و S) به‌عنوان کانی‌های مرجع (استاندارد) استفاده شد.

بر پایه نتایج به‌دست‌آمده، روی با مقادیر ۶۲/۰۷ تا ۶۸/۱۸ درصد وزنی و گوگرد با مقادیر ۳۲/۴۹ تا ۳۲/۲۹ درصد وزنی، عناصر اصلی تشکیل‌دهنده اسفالریت در این معدن هستند. در میان عناصر فرعی و جزئی نیز بیشینه مقادیر مس، آرسنیک، بیسموت و آنتیموان به‌ترتیب برابر با ۰/۰۵۱، ۰/۰۸۴، ۰/۰۷۷ و ۰/۰۴۱ درصد وزنی اندازه‌گیری شد. افزون بر این، همان‌گونه که در جدول ۳ ارائه شده

است، مقدار ایندیم (In) در یک نقطه برابر با ۰/۰۳ درصد وزنی و مقدار گالیم (Ga) تا ۰/۰۷ درصد وزنی متغیر است.

گالن اصلی‌ترین کانی سولفیدی سرب در معدن چومالو است. به‌منظور بررسی ترکیب شیمیایی این کانی، تعداد ۱۰ نقطه با استفاده از ریزکاو الکترونی (EPMA) مورد آنالیز قرار گرفت. داده‌های حاصل نشان می‌دهند که سرب با مقادیر ۸۵/۹۴ تا ۸۸/۱۰ درصد وزنی و گوگرد با مقادیر ۱۲/۸۵ تا ۱۳/۳۲ درصد وزنی، عناصر اصلی تشکیل‌دهنده این کانی هستند و بیشترین سهم را در ترکیب آن دارند. با توجه به داده‌های حاصل از آنالیز، گالن‌های معدن چومالو ترکیب بسیار خالصی دارند؛ به‌طوری‌که مقدار نقره در تمامی نقاط آنالیزشده زیر حد تشخیص دستگاه بوده و از این رو گالن این معدن فاقد نقره (Argentiferous) است. در میان سایر عناصر جزئی، بیشینه مقدار مس و آهن به‌ترتیب برابر با ۰/۰۵۵ و ۰/۰۷۴ درصد وزنی اندازه‌گیری شده است. علاوه بر این، همان‌طور که در جدول ۴ ارائه شده است، بیشینه مقادیر آرسنیک، کادمیم و آنتیموان به‌ترتیب برابر با ۰/۱۶، ۰/۰۸ و ۰/۰۳ درصد وزنی و دامنه تغییرات تلوریم بین ۰/۰۱ تا ۰/۰۵ درصد وزنی به‌دست آمده است. ویژگی‌های بافتی و تصاویر الکترون پس‌پراکنده (BSE) از همرشدی گالن و اسفالریت مربوط به مرحله اصلی کانه‌زایی، در شکل ۸ نشان داده شده است.

جدول ۳- نتایج آنالیز ریزکاو الکترونی (EPMA) کانی اسفالریت در کانسار چومالو (بر پایه درصد وزنی).

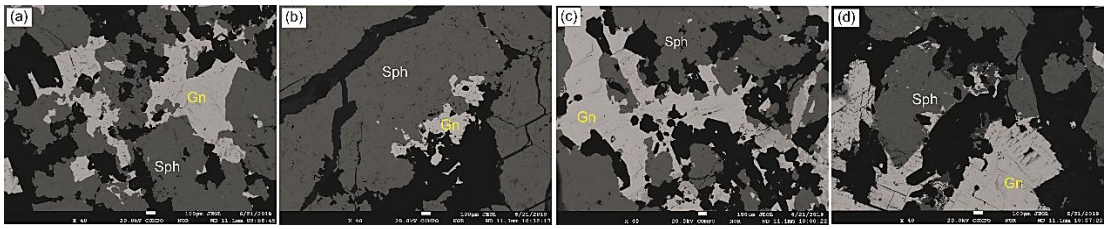
Table 3. Electron probe microanalysis (EPMA) data of sphalerite from the Chumalu deposit (in wt%).

Point No	As	Ge	Ga	Fe	Cu	Zn	S	Pb	Bi	Ag	In	Sb	Total
22	0.043	0	0	0.167	0.051	66.239	33.29	0	0	0	0	0.037	99.827
24	0	0	0.007	0.179	0	66.996	32.741	0	0.045	0	0.003	0	99.971
26	0.084	0	0.072	0.061	0.009	67.319	32.996	0.013	0.047	0	0.003	0.012	100.61
28	0.073	0	0	0.1	0	68.183	33.138	0	0.077	0	0.003	0.007	101.58
30	0	0	0	0.036	0.017	65.884	32.492	0	0	0	0	0.041	98.47
32	0.04	0	0	0.249	0	62.944	32.349	0	0	0	0	0	95.58
34	0	0	0	0.158	0	62.07	32.681	0	0	0	0	0	94.9
36	0	0.081	0	0.084	0.002	65.698	32.751	0	0	0	0	0.001	98.61
38	0	0	0.007	0.176	0	66.2	32.914	0	0.013	0	0.03	0	99.3
40	0	0	0	0.061	0.02	66.364	32.804	0	0	0	0	0	99.24

جدول ۴- نتایج آنالیز ریزکاو الکترونی (EPMA) کانی گالن در معدن چومالو (بر پایه درصد وزنی).

Table 4. Electron probe microanalysis (EPMA) data of galena from the Chumalu deposit (in wt.%).

