

Original Research Paper

MDK-276 Exploratory borehole: A window into the depths of the Miduk porphyry copper mine, Kerman province

Rahil Kazemzadeh Khayat¹, Behnam Shafiei Bafti^{1*}, Hossein Fatehi², and Masoud Kafi²¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran² Geology office, Mine affairs, Shahr-e Babak Copper Complex, Shahr-e Babak, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2025 August 09

Accepted: 2025 September 22

Available online: 2025 December 22

Keywords:

Miduk

Porphyry copper

Root zone

Mineralization depth

Future of mining

ABSTRACT

In 2023, the deepest mineral exploration borehole in Iran (MDK-276), to a depth of 2036m, was drilled at the center of the Miduk porphyry copper mine in Kerman. This allowed for a detailed geological study of over 2 km of vertical extension of mineralization below the current mining level. Based on this study, at least three intrusive phases were identified including a causative and a late mineral porphyry intrusion with a granodioritic composition, and also post-mineral granular quartz monzodiorite to monzogranite intrusions. A-type veinlets associated with potassic alteration are the main type of veinlet mineralization following earlier barren magnetite, early biotite and aplitic veinlet types. This is followed by late chlorite-sericite and sericitic alteration along with the formation of C-type veinlets leading to the hypogene enrichment of the primary mineralization through the re-precipitation of copper as chalcopyrite, bornite, and chalcocite. As the achievements of this research, the identification of a high-grade Cu and Au zone with high efficiency of mineral processing in the deep central portions, and the recognition of the root zone of the deposit with barren intrusions associated with calcic alteration 2000 meters below the current mining elevation (2300 meters) promise continued cost-effective mine exploitation with increasing mining depth.

1. Introduction

Determining the maximum depth of mineralization and identifying the root zone are critical for deep mine planning and exploitation design in porphyry copper mines, requiring drilling to depths greater than 1 km, as porphyry Cu deposits (PCDs) are typically formed at depths of 1 to 6 km. Deep mining/drilling in major PCDs (e.g., Chuquicamata, Escondida, Grasberg) reveals mineralization

extending beyond 2 km, though economic ore grades rarely persist that deep (Dilles, 1987; Seedorff et al., 2008; Sillitoe, 2010). Typically, hypogene ore zones span up to 1.5 km vertically, comparable to their lateral extent (Sillitoe, 2010). Recent studies suggest the root zone and its cupola lies ~1 km below the mineable base and includes features such as intense stockworking, unidirectional solidification

* Corresponding author: Behnam Shafiei Bafti; E-mail: behnam.shafiei@gmail.com

Citation:

Kazemzadeh Khayat, R., Shafiei Bafti, B., Fatehi, H., and Kafi, M., 2025. MDK-276 Exploratory borehole: A window into the depths of the Miduk porphyry copper mine, Kerman province. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 35(4), 138, 51-84. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.540264.2218>.

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

 doi: 10.22071/gsj.2025.540264.2218 dor: 20.1001.1.10237429.1404.35.4.5.2This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

textures (USTs), quartz-filled miarolitic cavities with coexisting fluid/melt inclusions \pm sulfide minerals, anastomosing texture of graphic quartz-K-feldspar and biotite intergrowths, strong potassic, sodic-calcic, sodic, calcic, and coarse-grained muscovite-quartz (greisen) alteration, downward merging of porphyry dikes into a porphyritic granitoid cupola, and also increasing groundmass grain size in mineralized porphyry intrusions (Seedorff et al., 2008). The Miduk porphyry copper mine, the third largest copper deposit in Iran, is operated by the Shahr-e Babak Copper Complex under the National Iranian Copper Industries Company. To update and enhance the ore reserve estimate and average grade, five phases of mine-site exploration program have been conducted since mine development, including 320 boreholes totaling 178,030 meters. In the fourth phase (2019), deep drilling down to 1000 meters led to reclassification of Miduk from a small- to a large-size porphyry copper deposit, with an updated ore reserve of 930 Mt at an average grade of 0.7 wt.% Cu (cut-off: 0.2 wt.% Cu). In 2023, as part of the fifth phase, the deepest exploratory borehole in Iran (no. MDK-276) was drilled in the lowest current mining level (at 2353m asl.) to a depth of 2036m. This provided a unique opportunity for us to study 2 km of the hypogene zone in the center portion of the deposit from an economic geology perspective with application in supplementary mine-site exploration, and future mining as well as mineral processing of this deposit.

The Miduk porphyry copper mine, located in the northern part of the Kerman copper belt (Fig. 1), is part of a cluster including numerous porphyry copper deposits and prospects with potential for exploration of concealed mineralization beneath younger volcanic and sedimentary cover (Fig. 2). Miduk is a copper-only deposit with an ore reserve of \sim 930 Mt at 0.7 wt% Cu, mainly hosted in a shallowly-emplaced (\sim 2.5km), cylindrical-shaped quartz diorite porphyry stock (P2) around 12.5 ± 0.1 Ma (McInnes et al., 2005), and Cu mineralization occurred \sim 270 kyr later, at 12.23 ± 0.07 Ma (Taghipour et al., 2008; Fig. 3-a). Initially, the deposit included both supergene and hypogene ore zones with the average Cu grade ranged from 0.7 to 1 wt.%. The supergene zone, with an average thickness of 50 meters, contained about 90 Mt of sulfide ore with an average grade of 0.8 wt.% Cu has been mined over the past two decades, therefore, what remains and is being mined today is the hypogene zone. Before drilling borehole MDK-276, geological modeling and ore-reserve estimating suggested that the main hypogene zone formed a high-grade cylindrical body (0.65–1.5 wt.% Cu) extending from 2540 to 1500 meters above sea level. This zone coincides with the Miduk porphyry stock (Fig. 3-c). Previous studies have been identified five hypogene alteration zones including magnetite-rich potassic, potassic, potassic-phyllitic, phyllic, and propylitic. Among these, potassic-phyllitic alteration is the most intense and widespread (Taghipour et al., 2008). Copper mineralization is mainly found in the central and deeper portions of the deposit, occurring as disseminations and stockwork veinlets. Also, nine generations of veins and veinlets have been identified include magnetite, quartz-magnetite, barren quartz, quartz-

magnetite-chalcopryrite-anhydrite, chalcopryrite-anhydrite, and others (Taghipour et al., 2008). According to Yousefi Soorani et al. (2022), hypogene enrichment in the deeper portions occurred through partial to complete replacement of primary sulfide minerals (i.e., pyrite and chalcopryrite) by bornite, which enhanced Cu grades in the potassic-sericitic alteration zone.

2. Research methodology

Briefly, this study was carried out in four successive stages over a 9 months period including core-logging over 2036m borehole, low-resolution sample characterization using binocular microscope (n=1828 selected samples), microscopic studies (n=330 polished thin sections), and data processing of a large geochemical dataset (n=2036 assay data for Cu and Au concentration). Integration of all qualitative and quantitative data in current research leads to the identification of intrusive phases, the identification of alteration types, veinlets, and their generation, as well as root zone in the Miduk mine.

3. Results

The main findings of current research could be summarized as follows in terms of petrology, alteration, mineralization, and Cu–Au geochemistry to better understand the deeper portions of the Miduk deposit.

3.1. Petrology

At least three intrusive phases relative to mineralization time was recognized: The early-mineral, the late-mineral, and the post-mineral. The early-mineral phase with granodiorite composition, interpreted as causative intrusion, comprises over 90% of the borehole and displays granoporphyratic texture at depth (1940–1900 m; Fig. 4-a) and porphyritic texture above 1900 m depth (Fig. 4-b-c). It hosts all types of alteration and multiple generations of veinlets, economic Cu and Au grades, and xenoliths of quartz diorite (Fig. 5-f). The late-mineralization intrusion, is dark in color, and has a fine-grained porphyritic texture. It is mainly observed in 500 – 130 m depth interval, although the deepest at which it appeared weakly, was 1527m. It shows sharp to irregular contacts with the early phase (Fig. 5-a-b-c). It is weakly altered and mineralized, and it seems that intruded during the late stage of potassic alteration and related veinlets. As a result, it has caused the dilution of the ore grade in depth intervals in which it is observed. The post-mineralization intrusions characterized by equigranular to in-equigranular in texture and quartz monzodiorite–monzogranite in composition, as well as calcic alteration and without mineralization features occurred only at one hundred meters down the borehole (2036–1940 m).

3.2. Alteration

Five types of hydrothermal alteration were identified in the deep portion of the Miduk porphyry Cu deposit (Fig. 6): (1) potassic, (2) potassic – chlorite–sericite, (3) potassic – chlorite–sericite –

sericitic, (4) potassic – sericitic, and (5) calcic \pm chlorite–sericite. Potassic alteration is the earliest and the most pervasive type, affecting nearly throughout the borehole except for the one hundred meters down the borehole. It is characterized by secondary K-feldspar, biotite, anhydrite, and magnetite. The mineral proportions appear to depend on the modal content of the early felsic (e.g., plagioclase) and mafic (e.g., biotite) mineral phases. Chlorite–sericite alteration commonly overprinted the earlier potassic alteration, and mostly occurred as veinlet and open space fillings. Therefore, this overprinting formed a combined two-stage alteration which is called potassic – chlorite-sericite type. This assemblage is observed between \sim 2000 m and 790 m depth interval, and it was also weakly observed at the bottom of the borehole, which was associated with calcic alteration. Calcic alteration, recognized by calcite, epidote, and actinolite mineral assemblage—only observed in one hundred meters down the borehole overprinting post-mineral intrusions, and due to its association with traces of chlorite–sericite alteration, it likely formed after the chlorite–sericite and potassic alteration stages. Its limited extent, weak intensity, and association with low Cu and Au grades identify it as the root zone of the Miduk deposit. Thus, the vertical extent of mineralization in Miduk mine is estimated at \sim 2.5 km, near to \sim 300 m asl. Cumulative alteration composed of potassic – chlorite–sericite – sericitic alteration, identified by coexisting mineral assemblages (e.g., secondary K-feldspar, biotite, anhydrite, chlorite, and sericite), is present from \sim 1850 m to 135 m depth of the borehole, indicating overprinting potassic alteration phase by late chlorite-sericite – sericitic ones. Sericitic alteration, characterized by intense sericitization of plagioclase, K-feldspar, biotite and chlorite, and largely obliterated the mineral assemblages of previous alteration. This alteration observed from surface to \sim 1910 m depth of the borehole, and where it happened so severely (e.g., 1610–1625 m and 1324–1330 m depth intervals), color of the host rock has changed to light gray, white, and/or pale green.

3.3. Mineralization

This study shows that the mineralization in the deep portions of the Miduk deposit occurred as disseminated grains and multiple generations of porphyry-style veinlets. These veinlets are best developed in early (causative) intrusion, and are significantly decreased in late and post-mineral intrusions.

The veinlets are divided into two main groups based on mineralogy, cross-cutting and reopening relationships: (1) pre-mineralization stage veinlets, and (2) mineralization stage veinlets.

Pre-mineralization stage veinlets categorized into three sub-types including magnetite type (i.e., M-type), early biotite type (i.e., EB-type) and aplitic type. M-type veinlets are thin ($<$ 5 mm), and composed of magnetite \pm biotite without quartz, sulfide minerals, and alteration selvages (Figs. 7-a, 9-a). Some of these are reopened by later quartz – sulfide veinlets. EB-type veinlets are the most common veinlets, typically $<$ 4 mm width, consist of secondary biotite and generally lacking quartz or sulfide minerals (Fig. 9-b).

They often intersect or run parallel to aplitic veinlets, suggesting close timing of their formation (Fig. 7-b). Reopening by younger quartz-sulfide veinlets may introduce chalcopyrite and quartz into these veinlets (Fig. 7-c-d). Aplitic veinlets are mainly comprised of fine-grained K-feldspar and quartz mineral assemblage with possible graphic texture, generally sulfide-free (Fig. 9-c), and may be cut or reopened by later quartz-sulfide veinlets (Fig. 7-e).

Mineralization stage veinlets are distinguished by consistent presence of sulfides and quartz, and are classified into 2 main sub-types based on mineral assemblage, cross-cutting and reopening relationships: (1) A-type family veinlets and (2) C-type family veinlets.

-A-type veinlets, representing the earliest sub-type of mineralization stage veinlets, have a consistent paragenesis of quartz–anhydrite–chalcopyrite and variable amounts of biotite, K-feldspar, magnetite, bornite, and molybdenite.

A-type veinlets based on mineralogy and cross-cutting as well as reopening relationships classified into five generations as follows:

A1 veinlets as the oldest generation and 8–30 mm width, are characterized by quartz–anhydrite–biotite (\pm chlorite)–magnetite–chalcopyrite (\pm bornite), often with a thick biotite selvage (Figs. 7-f, 9-d). **A2 veinlets** (with 2–5 mm width) are characterized by quartz–anhydrite–chalcopyrite \pm biotite \pm K-feldspar \pm bornite \pm molybdenite with a thin biotite selvage. They cut and reopened A1 and are themselves cut by A3 and A4 veinlets (Fig. 7-j-k).

A3 veinlets (with 2–8 mm width) show a similar mineral composition to A2 but often associated with K-feldspar as veinlet fill or alteration selvage. They are the most abundant among A-type veinlets, and cut earlier A-type veinlets (i.e., A1 and A2) and cut by A4-type veinlets (Fig. 8-a). **A4 veinlets** as the latest generation of quartz-sulfide veinlets (with \leq 5 mm width), have a simple mineral composition including quartz–chalcopyrite (\pm anhydrite) and lack alteration selvages. They cut all earlier A-type veinlets. **A5 veinlets** are barren generation of A-type family veinlets, and are mainly composed of quartz without alteration selvage. They formed at the end of the potassic alteration, just before the formation of C-type veinlets (Figs. 8-j-k-l, 9-p).

- C-type veinlets, are sulfide-dominated veinlets with little or no quartz, and are subdivided into C1-type and C2-type based on chalcopyrite-pyrite ratios, alteration selvage mineralogy, and crosscutting-reopening relationships. C1-type veinlets contain chalcopyrite (\pm pyrite, bornite, quartz) with chlorite–sericite or sericite-only selvages (Figs. 8-b-c, 9-j-k). In places, C1 selvages have been overprinted by later white sericitic alteration, forming a three-stage alteration sequence: potassic \rightarrow chlorite–sericite \rightarrow sericitic, often with hematitization (Fig. 8-b-c). These quartz-poor veinlets are abundant throughout the borehole and clearly postdate all earlier veinlets (Figs. 8-f-g-i, 9-n-o). C2-type veinlets are dominated by pyrite (\pm chalcopyrite, quartz), and show intense sericitic selvages with several mm to cm width (Figs. 8-d, 9-m). Compared to C1-type, they have more pyrite, less chalcopyrite, and more extensive sericitic alteration. Like C1-type, quartz is scarce or

absent. The crosscutting-reopening relationships among all earlier barren and A-type veinlets indicates that C-type veinlets are the latest generation of veinlet mineralization in the studied borehole (Fig. 8-e-h). Replacement of earlier chalcopryrite by secondary Cu-sulfide minerals such as bornite and chalcocite was an interesting and important phenomenon that most likely occurred as a result of the reopening of A-type veinlets by C-type ones (Fig. 10).

3.4. Cu and Au geochemistry

The frequency distribution histograms of Cu grades in alteration types (Fig. 11) show that 80.5% of the total samples (1014) have <1 wt.% Cu; 18% range from 1–2 wt.%, and only 1.5% exceed 2 wt.% (max. 4.66 wt.%). The overall median value of Cu was obtained 0.58 wt.%, increasing to 0.92 wt.% in 500–1200 m depth interval of borehole (Fig. 14). The highest Cu grades occur in potassic - sericitic (i.e., 0.08–4.66 wt.%, median value ~0.74 wt.%) and potassic - chlorite-sericite - sericitic (i.e., 0.13–2.72 wt.%, median value ~0.52 wt.%) alterations (Fig. 11-c-d). The lowest Cu values appear in calcic ± chlorite-sericite alteration in down of the borehole (i.e., median value ~0.07 wt.%) (Fig. 11-e). Regarding Au grade distribution, 93% of samples have <200 ppb Au, 5% of samples have 200–400 ppb, and only 2% exceed 400 ppb (i.e., max. 1881 ppb). Median Au value across the borehole was obtained 59 ppb, increasing to 114 ppb in the 500–1200m depth interval where is Cu rich (Fig. 14). Like Cu, the highest Au median values were obtained in potassic - sericitic (74 ppb), potassic - chlorite-sericite - sericitic (54 ppb), and potassic alteration types (50 ppb), respectively (Fig. 11-f-h-i). Strong positive correlations exist between Cu and Au grades in potassic and potassic - chlorite-sericite zones when compared to other alteration types (Fig. 12).