Point No	As	Ge	Ga	Fe	Cu	Zn	S	Pb	Bi	Ag	In	Sb	Total
21	0	0.073	0.006	0	0	0	13.31	87.43	0	0	0	0	100.826
23	0	0.11	0.053	0.056	0.009	0	13.048	87.928	0	0	0	0	101.204
25	0	0.120	0	0.020	0.043	0.039	13.11	88.103	0	0	0	0	101.436
27	0	0.122	0	0.021	0	0.086	13.23	85.946	0	0	0	0	99.412
29	0	0.050	0.044	0	0	0	12.927	87.306	0	0	0	0	100.327
31	0	0.097	0.059	0	0.008	0	12.850	86.623	0	0	0	0	99.337
33	0	0.021	0	0	0	0.128	13.179	86.735	0	0	0	0	100.059
35	0	0.168	0.006	0.002	0	0	13.326	87.924	0	0	0	0	101.426
37	0	0.073	0.006	0.074	0.055	0.008	13.107	87.296	0	0	0	0	100.619
39	0	0.050	0	0.026	0.045	0.072	13.022	87.561	0	0	0	0	100.776



شکل ۸- تصاویر الکترون‌های پس‌پراکنده (BSE) از روابط بافتی گالن و اسفالریت: (a و b) ادخال‌ها (میانبارهای جامد) و توده‌های ریز گالن درون اسفالریت، بیانگر هم‌رسوبی یا جانشینی متقابل طی مرحله اصلی کانه‌زایی؛ (c و d) بقایای جزیره‌ای اسفالریت درون دانه‌های درشت گالن، نشان‌دهنده جانشینی ناقص اسفالریت به‌وسیله گالن.

Figure 8. Backscattered electron (BSE) images showing textural relationships between galena and sphalerite: (a, b) fine-grained galena inclusions and aggregates within sphalerite, indicative of co-precipitation or mutual replacement during the main mineralization stage; and (c, d) relict "islands" of sphalerite enclosed by coarse galena grains, demonstrating incomplete replacement of sphalerite by galena

۴-۴-ایزوتوپ‌های پایدار

در این پژوهش، ترکیب ایزوتوپی گوگرد روی ۱۰ نمونه کانیِ خالص‌سازی‌شده شامل اسفالریت و گالن تعیین شد (جدول ۵). مقادیر δ34S در گالن و اسفالریت کانسار چومالو در محدوده ۶+ تا ۱۰+ در هزار (‰) متغیر است که با دامنه گزارش‌شده برای کانسار مجاور، قومیشلو (۴+ تا ۹+ در هزار؛ Nejadhadad and Salamabollahi, 2025) همخوانی دارد. اگرچه مقادیر مثبت ایزوتوپ گوگرد در هر دو کانسار می‌تواند نشان‌دهنده منشأ ماگمایی سیال یا احیای ترموشیمیایی سولفات‌ها (TSR) باشد، اما شواهد زمین‌شناسی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که سازوکار حاکم بر این دو سامانه متفاوت بوده است؛ به‌گونه‌ای‌که در کانسار قومیشلو، فرایند احیای ترموشیمیایی سولفات (TSR) سازوکار غالب در تثبیت گوگرد بوده، در حالی که در معدن چومالو گوگرد عمدتاً دارای منشأ ماگمایی مستقیم است.

۵-بحث

۵-۱-ریزدماسنجی میانبارهای سیال (چگالی، فشار، عمق و ویژگی‌های سیال کانه‌دار)

مطالعات ریزدماسنجی با اندازه‌گیری دمای همگن‌شدگی (Th) و دمای ذوب نهایی یخ (Tmice)، امکان برآورد دما و شوری سیالات کانه‌ساز را فراهم می‌آورد. در میانبارهای سیال اولیه و ثانویه کاذب بررسی‌شده، دمای یوتکتیک یا هم‌گدازی (Te) در محدوده ۷/۶- تا ۵۴/۷- درجه سانتی‌گراد متغیر بوده و دمای ذوب آخرین بلور یخ (Tmice) بین ۰/۲- تا ۴/۴- درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شده است (شکل a۹). داده‌های شوری حاصل نشان می‌دهند که میانبارهای سیال در کانی کوارتز، توزیع شوری متمرکزتری در بازه میانی تا بالایی، یعنی ۱/۵ تا ۴/۵ درصد وزنی معادل NaCl دارند (شکل b۹)؛ به‌گونه‌ای که بیشینه فراوانی آن‌ها در محدوده ۳ تا ۵ درصد متمرکز بوده و فراوانی نمونه‌ها در شوری‌های کمتر از ۱ یا بیشتر از ۵ درصد وزنی بسیار ناچیز است. این توزیع نسبتاً همگن، بیانگر مشارکت سیالاتی با شوری متوسط از سامانه H2O+NaCl است که با آب‌های گرمابی تیپیک همخوانی دارد. در مقابل، داده‌های شوری در کانی اسفالریت گسترده‌تر بوده و سه جمعیت سیالی مجزا را نشان می‌دهند:

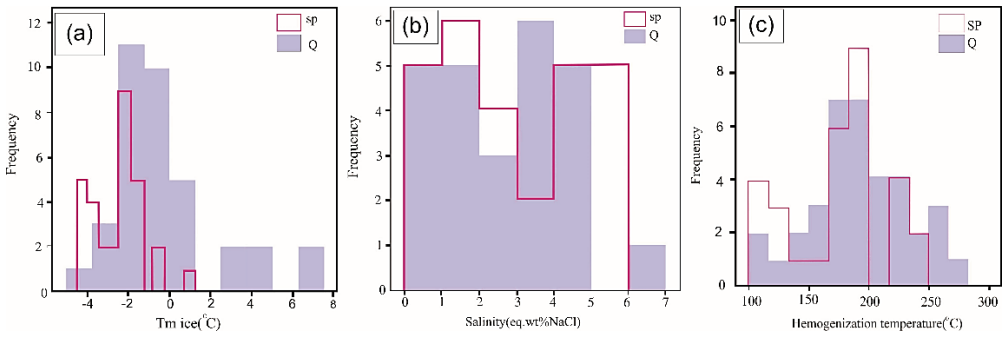
سیالات رقیق (۰ تا ۱ درصد وزنی معادل NaCl): ناشی از اختلاط سیال گرمابی با آب‌های جویِ رقیق و سرد؛۲. سیالات با شوری متوسط (۱ تا ۴/۵ درصد وزنی معادل NaCl): نشان‌دهنده سیال اصلی گرمابی غنی از کلرید سدیم؛۳. سیالات با شوری بالاتر (۴/۵ تا ۷ درصد وزنی معادل NaCl): که با توجه به مقادیر بسیار منفی دمای هم‌گدازی (Te)، احتمالاً علاوه بر NaCl حاوی نمک‌های دوظرفیتی نظیر MgCl2 و CaCl2 هستند.تنوع شوری گسترده‌تر در اسفالریت در مقایسه با کوارتز، بازتاب‌دهنده تکامل فیزیکوشیمیایی سیال گرمابی در طول فرایند کانه‌زایی است؛ بدین‌ترتیب که بلورهای اسفالریت هم‌زمان با ورود سیالات اولیه شورتر (با ظرفیت بالای حمل فلزات پایه) و همچنین در مراحل بعدی در اثر اختلاط با آب‌های جوی متبلور شده‌اند، در حالی که کوارتز عمدتاً در یک بازه پایدارتر از سیال با شوری متوسط ته‌نشین شده است.از نظر

رفتار فازی در هنگام حرارت‌دهی، میانبارهای سیال کانسار چومالو عمدتاً از نوع دوفازی غنی از مایع (L+V) بوده و همگن‌شدگی نهایی آن‌ها با ناپدید شدن حباب بخار در فاز مایع رخ می‌دهد. همان‌گونه که در هیستوگرام شکل c۹ مشاهده می‌شود، دمای همگن‌شدگی در نمونه‌ها بین ۱۰۰ تا ۲۷۰ درجه سانتی‌گراد متغیر بوده و میانگین آن حدود ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد به‌دست آمده است. همان‌گونه که در نمودار شوری در برابر دمای همگن‌شدگی نشان داده شده است (شکل ۱۰)، روند داده‌ها بیانگر نقش کلیدی فرایندهای سردشدگی (Cooling) و اختلاط سیالات (Fluid mixing) از طریق ورود آب‌های جویِ رقیق‌تر به سامانه گرمابی است. افزون بر این، افت فشار موضعی نیز به‌عنوان یکی از عوامل مؤثر در برهم‌زدن پایداری کمپلکس‌های فلزی و در نتیجه ته‌نشینی کانسنگ‌های سرب و روی در معدن چومالو عمل کرده است. به‌منظور تخمین عمق و فشار به‌دام‌افتادن سیالات، از نمودار فورنیه (Fournier, 1999) استفاده شد (شکل ۱۱). نتایج نشان می‌دهند که فشار تشکیل در کانسار چومالو کمتر از ۱۰ مگاپاسکال (MPa) بوده است که با در نظر گرفتن شرایط فشار هیدرواستاتیک و لیتواستاتیک، به‌ترتیب معادل عمقی در حدود ۵۰۰ متر تا ۱ کیلومتر از سطح زمین است. با توجه به شوری پایین (۰/۳ تا ۷ درصد وزنی معادل NaCl) و گستره دمایی ۱۰۰ تا ۲۷۰ درجه سانتی‌گراد، کمپلکس‌های کلریدی محتمل‌ترین سازوکار در انتقال فلزات پایه در این سامانه گرمابی بوده‌اند.افزون بر این، جهت تعیین تیپ ژنتیکی کانسار، داده‌های شوری در برابر دمای همگن‌شدگی روی نمودار تفکیک تیپ‌های کانساری (Wilkinson, 2001) ترسیم شد (شکل a۱۲). موقعیت نمونه‌ها به‌روشنی نشان می‌دهد که کانه‌زایی در معدن سرب–روی چومالو کاملاً در گستره کانسارهای گرمابی نوع اپی‌ترمال (Epithermal) قرار می‌گیرد.

جدول ۵- نتایج مطالعات ایزوتوپی گوگرد (δ34S) در ۱۰ نمونه گالن و اسفالریت معدن چومالو.

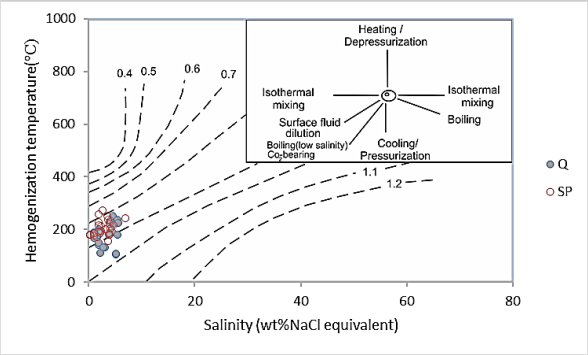
Table 5. Sulfur isotope ($\delta^{34}S$) analytical results for 10 galena and sphalerite samples from the Chumalu deposit.

Sample ID	Mineral	$\delta^{34}S$ (‰, V-CDT)	±1σ
Ch1	Sphalerite	+8.5	0.2
Ch2	Sphalerite	+8.7	0.1
Ch3	Sphalerite	+9.7	0.1
Ch4	Sphalerite	+8.4	0.1
Ch5	Sphalerite	+8.3	0.0
Ch6	Galena	+6.4	0.1
Ch7	Galena	+8.0	0.1
Ch8	Galena	+8.3	0.2
Ch9	Galena	+7.8	0.0
Ch10	Galena	+7.1	0.1



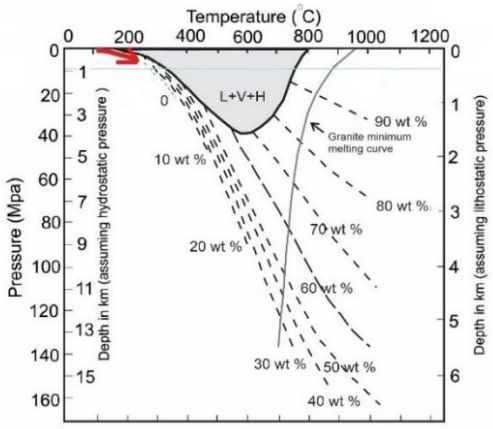
شکل ۹- هیستوگرام توزیع داده‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال: (a) دمای ذوب نهایی یخ (T_{mice})؛ (b) میزان شوری (بر حسب درصد وزنی معادل NaCl)؛ و (c) دمای همگن‌شدگی (T_h) برای کانی‌های کوارتز (Q) و اسفالریت (Sp).