4. Discussions

This study revealed at least three intrusive phases in the deep portion of the Miduk deposit: (1) early or syn-mineral granoporphyritic to porphyritic granodiorite, (2) late-mineral fine-grained porphyritic granodiorite, and (3) post-mineral granular quartz monzodiorite-monzogranite intrusions. The early phase as causative and host intrusion has shown a granoporphyritic texture in deep part of the studied borehole, and its texture changed to more typically porphyritic texture in shallower parts. This textural variation with depth has also been reported in other porphyry copper deposits (Seedorff et al., 2008; Ambrus, 1977; Carten, 1986; Carten et al., 1988). In contrast, the late-mineral intrusion characterized by finer-grained porphyritic texture and sharp to irregular contact with the early phase was emplaced at the end of potassic alteration stage leading to dilution of Cu and Au per grades. Its similar composition to the early intrusion phase suggests a single magmatic source for both. The rapid intrusion and emplacement of the late phase into pre-cooled causative intrusion probably led to the fine-grained porphyritic texture. In many porphyry Cu-Au deposits, late porphyry intrusions have typically been similar in composition and texture to the primary phase or have shown only minor differences

(Sillitoe, 2010), and the emplacement of these late porphyry phases within the porphyry copper orebody has resulted in the formation of low-grade cores (e.g., Santo Tomas II, Philippines; Sillitoe and Gappe, 1984). The post-mineral granular quartz monzodiorite to monzogranite intrusions appeared only at the bottom of the borehole. Such deep and barren intrusions have been observed in systems like Santo Tomas II and Jaca (Richard H. Sillitoe, pers. comm., 2025). Its granular texture could be attributed to magma cooling at great depth, and they have not had a chance to reach the surface.

Five types of hydrothermal alteration were identified in the deep portion of the Miduk deposit including potassic, potassic - chlorite-sericite, potassic - chlorite-sericite - sericitic, potassic - sericitic, and calcic ± chlorite-sericite. Potassic alteration is the earliest and most widespread. Its intensity in identified porphyry phases match typical patterns described for porphyry copper deposits (Sillitoe, 2010). In some depths, it is overprinted by chlorite-sericite alteration associated with specularite and martitic magnetite similar to other porphyry systems (Sillitoe, 2010). At greater depths, calcic alteration appeared in post-mineral intrusions associated with the lowest Cu and Au grades representing the root zone of the deposit like Panguna and El Teniente (Ford, 1978; Cannell et al., 2005), Koloula and Island Copper (Chivas, 1978; Perelló et al., 1995; Arancibia and Clark, 1996), and also reported near cupolas and below ore zones in Yerington and Ann Mason, USA (Einaudi, 1970; Proffett, 1970). As a result, the vertical extent of mineralization in Miduk mine estimated ~2.5 km, near to an elevation of +300 m asl. Sericitic alteration has been observed across the borehole, and in some depths, it has completely overprinted earlier potassic alteration. This type of sericitization could be considered late-stage and related to meteoric hydrothermal fluids (Ossandón et al., 2001).

This study showed that mineralization occurred both as disseminations and veinlets. Based on mineralogy and cross-cutting/reopening relationships, veinlets formed in two main stages: pre-mineralization (including magnetite, early biotite and aplitic veinlets) and mineralization stage (Fig. 13). Magnetite veinlets (M-type) as the earliest veinlets like what observed in Batu Hijau (Clode et al., 1999) and Bajo de la Alumbrera (Ulrich et al., 2001) formed under high temperature (>650°C), high pressure, and oxidizing conditions of hydrothermal fluids (Arancibia and Clark, 1996; Ulrich et al., 2001; Taghipour et al., 2008). Due to mutual cross-cutting relationship with aplitic veinlets, the EB-type veinlets probably formed near-simultaneous with aplitic ones at high pressure and temperature (>650°C; Cernuschi et al., 2023). Aplitic vein-veinlets, commonly occurred in low-grade or barren cores beneath the ore zone like Haquira East (Cernuschi et al., 2023) and in other studies (Seedorff et al., 2005; Kirkham and Sinclair, 1988) probably formed in high temperatures (>650°C) and low H₂S hydrothermal environment. The lack of Cu sulfide minerals along with the pre-mineralization veinlets could be attributed to very high temperature of the hydrothermal fluid responsible for the formation of these veinlets, and the lack of reducing sulfur in such a fluid may

explain the absence of chalcopyrite with these veinlets (Cernuschi et al., 2023). The most prominent veinlets of mineralization stage in deep portion of Miduk deposit belonged to the A-type family and the C-type family veinlets. Based on veinlet mineralogy and cross-cutting relationships, five distinct generations (i.e., A1 to A5) of the A-type veinlets were identified similar classifications have been reported in other porphyry copper deposits such as Batu Hijau (Clode et al., 1999), Bingham (Redmond and Einaudi, 2010), and Encuentro (Osorio, 2017). A1-type and A2-type veinlets due to having high temperature minerals such as biotite and magnetite, probably formed under high-temperature conditions (~650–550°C), with oxidizing fluids rich in Fe, K, and Mg. (Arancibia and Clark, 1996; Ulrich et al., 2001). The A2-type veinlets with biotite selvages have also been reported from El Salvador (Gustafson and Quiroga, 1995) and Butte (Rusk et al., 2008). With decreasing fluid temperature (550–500°C), biotite content dropped, and K-feldspar became dominant in A3-type veinlets. Due to further cooling of the magmatic ore fluid and its depletion in Fe, K, and Mg, it was enriched in Cu, Fe, and S, and then formed A4-type veinlets (Redmond and Einaudi, 2010; Osorio, 2017). A5 veinlets as the final generation of A-type veinlets likely formed at the end of potassic alteration, when the magmatic ore fluid was depleted of the metals. Similar to barren A5-type veinlets have been reported in Batu Hijau (Clode et al., 1999), Haqira East (Cernuschi et al., 2012), Butte, and Bingham (Rusk et al., 2008; Porter et al., 2012). The C-type veinlets as the last generation of mineralized veinlets in the deep portion of the Miduk deposit formed after potassic alteration and during chlorite-sericite and sericitic alteration (Cernuschi et al., 2023). Based on alteration mineral assemblage associated with C-type veinlets, it seems that the ore fluids responsible for formation of the C1-type veinlets were acidic, and meteoric in origin. This could have been created during the intrusion of the late fine porphyritic phase, which acted as a heat source, warming the descending meteoric waters and creating convection currents. These fluids could be caused hypogene leaching and remobilization of previously deposited Cu and Au (Brimhall, 1980), leading to formation of C1-type veinlets. The estimated formation temperature of these veinlets is between 375°C and 450°C (Monecke et al., 2018; Cernuschi et al., 2023). Some features such as chlorite ± sericite selvage and replacement of biotite by chlorite and sericite are consistent with these conditions (Dilles and Einaudi, 1992; Monecke et al., 2018). Such fluids also reopened the earlier A-type veinlets, leading to deposition of new chalcopyrite as cement of brecciated early quartz-sulfide veinlets and also replacement both newly formed chalcopyrite and earlier sulfides with bornite,

chalcocite, and covellite (Cernuschi et al., 2013; Driesner and Heinrich, 2019; Dilles and John, 2021). This process is an example of the hypogene enrichment at 500 to 1200 m depth interval associated with increased Cu and Au grades during potassic-sericitic alteration in the studied borehole. Finally, as Cu and Au concentrations in the ore fluid decreased over time—due to earlier enrichment—and Fe and S levels increased (released from primary and secondary sulfides during replacement), the late-stage C2-type veinlets rich in pyrite and poor in chalcopyrite were formed.

5. Conclusion

This study identified evidence of the mineable base and root zone features in the deep portion of the Miduk porphyry copper deposit. These include a change in texture of the causative intrusion to granoporphyrritic texture at 1900–1940 m depth interval associated with low Cu and Au grades, calcic alteration at the bottom of the borehole (from 1940 to 2036m), and the abundance of thin biotite and aplitic veinlets. Therefore, the vertical extent of mineralization is estimated to reach about 2.5km, down to an elevation of 300m asl., close to the root zone. The significant decrease in Cu (and Au) grade in parts of the borehole, especially over the upper parts of the borehole (i.e., from surface to a depth of 500m), has been associated with the more extensive intrusion of the late fine-grained porphyritic phase. Pre-mineralization barren veinlets have been formed during potassic alteration of high-temperature (>650°C), oxidizing, and sulfur-poor hydrothermal fluids. In contrast, Cu mineralization occurred with the formation of A-type family quartz veinlets, consistent with the shallow emplacement of the deposit. These veinlets formed from magmatic fluids over temperature 600–450°C. The late-stage mineralization involved C-type veinlets formed during chlorite-sericite and sericitic alteration. These were caused by heated, non-magmatic meteoric fluids with acidic nature at temperatures below 450°C. These fluids triggered hypogene enrichment through leaching and redistribution of earlier Cu mineralization. During this process, new generation of chalcopyrite was deposited, and both the newly formed and earlier chalcopyrite were replaced by bornite and chalcocite. This enrichment significantly increased Cu and Au grades in 500–1200m depth interval. Findings derived this study, emphasizing the abundance of chalcopyrite replacement textures by bornite, chalcocite, and covellite in the deep and central portion of the Miduk deposit, as well as the lack of significant evidence of pyrite replacement by copper sulfides, promise high efficiency in future mineral processing with increasing mining depth.

گمانه اکتشافی MDK-276: پنجره‌ای به ژرفای معدن مس پورفیری میدوک، استان کرمان

راحیل کاظم‌زاده خیاط^۱، بهنام شفیعی بافتی^{۱*}، حسین فاتحی^۲ و مسعود کافی^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
^۲ اداره زمین‌شناسی، امور معدن میدوک، مجتمع مس شهرابابک، شهرابابک، ایران

چکیده

حفر ژرف‌ترین گمانه اکتشافی ایران با ژرفای ۲۰۳۶ متر در سال ۱۴۰۲ در مرکز معدن مس پورفیری میدوک استان کرمان، امکان مطالعه جامع زمین‌شناسی بیش از ۲ کیلومتر از توسعه قائم پهنه کانی‌سازی را پایین‌تر از سطح فعلی معدن کاری فراهم ساخت. بر اساس این پژوهش، دست‌کم ۳ فاز توده نفوذی با ترکیب گرانودیوریتی برای فازهای پورفیری مسبب کانی‌سازی و پس از کانی‌سازی، و با ترکیب کوارتزومونزودیوریت تا مونزوگرانیت برای فازهای گرانولار پس از کانی‌سازی شناسایی شد. کانی‌سازی رگچه‌های نوع A با همراهی دگرسانی پتاسیک، پس از رگچه‌های بی‌نوع مگنتیتی، بیوتیتی پیشین و آپلیتی، بخش عمده کانی‌سازی در این ژرفا از کانسار را به‌خود اختصاص داده که سپس با رخداد دگرسانی‌های تاخیری کلریت-سرسیست و سرسیتی و زایش رگچه‌های نوع C، کانی‌سازی اولیه با نهشت مجدد مس به شکل کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت متحمل غنی‌شدگی درون‌زاد گردیده است. شناسایی پهنه خوش‌عیار و پُربازده از منظر فرآوری برای مس و طلا در بخش‌های مرکزی ژرف کانسار، و شناسایی پهنه ریشه کانسار واجد توده‌های نفوذی بی‌نوع و دارای دگرسانی شاخص کلسیک ۲۰۰۰ متر پایین‌تر از تراز ارتفاعی فعلی معدن کاری (۲۳۰۰ متری) به‌عنوان دستاوردهای این پژوهش نویدبخش بهره‌برداری همچنان مقرون به صرفه با افزایش ژرفای معدن کاری در میدوک است

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۵/۱۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۶/۳۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

میدوک

مس پورفیری

پهنه ریشه

ژرفای کانی‌سازی

آینده معدن کاری

۱- پیش‌نوشتار

قائم پهنه کانی‌سازی درون‌زاد (Hypogene) قابل معدن کاری در معادن مس پورفیری که دگرشکلی زمین‌ساختی متحمل نشده‌اند می‌تواند به ۱/۵ کیلومتر برسد که تقریباً متناسب با بیشینه مقدار گسترش افقی کانسار می‌باشد. با این حال، توده نفوذی مسبب کانی‌سازی می‌تواند کیلومترها پایین‌تر از این ژرفا گسترش داشته باشد لیکن به دلیل عیار بسیار پایین عنصر هدف قابل معدن کاری نیست (Sillitoe, 2010; John et al., 2010). در مقابل، کانسارهای پورفیری که رخنمون‌های قائم شایان توجهی از کانی‌سازی-بیشتر از ۲ کیلومتر- دارند (به عنوان مثال، مانند Yerington و AnnMason در نوادای آمریکا: Dilles et al., 2000; Sierrita-Esperanza و در آریزونا آمریکا Stavast et al., 2008) در بخش‌های کج‌شده (Tilted) ناشی از گسلش عادی و کج‌شدگی همراه با آن قرار دارند (Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010). پژوهشگران در ابتدا پهنه ریشه را قاعده قابل معدن کاری توده معدنی می‌دانستند (Durning and Davis, 1978)، این در حالی است که کاپولا (سقف توده نفوذی

تعیین بیشینه ژرفای کانی‌سازی و شناسایی پهنه ریشه از جمله مهم‌ترین اهداف اکتشاف تکمیلی در معادن مس پورفیری می‌باشد تا بتوانند نسبت به طراحی الگوی استخراج با ژرف‌تر شدن معدن و برنامه‌ریزی تولید با افزایش ژرفای معدن کاری در آینده اقدام نمایند. دست‌یابی به این مهم با حفر گمانه‌های اکتشافی با ژرفای بیش از ۱ کیلومتر امکان‌پذیر است؛ زیرا بیشتر کانسارهای پورفیری در ژرفای ۱ تا ۶ کیلومتری از سطح زمین و تعداد اندکی در ژرفایی حدود ۱۰ کیلومتر (مانند کانسار Butte در ایالات متحده آمریکا) تشکیل شده‌اند (Seedorff et al., 2005; Rusk et al., 2008; Sillitoe, 2010).

معدن کاری و حفاری ژرف در چند کانسار مس پورفیری بزرگ نشان داده است که گسترش قائم کانی‌سازی اقتصادی تا ۲ کیلومتر می‌رسد (به عنوان مثال، Chuquicamata و Escondida، شمال شیلی، و Grasberg در اندونزی) (Dilles, 1987; Seedorff et al., 2008; Sillitoe, 2010). این نشان می‌دهد که توسعه

* نویسنده مسئول: بهنام شفیعی بافتی؛ E-mail: behnam.shafiei@gmail.com

ماخذنگاری:

کاظم‌زاده خیاط، ر.، شفیعی بافتی، ب.، فاتحی، ح. و کافی، م.، ۱۴۰۴، گمانه اکتشافی MDK-276: پنجره‌ای به ژرفای معدن مس پورفیری میدوک، استان کرمان. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۵(۴)، ۵۱-۸۴. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.540264.2218>

doi: 10.22071/gsj.2025.540264.2218

doi: 20.1001.1.10237429.1404.35.4.5.2

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



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

در معادن ایران به ثبت رسید. در معرض دید قرار گرفتن ۲ کیلومتر از بخش‌های ژرف پهنه درون‌زاد در مرکز کانسار مس پورفیری میدوک از طریق گمانه یاد شده فرصتی فراهم آورد تا با مغزه‌نگاری گمانه به کمک مطالعات جامع میکروسکوپی و تلفیق این اطلاعات با داده‌های حاصل از عیارسنجی مغزه‌ها در سراسر این گمانه بتوانیم ویژگی‌های زمین‌شناسی اقتصادی بخش‌های ژرف کانسار مس پورفیری میدوک مانند: ۱- حضور پالس‌های ماگمایی بارور و نابارور (توده‌های نفوذی)، رابطه زمانی بین آن‌ها، و نقش آن‌ها در کنترل عیار فلزات (مس و طلا)؛ ۲- رخدادهای گوناگون دگرسانی و کانی‌سازی و نقش آن‌ها در پُرعیارسازی یا رقیق‌سازی کانی‌سازی رخ داده؛ ۳- نسل‌های گوناگون از کانی‌سازی کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت، و چگونگی ساخت و بافت آن‌ها (رگچه‌ای، انشاری، جانیشینی...؛ ۴- تغییرات عیار فلزات با تغییر در نوع و شدت دگرسانی و کانی‌سازی (شدت استوک‌ورکینگ و شدت رخداد کالکوپیریت و بورنیت) و ۵- کاربرد موارد یاد شده در اکتشاف تکمیلی و تغییر الگوی استخراج و فرآوری کانسنگ‌های آینده معدن را آشکار نماییم.