Figure 9. Histograms of microthermometric data for fluid inclusions from the Chumalu deposit: (a) final ice-melting temperatures (T_{mice}); (b) salinity (wt.% NaCl equiv.); and (c) homogenization temperatures (T_h) for quartz (Q) and sphalerite (Sp).



شکل ۱۰- نمودار شوری در برابر دمای همگن‌شدگی (T_h) برای کانی‌های کوارتز (Q) و اسفالریت (Sp) در معدن سرب–روی چومالو. روند داده‌ها بیانگر نقش فرایندهای سردشدگی و اختلاط سیالات ماگمایی با آب‌های جوی در ته‌نشینی کانه است (خطوط و روندهای مرجع برگرفته از Wilkinson, 2001).

Figure 10. Plot of salinity versus homogenization temperature (T_h) for quartz (Q) and sphalerite (Sp) from the Chumalu Pb–Zn deposit, showing the role of cooling and mixing of magmatic fluids with meteoric water (reference fields and trends adapted from Wilkinson, 2001).



شکل ۱۱- برآورد فشار و عمق تشکیل میانبارهای سیال بر پایه نمودار فورنیه (Fournier, 1999).

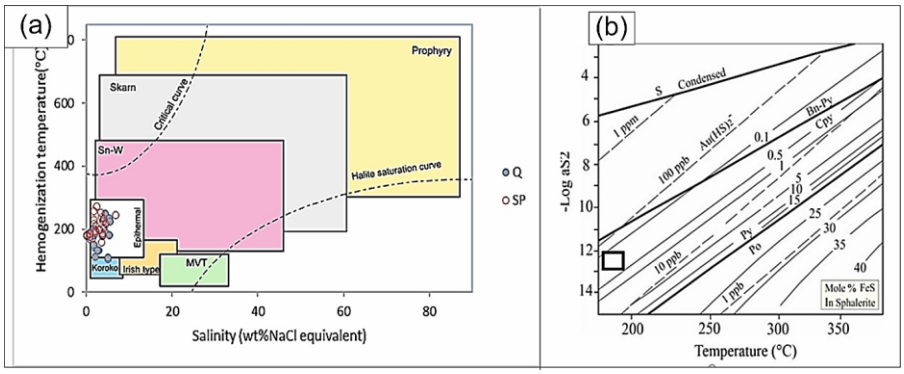
Figure 11. Estimation of trapping pressure and depth of fluid inclusions from the Chumalu deposit, based on the diagram of Fournier (1999).

۵-۲-شیمی کانی‌ها

اسفالریت‌های معدن چومالو دارای مقادیر ناچیزی از آهن هستند (۰/۰۳۶ تا ۰/۲۴۹ درصد وزنی). با ترسیم درصد مولی FeS (در گستره ۰/۱ تا ۰/۵ درصد) روی نمودار دوتایی دمای همگن‌شدگی در برابر LogaS2- (برگرفته از Scott and Barnes, 1971)، برای این شاخص مقدار ۱۲/۵ به‌دست آمد. این مقدار نشان‌دهنده حاکمیت شرایط سولفیداسیون حدواسط (Intermediate Sulfidation) در سیال گرمابی معدن چومالو است. حضور اسفالریت‌های کم‌آهن در این محدوده نیز مؤید همین رژیم سولفیداسیون است (Kullerud, 1953; Barnes, 1997; John et al., 1999; Damian et al., 2021). حضور عناصر ایندیم (In) و گالیم (Ga) در اسفالریت‌ها، نشان‌دهنده ماهیت سیالات گرمابی و منشأ احتمالی ماگمایی آن‌هاست که از دیدگاه توان اقتصادی اهمیت دارد. نوسان در مقادیر In Ga Fe و Cu در نقاط مختلف تحلیل‌شده، احتمالاً بازتاب‌دهنده زون‌بندی شیمیایی جزئی یا تغییرات نوسانی در شرایط فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌ساز طی فرایند رشد بلورهاست. در نهایت، ویژگی‌های زمین‌شناختی و شواهد فیزیکوشیمیایی در معدن چومالو با الگوهای شناخته‌شده کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط در زیرپهنه طارم، به‌ویژه کانسار گلیجه، همخوانی دارد (Khodabandehloo et al., 2018).

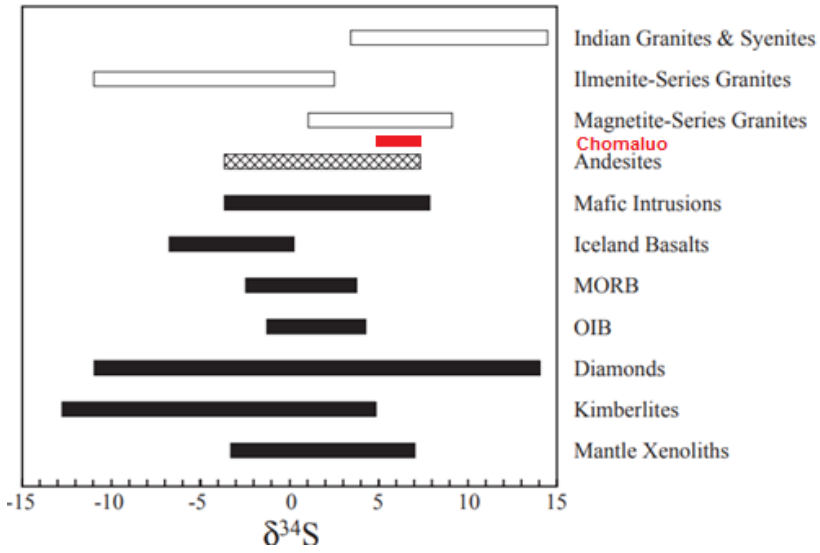
۵-۳- منشأ سیالات کانه‌ساز

خاستگاه گوگرد مورد نیاز برای تشکیل کانسار با به‌کارگیری ایزوتوپ‌های گوگرد تعیین می‌شود. افزون بر این، دماسنجی سیال کانه‌ساز، سنجش نسبت مؤثر آب به سنگ در هنگام رویداد کانه‌زایی، ارزیابی درجه تعادل در سامانه و در پایان، بررسی سازوکار تشکیل و ته‌نشینی مواد معدنی از دیگر کاربردهای ایزوتوپ‌های گوگرد به‌شمار می‌روند (Hoefs, 2009). به‌طور کلی، تغییرات مقدار $\delta^{34}S$ در کانی‌های سولفیدی تابعی از تغییرات فیزیکوشیمیایی سیال (شامل دما، pH و شرایط اکسیداسیون–احیا) و همچنین ترکیب ایزوتوپی منشأ گوگرد است (Ohmoto, 1972). بررسی‌های زمین‌شیمیایی ایزوتوپ‌های پایدار، اطلاعات سودمندی درباره نقش عوامل گوناگون فیزیکوشیمیایی در ته‌نشینی کانسنگ‌ها و تکوین کانسارها فراهم می‌کنند (Ohmoto and Rye, 1979; Li et al., 2018). سنگهای گرانیتوئیدی دارای میانگین $\delta^{34}S$ در حدود ۱ تا ۱/۶ پرمیل هستند، اما دامنه تغییرات آنها از ۱۱- تا ۱۴/۵ پرمیل متغیر است. این دامنه احتمالاً بازتاب‌دهنده درجات متفاوتی از آمیختگی یا ذوب‌بخشی سنگ‌های رسوبیِ پیریت‌دار با مقادیر پایین $\delta^{34}S$، یا تبخیریهایی با مقادیر بالای $\delta^{34}S$ است (Ohmoto and Rye, 1979; Rye et al., 1993; Seal, 2006). همانطور که در شکل ۱۳ نشان داده شده است، در معدن چومالو دامنه تغییرات $\delta^{34}S$ (‰V-CDT) برای کانیهای گالن و اسفالریت بین ۶+ تا ۱۰+ پرمیل است و کاملاً در محدوده گرانیتوئیدهای سری مگنتیت قرار میگیرد؛ بنابراین، سیال گرمابی از سنگهایی با منشأ عمدتاً آذرین سرچشمه گرفته است که گویای تشکیل کانیهای سولفیدی منطقه از سیالی با منشأ ماگمایی برای گوگرد است. برخی کانسارها دامنه تغییرات ایزوتوپی $\delta^{34}S$ محدودی دارند. این ویژگی نشان دهنده خاستگاه گوگرد کمابیش مشخصی است؛ اما تغییرات گسترده $\delta^{34}S$ در یک کانسار، چه بسا چندخاستگاهی بودن گوگرد را نشان میدهد (Rollinson, 1993; Fazli et al., 2019). در معدن چومالو، پراکندگی بسیار کم داده ها نشان دهنده منبع گوگرد یکسان و پایدار، عدم دخالت گوگرد تبخیری با مقادیر مثبت و گوگرد باکتریایی با مقادیر منفی بزرگ، و حاکمیت یک سیستم هیدروترمال بسته و پایدار است. معدن چومالو در گروه کانسارهایی با اختلاف $\delta^{34}S$ کم (کمتر از ۲ پرمیل) قرار می گیرد که نشان دهنده دمای تشکیل بالا، تعادل ایزوتوپی خوب میان اسفالریت و گالن و حاکمیت سیستم هیدروترمال بسته و پایدار است.



شکل۱۲ (a) --نمودار پراکندگی شوری در برابر دمای همگن‌شدگی (Th) میانبارهای سیال و تطبیق آن با محدوده‌های مشخص کانسارهای اپی‌ترمال، پورفیری و تیپ دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) بر اساس Wilkinson (2001)؛ (b) .نمودار تعادل فازی در سیستم Fe–Zn–S (Scott and Barnes, 1971)؛ خطوط پیوسته و ناپیوسته به‌ترتیب نشان‌دهنده درصد مولی FeS در اسفالریت و مرزهای پایداری فازها هستند. بر پایه میانگین دمای تشکیل معدن چومالو و درصد مولی FeS (کادر مشکی)، میزان فوگاسیته/اکتیویته گوگرد Log as2 تعیین شده است.

Figure 12. (a) Bivariate plot of salinity versus homogenization temperature (Th) for fluid inclusions from the Chumalu deposit, compared with the characteristic fields of epithermal, porphyry, and Mississippi Valley-type (MVT) deposits (after Wilkinson, 2001); (b) Phase relations in the Fe–Zn–S system (after Scott and Barnes, 1971); solid and dashed lines represent the mole percent of FeS in sphalerite and phase stability boundaries, respectively. The log aS2 value is constrained using the average homogenization temperature and FeS mole percent (black box) for the Chumalu deposit.