مطالعه حاضر با دستاوردهای یاد شده، جایگاه فضایی این بازه ژرفی پدیدار شده از کانسار در مدل‌های جهانی پهنه درون‌زاد کانسارهای مس پورفیری را تعیین نموده و به سوالات اساسی زمین‌شناسی در مورد آینده معدن‌کاری در کانسار میدوک از جمله این که ۲۰۰۰ متر پایین‌تر از تراز ارتفاعی ۲۳۵۳ متر در چه بخش و ژرفایی از پهنه درون‌زاد کانسار قرار داریم، آیا این ژرفا پهنه ریشه کانسار است یا با پهنه ریشه کانسار هنوز فاصله داریم پاسخ داده است. با این تفاسیر، ضرورت دارد اطلاعات راهبردی به دست آمده با انجام پژوهش بر روی این گمانه در تصمیم‌گیری متولیان امر برای ادامه یا هدایت برنامه اکتشاف تکمیلی کانسار، تغییر الگوی استخراج از روباز به زیرزمینی، و همچنین یک پیش‌بینی از کانسنگ‌های آینده معدن از دیدگاه فرآوری مورد توجه قرار گیرد.

معدن مس پورفیری میدوک شهربابک همراه با حدود ۱۵ معدن و کانسار کوچک از مس پورفیری (مانند چاه فیروزه، ایجو، سارا، گودکلواری) در بخش شمالی کمر بند مس پورفیری کرمان واقع گردیده است (شکل‌های ۱ و ۲). به سبب این رخدادهای گوناگون از کانی‌سازی، این بخش از کشور به یک پهنه اکتشافی امیدبخش برای اکتشاف کانسارهای مس پورفیری تبدیل گردیده که کانسارهای جدید ممکن است در زیر نهشته‌های بادبزنی پای کوهی و یا زیر سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن پنهان باشند.

معدن مس پورفیری میدوک با ذخیره زمین‌شناسی حدود ۹۳۰ میلیون تن (براساس تخمین ذخیره در سال ۱۳۹۸) و عیار میانگین حدود ۰/۷ درصد وزنی مس، کمتر از ۰/۱ درصد وزنی مولیبدن و کمتر از ۰/۱ گرم در تن طلا، یکی از ۳ تولیدکننده اصلی مس در ایران به شمار می‌آید و با توجه به عیار میانگین بسیار پایین برای طلا و مولیبدن، در زمره کانسارهای «قط مس پورفیری» تقسیم‌بندی می‌شود (Shafiei and Shahabpour, 2008).

کانی‌سازی مس پورفیری در میدوک با یک استوک کوارتز دیوریت پورفیری استوانه‌ای شکل معروف به P2 یا میدوک پورفیری با سن $12/5 \pm 0/1$ میلیون سال (سن U/Pb زیرکن؛ McInnes et al., 2005) که در ژرفای نسبتاً کم (۲/۵۱ کیلومتر؛ McInnes et al., 2005) جای‌گیری کرده، مرتبط است. این توده نفوذی هم در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن-الیگوسن و هم در یک دیوریت پورفیری پیش از کانی‌سازی (معروف به توده P1) نفوذ کرده است (شکل ۳-۳a). کانی‌سازی مس در $12/23 \pm 0/07$ میلیون سال قبل با مدت زمان تقریبی ۲۷۰ هزار ساله (با روش Re-Os مولیبدنیت؛ Taghipour et al., 2008) نسبت به توده پورفیری مولد رخ داده است. استوک کوارتز دیوریت پورفیری P2، میزان حدود ۹۰ درصد از کانی‌سازی مس بوده و ابعاد توده معدنی و دگرسانی گرمایی در کانسار مس پورفیری میدوک، در نمای افقی حدود ۱ کیلومتر مربع برآورد می‌شود (شکل ۳-d).

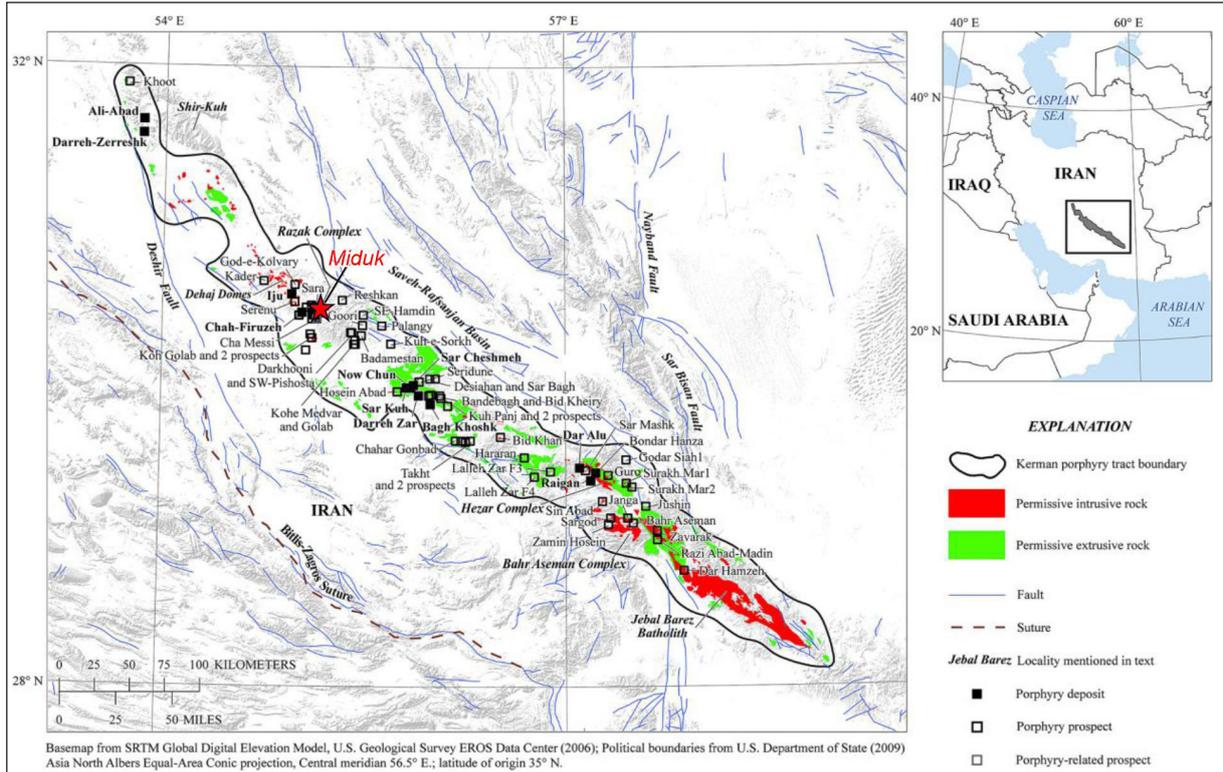
مسبب کانی‌سازی) و پهنه ریشه سامانه پورفیری به طور کلی در سطوحی به اندازه یک کیلومتر ژرف‌تر از قاعده شناخته شده قابل معدن‌کاری در کانسار پورفیری قرار دارند. پهنه ریشه کانسار پورفیری در واقع جایی است که توده‌های پورفیری طی صعود به سطوح کم‌ژرف‌تر، پوسته سخت بلورین کاپولا بر روی اتاقک ماگمایی زیرین را می‌شکنند (Seedorff et al., 2008). این پهنه با ویژگی‌هایی مانند گسترش چشمگیر استوک‌ورک (رگچه‌های متقاطع کوارتز)، حضور بافت‌های شاخص انجماد تک‌جهته (مانند USTs) و حفرات میارولیتی پرشده از کوارتز دارای میانبراه‌های سیال و مذاب هم‌زیست با یا بدون همراهی کانی‌های سولفیدی در سنگ‌های دگرسان شده، بافت آناستاموسینگ (مواج) از هم‌رشدی‌های گرافیکی کوارتز-فلدسپار پتاسیم و بیوتیت با سطح ناهموار (با مقدار کمتر آپاتیت و مگنتیت)، دگرسانی‌های شدید از نوع پتاسیک، سدیک-کلسیک، سدیک، کلسیک، مسکویت-کوارتز نسبتاً درشت دانه (گرازینی شدن) و ادغام شدن دایک‌های پورفیری به سوی پایین درون یک کاپولای گرانیتوئید با بافت پورفیری مشخص می‌شود (Seedorff et al., 2008). از دیدگاه سنگ‌شناسی، اندازه دانه‌ها در زمینه سنگ در نفوذی‌های پورفیری کانی‌سازی شده به سمت ژرفا درشت‌تر شده و از بافت دانه ریز به بافت پورفیری دانه درشت و در نهایت به سنگ با بافت هیپیدئومورفیک یا گرانیتی تبدیل می‌شود (Seedorff et al., 2008).