شکل ۱۳- دامنه تغییرات مقادیر $\delta^{34}S$ کانی‌های سولفیدی در محیط‌های گوشته‌ای و سنگ‌های آذرین اقیانوسی و قاره‌ای. مقادیر ایزوتوپی بر حسب پرمیل (‰) نسبت به استاندارد V-CDT گزارش شده‌اند (برگرفته از Seal, 2006).

Figure 13. Range of $\delta^{34}S$ values for sulfide minerals from mantle environments and oceanic and continental igneous rocks. Isotopic values are reported in per mil (‰) relative to the V-CDT standard (adapted from Seal, 2006).

۵-۴-دمای احتمالی کانه‌زایی

مقدار Fe در اسفالریت‌های کانسار چومالو بین ۰/۰۷۷ تا ۰/۱۵۶ درصد وزنی (با میانگین ۰/۱۲۸ درصد وزنی) متغیر است؛ بنابراین، اسفالریت‌های کانسار سرب–روی چومالو از نوع فقیر از آهن به‌شمار می‌روند. پژوهش‌های پیشین نشان داده‌اند که نسبت Zn/Fe در اسفالریت همبستگی منفی با دمای کانه‌زایی دارد؛ به‌طوری‌که نسبت‌های Zn/Fe>100 نشان دهنده دمای پایین، Zn/Fe<10 بیانگر دمای بالا، و مقادیر بین ۱۰ تا ۱۰۰ (10≤Zn/Fe≤100) معرف رژیم دمایی متوسط هستند (Moller, 1985; Yu et al., 1987; Liu et al., 2018; Damian et al., 2021; Sun et al., 2022). در کانسار چومالو، نسبت Zn/Fe در اسفالریت بین ۴۳۰ تا ۸۶۶ (با میانگین ۵۵۷) متغیر است که به‌روشنی بیانگر تشکیل کانسار در یک رژیم دمای پایین است (Dai et al., 2024).

۶- جنبه‌های کاربردی پژوهش

نتایج حاصل از ریزدماسنجی میانبارهای سیال، شیمی کانی اسفالریت و ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد در معدن سرب–روی چومالو، افزون بر اهمیت بنیادین در شناخت فلززایی (متالوژنی) پهنه طارم–هشتجین، کاربردهای اکتشافی و صنعتی برجسته‌ای دارند. اثبات شکل‌گیری کانه‌زایی در شرایط اپی‌ترمال با سولفیداسیون حدواسط، همراه با برآورد عمق کانه‌زایی در محدوده ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متر و دمای تشکیل ۱۰۰ تا ۲۷۰ درجه سانتی‌گراد، نشان می‌دهد که بخش‌های عمیق‌تر کانسار و پهنه‌های برشی مجاور می‌توانند همچنان میزبان پهنه‌های کانه‌دار رگه‌ای و برشی باشند. این یافته به توسعه الگوی اکتشافی در پهنه طارم–هشتجین و تعیین اهداف مناسب برای اکتشافات تکمیلی کمک می‌کند. شواهد مربوط به سازوکار ته‌نشینی، به‌ویژه سردشدگی و اختلاط سیالات، نشان می‌دهند که تغییرات گرادیان زمین‌گرمایی و محل برهم‌کنش سیالات ماگمایی با آب‌های جوی از مهم‌ترین تله‌های زمین‌شیمیایی برای ته‌نشینی فلزات پایه به‌شمار می‌روند. شناخت این فرایندها می‌تواند در طراحی حفاری‌های تفصیلی، انتخاب زاویه و امتداد بهینه گمانه‌ها و کاهش حفاری‌های ناموفق مؤثر واقع شود. همچنین، شناسایی اسفالریت‌های کم‌آهن با استفاده از ریزکاو الکترونی (EPMA)، افزون بر ارزش اکتشافی، از دیدگاه فرآوری و متالورژی استخراجی حائز اهمیت است؛ زیرا مقدار ناچیز آهن در شبکه بلوری اسفالریت فرایند جدایش و فلوتاسیون تفریقی (انتخابی) روی را تسهیل کرده و موجب ارتقای عیار و کیفیت کنسانتره نهایی می‌شود.

در نهایت، تعیین منشأ ماگمایی گوگرد بر پایه داده‌های ایزوتوپی $\delta^{34}S$ در گالن و اسفالریت، امکان استفاده از این داده‌ها را به‌عنوان ردیاب ژئوشیمیایی در مقیاس منطقه‌ای فراهم می‌کند. از این طریق می‌توان افق‌های دگرسانی مشابه را در پهنه ماگمایی البرز مقایسه و ارزیابی کرد و در شناسایی ذخایر پنهان یا پهنه‌های هم‌ارز از آن بهره گرفت.

۷- نتیجه‌گیری

بر پایه شواهد بافتی، از جمله تقدم تبلور اسفالریت نسبت به گالن، حضور ادخال‌های تتراهدریت در گالن، پدیدهٔ جدایش از محلول جامد (اکسولوشن) کالکوپیریت در اسفالریت و گسترش دگرسانی‌های برونزاد، کانه‌زایی در معدن سرب–روی چومالو طی دو مرحلهٔ درون‌زاد (هیپوژن) و برون‌زاد (سوپرژن) رخ داده است. توالی هم‌روندی (پاراژنز) کانیایی در مرحله هیپوژن شامل پیریت، کالکوپیریت، گالن، تتراهدریت، اسفالریت، بورنیت و مارکازیت است؛ در حالی که کانی‌های مرحله سوپرژن دربرگیرنده سروزیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و اکسید–هیدروکسیدهای آهن هستند. داده‌های ایزوتوپ پایدار گوگرد، با مقادیر مثبت و همگن $\delta^{34}S$ (بین ۶/۴+ تا ۹/۷+ پرمیل) و انحراف معیار بسیار اندک (σ>۱‰)، مؤید یک منبع ماگمایی برای گوگرد کانسار است. این ویژگی‌ها بازتاب‌دهنده دخالت گوگرد مشتق‌شده از گوشته یا سنگ‌های منشأ ماگمایی حاصل از ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای بوده و عدم مشارکت محسوس گوگرد باکتریایی یا تبخیری را به اثبات می‌رساند. افزون بر این، شواهد زمین‌شیمیایی از جمله محتوای پایین آهن، نسبت‌های بالای Zn/Fe و ویژگی‌های نوری اسفالریت، همگی تشکیل مرحله اصلی کانه‌زایی را در یک رژیم دمای پایین تأیید می‌کنند؛ رژیمی که در آن سازوکارهای اختلاط سیالات، جوشش و سردشدن، نقش‌های کلیدی را در ته‌نشست کانسنگ درون یک سامانه گرمابی وابسته به ماگماتیسم ایفا کرده‌اند.

از دیدگاه کاربردی و اکتشافی، تلفیق داده‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال و شیمی کانی‌های سولفیدی نشان می‌دهد که بخش‌های رخنمون‌یافته در کانسار چومالو، معرف افق‌های بالایی یک سامانه گرمابی گسترده‌تر هستند. از این‌رو، الگوی یکپارچه سنگ‌نگاری (پتروگرافی)، مدل تکامل دما–شوری سیالات کانه‌ساز و شیمی کانی‌ها می‌تواند به‌عنوان یک راهنمای اکتشافی کارآمد جهت هدایت بهینه شبکه‌های حفاری عمقی، کاهش ریسک سرمایه‌گذاری در اکتشافات تکمیلی، و همچنین تنظیم و بهبود مدارهای فلوتاسیون کانسنگ در این بخش از پهنه طارم–هشتجین (کمان ماگمایی البرز) به‌کار رود.

سپاسگزاری

بدین‌وسیله از همکاری‌های علمی و مساعدت‌های بی‌دریغ جناب پروفسور Xiaoyong Yang و جناب Huishan Zhang صمیمانه تشکر و قدردانی می‌شود. افزون بر این، از حمایت‌ها و خدمات فنی ارائه‌شده توسط آزمایشگاه Micro-area Isotope Geochemistry در استان شان‌شی و آزمایشگاه Central Laboratory of Geology در استان هوبئی بی نهایت سپاسگزاریم.

مراجع

Aghazadeh, M., Barati, B., 2016. Geological and topographic map report at 1:5,000 scale of the Chomalu mineral area. Unpublished report, 85 pp. [in Persian]

Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East (1:2,900,000). Geological Survey of Iran, Tehran.

Barati, B., Aghazadeh, M., 2016. Geological-mining report at 1:5000 scale [in Persian]. Unpublished report.

Barker, S.L., Dipple, G.M., Hickey, K.A., Lepore, W.A., Vaughan, J.R., 2013. Applying stable isotopes to mineral exploration: Teaching an old dog new trick. Economic Geology 108, 1–9. https://doi.org/10.2113/econgeo.108.1.1

Barnes, H.L., 1979. Solubilities of ore minerals. In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. John Wiley and Sons, New York, pp. 404–460.

Barton, P.B., 1971. Distribution of some minor elements between coexisting sulfide minerals. Economic Geology 66, 140–163. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.1.140

Dai, X., Li, Y., Zhang, J., Liu, Z., Chen, K., He, M., 2024. Origin and Evolution of Ore-Forming Fluid and Metallogenic Mechanism of the Baoshan Cu-Pb-Zn Deposit, South China: Constraints of Fluid Inclusion and CHO Isotopes. Minerals 14, 961. https://doi.org/10.3390/min14100961

Damian, G., Buzatu, A., Apopei, A.I., Damian, F., Maftei, A.E., 2021. Hydrothermal sphalerites from ore deposits of Baia Mare Area. Minerals 11, 1323. https://doi.org/10.3390/min11121323

Faridi, M., 2000. Geological Map of the Hashtchin Quadrangle, scale 1:100,000. Geological Survey and Mineral Explorations of Iran.

Fazli, S., Taghipour, B., Moore, F., Lentz, D.R., 2019. Fluid inclusions, S isotopes, and Pb isotopes characteristics of the Kuh-e-Surmeh carbonate-hosted Zn–Pb deposit in the Zagros Fold Belt, southwest Iran: Implications for the source of metals and sulfur and MVT genetic model. Ore Geology Reviews 109, 615–629. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.04.006

Field, J.D., Appold, M.S., Renson, V., Coveney Jr, R.M., 2018. Lead and sulfur isotope composition of trace occurrences of Mississippi Valley-type mineralization in the US midcontinent. Journal of Geochemical Exploration 184, 66–81. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2017.11.002

Fournier, R.O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. Economic Geology 94, 1193–1212. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.8.1193

Ghasemi Siani, M.G., Mehrabi, B., Nazarian, M., Lotfi, M., Corfu, F., 2022. Geology and genesis of the Chomalu polymetallic deposit, NW Iran. Ore Geology Reviews 143, 104763. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104763

Ghorbani, M., 2007. Economic Geology of Iran's Mineral and Natural Reserves. Arian Zamin Research Center, Tehran, 492 pp.

Hadizadeh, H., 2004. Geochemical exploration from the perspective of economic geology in the 1:50,000 topographic sheet area (from the 1:100,000 Masuleh sheet) [in Persian]. M.Sc. thesis. Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, 147 pp.

Hajialiloo, B., 1999. Metallogeny of the Tertiary in Western Alborz-Azerbaijan (Miyaneh-Siahrood) with a special focus on Hashtjin region. Ph.D thesis. Shahid Beheshti University, Tehran.