معدن مس پورفیری میدوک به‌عنوان سومین ذخیره معدنی مس کشور از جمله معادن زیرمجموعه مجتمع مس شهربابک با مالکیت شرکت ملی صنایع مس ایران می‌باشد. نخستین فعالیت‌های اکتشافی برای شناسایی و اکتشاف کانسار میدوک در فاصله سال‌های ۱۹۶۷ تا ۱۹۷۰ توسط شرکت‌های Metallgesellschaft و Parjam انجام گردید و در سال ۱۳۸۲ مورد استخراج و بهره‌برداری قرار گرفت. بعد از شناسایی اولیه، کانسار با حفر ۱۰ عدد گمانه اکتشافی با بیشینه ژرفای ۶۵۰ متر و با متراژ کلی ۴۶۱۳/۲۵ متر مورد مطالعات اکتشافی قرار گرفت. در سال ۱۳۹۴ به‌عنوان کانسار مس پورفیری میدوک با ذخیره ۱۷۰ میلیون تن با عیار میانگین ۰/۸۶ درصد وزنی مس معرفی گردید.

به منظور به‌روزرسانی و ارتقای میزان ذخیره و عیار میانگین کانسار، برنامه اکتشاف تکمیلی حین استخراج معدن هر ۵ سال یک‌بار انجام شده و تاکنون ۵ فاز اکتشاف تکمیلی با حفر ۳۲۰ گمانه با جمع متراژ ۱۷۸۰۲۹/۶۵ متر در معدن انجام شده است. حفر گمانه‌های اکتشافی با ژرفای ۱۰۰۰ متر در فاز چهارم اکتشاف تکمیلی و تخمین ذخیره صورت گرفته در سال ۱۳۹۸، به ارتقای میزان ذخیره کانسار به ۹۳۰ میلیون تن با عیار میانگین ۰/۷ درصد وزنی مس در عیار حد ۰/۲ درصد وزنی و تغییر جایگاه کانسار میدوک از یک کانسار مس پورفیری کوچک به کانسار مس پورفیری بزرگ (Large deposit) انجامید.

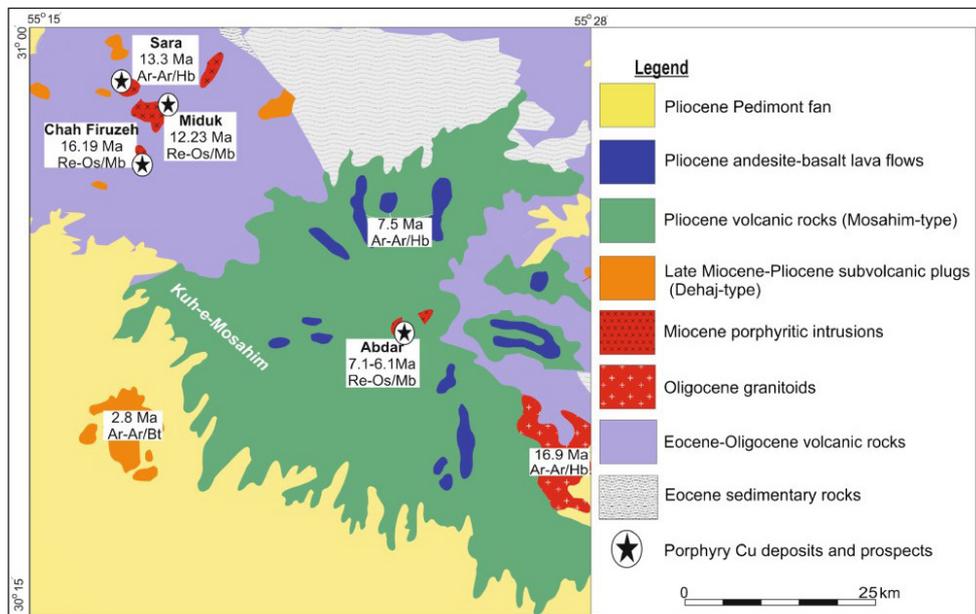
این کانسار که افزون بر پهنه کانی‌سازی اولیه (درون‌زاد) دارای پهنه کانی‌سازی ثانویه به نام پهنه غنی شده سولفیدی برون‌زاد (Supergene) نیز بود؛ طی بیش از ۲۰ سال معدن‌کاری، پهنه غنی شده برون‌زاد به اتمام رسیده و آنچه که باقی مانده و در حال استخراج است پهنه اولیه کانی‌سازی است. بر اساس مدل‌سازی‌های بلوکی صورت گرفته برپایه شبکه گمانه‌های اکتشافی ۱۰۰۰ متری در سال ۱۳۹۵، توده معدنی اصلی متعلق به پهنه اولیه کانی‌سازی به شکل استوانه‌ای پُرعیار (از ۰/۶۵ درصد وزنی تا ۱/۵ درصد وزنی Cu) با گسترش قائم حدود ۱۰۰۰ متر و توسعه افقی ۵۰۰ متر است که از ارتفاع ۲۵۴۰ متری تا تراز حدود ۱۵۰۰ متر از سطح دریا توسعه یافته و از نظر فضایی عمدتاً بر یک استوک پورفیری پُرشیب منطبق است.

در راستای فاز پنجم اکتشاف تکمیلی معدن و به منظور شناسایی بیشینه ژرفای کانی‌سازی و تعیین ژرفای پهنه ریشه کانسار در سال ۱۴۰۲، گمانه شماره MDK-276 با ژرفای ۲۰۳۶ متر در تراز ارتفاعی ۲۳۵۳ متری از سطح دریا در پایین‌ترین پله استخراجی در مرکز گودال معدن حفر گردید و به‌عنوان اولین گمانه ژرف اکتشافی



شکل ۱- کمر بند مس پورفیری کرمان و موقعیت کانسار میدوک و کانسارهای پورفیری دیگر در بخش شمال باختری کمر بند (Zurcher et al., 2019).

Figure 1. Kerman porphyry copper belt and the location of Miduk deposit and other porphyry deposits in the northwestern part of the belt (Zurcher et al., 2019).



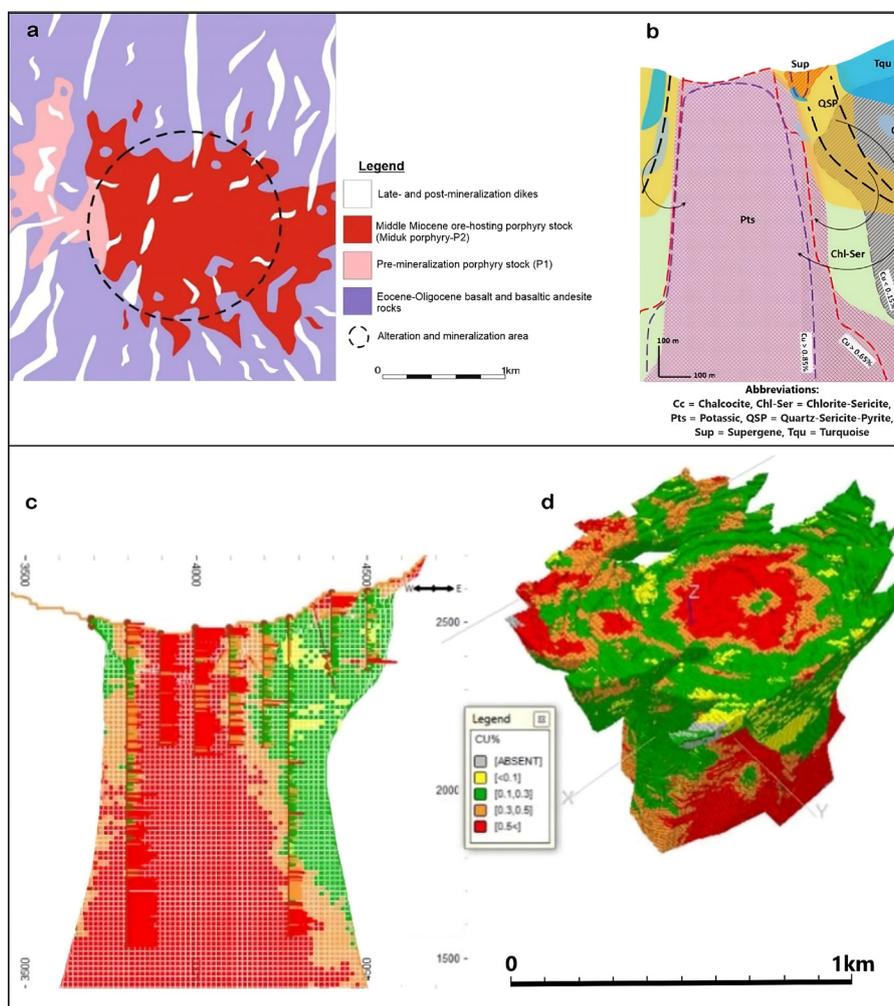
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی پهنه اکتشافی مس پورفیری شهر بابک و موقعیت معدن میدوک و دیگر کانسارهای پورفیری مس منطقه. سن‌های ارائه شده Ar-Ar و Re-Os به ترتیب نشان‌دهنده سن دگرسانی و کانی‌سازی در هر کانسار می‌باشند؛ علائم اختصاری: Bt=بیوتیت، Hb=هورنبلند، Mb=مولیبدنیت (Shafei Bafti et al., 2022).

Figure 2. Geological map of the Shahrebabak porphyry copper exploration zone, and the location of the Miduk mine and other porphyry copper deposits in the area. The presented Ar-Ar and Re-Os ages indicate the age of alteration and mineralization in each deposit, respectively. Abbreviations: Bt = Biotite, Hb = Hornblende, Mb = Molybdenite (Shafei Bafti et al., 2022).

تقی‌پور و همکاران (Taghipour et al., 2008) ۵ پهنه دگرسانی درون‌زاد شامل پتاسیک غنی از مگنتیت، پتاسیک، پتاسیک-فیلیک، فیلیک و پروپیلیتیک را در کانسار میدوک شناسایی نموده که در این میان دگرسانی همپوشان پتاسیک-فیلیک از بیشترین شدت و گسترش برخوردار است. بر پایه مطالعه یاد شده، شدت بالای کانی‌سازی مس به‌صورت انتشاری و استوک‌ورک در بخش‌های مرکزی و ژرف‌تر فاز نفوذی میدوک پورفیری گسترش یافته و تعداد ۹ نسل رگه و رگچه شامل رگچه‌های مگنتیت (M-type)، کوارتز-مگنتیت، کوارتز عقیم، کوارتز-مگنتیت-کالکوپیریت-انیدریت، کالکوپیریت-انیدریت، کالکوپیریت-انیدریت، کوارتز-کالکوپیریت-انیدریت-پیریت، کوارتز-مولیدنیت-انیدریت ± کالکوپیریت ± مگنتیت، کوارتز-پیریت-انیدریت ± سرسیسیت، و پیریتی شناسایی شده است. اخیراً یوسفی سورانی و همکاران (Yousefi Soorani et al., 2022) رخداد غنی‌شدگی درون‌زاد را در بخش ژرف کانسار با جانمایی ناقص تا کامل پیریت و کالکوپیریت توسط بورت مستند ساخته و افزایش عیار مس در پهنه دگرسانی پتاسیک - فیلیک را به این پدیده نسبت داده‌اند.

این معدن در ابتدا دارای دو پهنه کانی‌سازی برون‌زاد و درون‌زاد بوده که بر اساس این دو پهنه، متوسط عیار مس بین ۱ تا ۰/۷ درصد وزنی متغیر بوده است. پهنه برون‌زاد در این کانسار با میانگین ستبرای حدود ۵۰ متر، حاوی حدود ۹۰ میلیون تن ذخیره کانسنگ سولفیدی با میانگین عیار حدود ۰/۸ درصد وزنی مس (گزارش‌های منتشر نشده (Outomec Ltd, 1992; Taghipour et al., 2008) طی بیش از ۲۰ سال معدن‌کاری برداشت شده و آنچه اکنون در حال استخراج است پهنه درون‌زاد کانسار می‌باشد.

بر اساس داده‌های عیار-ذخیره و مدل‌سازی‌های زمین‌شناسی پیش از حفر گمانه ژرف MDK-276، توده معدنی اصلی متعلق به پهنه درون‌زاد معدن میدوک به شکل استوانه‌ای پُرعیار (از ۰/۶۵ درصد وزنی تا ۱/۵ درصد وزنی مس) با گسترش قائم کمینه حدود ۱۰۰۰ متر و توسعه افقی ۵۰۰ متر است که از ارتفاع ۲۵۴۰ متری تا تراز حدود ۱۵۰۰ متر از سطح دریا توسعه یافته و از نظر فضایی عمدتاً بر استوک کوارتزیدوریت پورفیری میدوک منطبق است (شکل ۳-ب-ج).



شکل ۳- (a) نقشه ساده شده زمین‌شناسی محدوده معدن‌کاری میدوک (با تغییرات از Outomec Ltd., 1992). (b) بُرش قائم از پهنه‌های کانی‌سازی و دگرسانی معدن میدوک (Yousefi Soorani et al., 2022). (c) پهنه‌بندی عیاری قائم ۱۰۰۰ متری معدن میدوک بر مبنای عیار مس (اطلاعات منتشر نشده امور معدن مس میدوک). (d) پهنه‌بندی عیار مس در نمای افقی معدن میدوک (اطلاعات منتشر نشده امور معدن مس میدوک).

Figure 3- a) Simplified geological map of the Miduk mining area (modified from Outomec, 1992). b) Vertical cross-section of the mineralization and alteration zones in the Miduk mine (from Yousefi Soorani et al., 2022). c) Vertical copper grade zoning over 1000 m at Miduk mine (unpublished data, Miduk Copper Mine Operations). d) Horizontal copper grade zoning at Miduk mine (unpublished data, Miduk Copper Mine Operations).