Hoefs, J., 2009. Stable Isotope Geochemistry, 6th ed. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 285 pp. https://doi.org/10.1007/978-3-540-70708-0

Huston, D.L., Trumbull, R.B., Beaudoin, G., Ireland, T., 2023. Light stable isotopes (H, B, C, O and S) in ore studies—methods, theory, applications and uncertainties. In: Huston, D.L. (Ed.), Isotopes in Economic Geology, Metallogenesis and Exploration. Springer International Publishing, Cham, pp. 209–244. https://doi.org/10.1007/978-3-031-27897-6_8

Hutchison, W., Finch, A.A., Boyce, A.J., 2020. The sulfur isotope evolution of magmatic-hydrothermal fluids: insights into ore-forming processes. Geochimica et Cosmochimica Acta 288, 176–198. https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.07.042

John, D.A., Garside, L.J., Wallace, A.R., 1999. Magmatic and tectonic setting of Late Cenozoic epithermal gold-silver deposits in northern Nevada, with an emphasis on the Pah Rah and Virginia Ranges and the Northern Nevada Rift. Geological Society of Nevada Special Publication 29, 64–158.

Khodabandehloo, Z., Ghaderi, M., Rastad, E., 2018. Mineralogy, structure and texture, and formation stages of the Golijeh intermediate-sulfidation epithermal deposit in the Tarom subzone of the Western Alborz-Azerbaijan zone [in Persian]. Advanced Applied Geology 8, 9–20. https://doi.org/10.22055/aag.2018.24286.1802

Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Qin, K., Zhao, J., 2019. Fluid inclusion and stable isotope constraints on ore genesis of the Zajkan epithermal base metal deposit, Tarom–Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. Ore Geology Reviews 109, 564–584. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.05.014

Kullerud, G., 1953. The FeS–ZnS system, a geological thermometer. Ph. D thesis. University of Oslo, John Griegs Boktrykkeri, Bergen.

Li, C., Lang, X., Deng, Y., Li, Z., Zhan, H., Wu, C., ZunZhu, S., 2025. Genesis of the Sinongduo Ag-Pb-Zn deposit: Insights from fluid inclusions, in-situ δ18O, and trace elements compositions of quartz. Ore Geology Reviews 180, 106963. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2025.106963

Li, S.N., Ni, P., Bao, T., Li, C.Z., Xiang, H.L., Wang, G.G., Huang, B., Chi, Z., Dai, B.Z., Ding, J.Y., 2018. Geology, fluid inclusion, and stable isotope systematics of the Dongyang epithermal gold deposit, Fujian Province, southeast China: Implications for ore genesis and mineral exploration. Journal of Geochemical Exploration 195, 16–30. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.02.009

Liu, W., Zhang, X., Zhang, J., Jiang, M., 2018. Sphalerite Rb–Sr dating and in situ sulfur isotope analysis of the Daliangzi lead–zinc deposit in Sichuan Province, SW China. Journal of Earth Science 29, 573–586. https://doi.org/10.1007/s12583-018-0785-5

Liu, Y., Hou, Z., Yue, L., Zhuang, L., Ma, W., 2025. Local sulfur sources control the development of Mississippi Valley-type Pb-Zn deposits worldwide. Global and Planetary Change 245, 105105. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2025.105105

Mehrabi, B., Chaghaneh, N., Taleh Fazel, E., 2014. Investigation of intermediate sulfidation epithermal mineralization of anomaly 4 in the Gelojeh deposit (north of Zanjan) based on ore mineralogy, alteration, and ore-forming fluid geochemistry. Journal of Economic Geology 6, 1–22. https://doi.org/10.22067/econg.v6i1.38302

Moller, P., 1985. Development and application of the Ga/Ge-Geothermometer for sphalerite from sediment hosted deposits. In: Germann, K. (Ed.), Geochemical Aspects of Ore Formation in Recent and Fossil Sedimentary Environments. Gebrüder Borntraeger, Berlin, pp. 15–30.

Nejadhadad, M., Salamab Ellahi, S., 2025. Ore deposition processes in the Qamishlu lead deposit, southwest of Isfahan, Iran: Insights from geological, structural-textural, and sulfur isotope evidence. Advanced Applied Geology 15, 87–105. https://doi.org/10.22055/aag.2026.50275.2528

Ohmoto, H., 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Economic Geology 67, 551–578. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.67.5.551

Ohmoto, H., Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. John Wiley and Sons, New York, pp. 509–567.

Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 644 pp.

Rye, R.O., 1993. The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment; the stable isotope perspective. Economic Geology 88, 733–752. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.3.733

Scott, S.D., Barnes, H.L., 1971. Sphalerite geothermometry and geobarometry. Economic Geology 66, 653–669. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.4.653

Seal, R.R., 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 61, 633–677. https://doi.org/10.2138/rmg.2006.61.12

Sharp, Z.D., Essene, E.J., Hunziker, J.C., 1993. Stable isotope geochemistry and phase equilibria of coesite-bearing whiteschists, Dora Maira Massif, western Alps. Contributions to Mineralogy and Petrology 114, 1–12. https://doi.org/10.1007/BF00307861

Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie, Glasgow, 239 pp.

Simmons, S.F., Mauk, J.L., Simpson, M.P., 2000. The mineral products of boiling in the Golden Cross epithermal deposit. In: Proceedings of the New Zealand Minerals and Mining Conference, Crown Minerals, pp. 209–216.

Sun, Q.F., Wang, K.Y., Sun, F.Y., Zhang, M., Zhao, C.G., Sun, L.X., 2022. Fluid evolution and ore genesis of Cu–Pb–Zn veins in the Panjiaduan deposit, Great Xing'an Range, NE China: evidence from fluid inclusion and H–O–He–Ar isotopes. Geological Magazine 159, 1663–1680. https://doi.org/10.1017/S0016756822000425

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

Zhao, Y., Tian, H., Li, J., Chen, S., Zhao, J., 2022. Constraints on the genesis of the Laochang Pb–Zn ore, Gejiu district, Yunnan: Evidence from sulfide trace element and isotope geochemistry. Ore Geology Reviews 150, 105162. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105162