۲- روش پژوهش

مواد و روش به کار رفته در این پژوهش بر پایه مغزه‌نگاری گمانه ۲۰۳۶ متری MDK-276 معدن میدوک و داده‌های حاصل از آن استوار است. به این منظور، انجام ۴ مرحله پیاپی در دستور کار قرار گرفت تا در مدت ۹ ماه به سرانجام برسند و داده‌های مورد نیاز به منظور پردازش و تحلیل برای دست‌یابی و محقق نمودن اهداف پژوهش تولید شوند. مرحله نخست شامل مغزه‌نگاری مغزه‌های گمانه با شناسایی و مستندسازی بافت و ترکیب سنگ میزبان، نوع دگرسانی، نوع و شدت کانی‌سازی و نیز نوع رگچه‌ها به روش آناکوندا (روشی استاندارد که نخستین بار توسط شرکت معدنی Anaconda در پروژه‌های اکتشاف کانسارهای مس پورفیری به کار گرفته شد. این روش بر ثبت منظم مغزه‌های حفاری در فواصل ثابت تمرکز دارد و به طور ویژه برای مستندسازی ویژگی‌های کانی‌سازی و تغییرات سنگ‌شناسی-دگرسانی در طول گمانه به کار می‌رود) در فرم‌های ویژه مغزه‌نگاری گمانه‌های اکتشافی، طی مدت ۳ ماه انجام شد و در مجموع تعداد ۱۸۲۸ نمونه مغزه از سراسر گمانه برداشت گردید. پس از پایان هر نوبت بازدید، نمونه‌ها دوباره با استفاده از باینوکولار برای تعیین دقیق‌تر نوع دگرسانی، نوع رگچه‌ها، تقدم، تأخر و تنوع آن‌ها مورد مطالعه قرار گرفتند. نتایج حاصل از این مطالعات در یک پایگاه داده ایجاد شده در Excel ثبت می‌گردید که شامل کُد و ژرفای هر نمونه، دگرسانی فراگیر نمونه (Pervasive alteration)، کانی‌شناسی رگچه‌ها (Veinlets mineralogy)، غشای دگرسانی رگچه‌ها (Alteration selvage) و در نهایت تیپ‌بندی رگچه‌ها با بهره‌گیری از مستندات علمی معتبر بود. مرحله دوم پژوهش حاضر، آماده‌سازی نمونه‌ها را شامل گردید که پس از اتمام بازبینی نمونه‌ها با استفاده از باینوکولار و تکمیل پایگاه داده آن‌ها انجام پذیرفت. تمامی نمونه‌ها طی چند مرحله بر حسب کُد و ژرفا مرتب شدند تا بهترین نمونه‌ها از سراسر گمانه با رعایت تنوع در سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی، جهت تهیه مقاطع میکروسکوپی انتخاب شوند. در نهایت، از تعداد ۲۵۹ نمونه مغزه انتخاب شده، تعداد ۳۳۰ مقطع نازک صیقلی تهیه و سایر نمونه‌ها نیز مستندسازی و سپس بایگانی گردیدند. مرحله سوم در این پژوهش شامل مطالعات میکروسکوپی و مستندسازی مربوطه با هدف سنگ‌شناسی (تعداد ۲۸ مقطع) و دگرسانی - کانی‌سازی (تعداد ۳۰۲ مقطع) بود که در نتیجه این مطالعات پایگاه‌های داده مجزایی برای نتایج حاصل از مطالعات سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی نمونه‌ها ایجاد گردید. مرحله چهارم پژوهش حاضر، شامل ایجاد پایگاه داده یکپارچه و جامع از تلفیق اطلاعات سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی و همچنین اضافه نمودن داده‌های حاصل از عیارسنجی نمونه‌های ترکیبی دومتری مغزه‌ها در سراسر گمانه برای عناصر مس، مولیبدن و طلا بود. در پایان، این پایگاه داده با به کارگیری نرم‌افزارهای SPSS، JASP و Excel، مورد پردازش آماری و گرافیکی (در نرم‌افزار LogPlot) قرار گرفت.

۳- داده‌ها و اطلاعات

خلاصه مهم‌ترین نتایج حاصل از انجام پژوهش حاضر در ۴ بخش سنگ‌نگاری (پتروگرافی)، دگرسانی، کانی‌سازی و ژئوشیمی (به ویژه عناصر مس و طلا) در سراسر گمانه اکتشافی شماره MDK-276 به شرح زیر ارائه شده است:

۳-۱- سنگ‌نگاری و ارتباط فضایی واحدهای سنگی

مطالعات میکروسکوپی به منظور سنگ‌شناسی در سراسر گمانه حضور دست‌کم ۳ فاز نفوذی را بر اساس زمان نسبی جایگزینی و تبلور نسبت به زمان کانی‌سازی نشان داده که شامل نفوذی پیشین یا هم‌زمان با کانی‌سازی (Early Mineralization)، نفوذی تأخیری (Late Mineralization) و نفوذی‌های پس از کانی‌سازی (Post Mineralization) می‌باشند (جدول ۱).

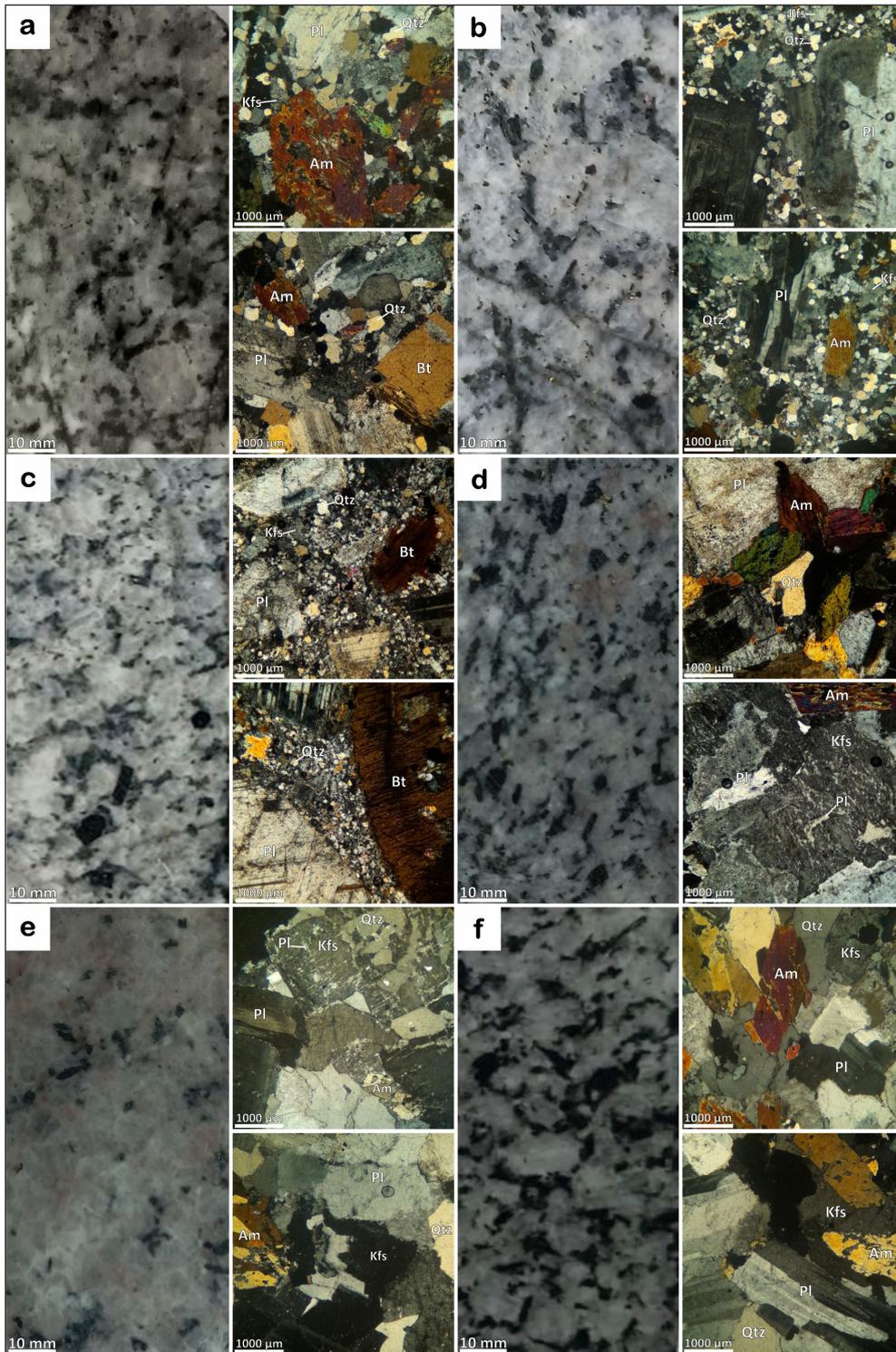
– نفوذی پیشین یا هم‌زمان با کانی‌سازی: می‌توان آن را به‌عنوان فاز نفوذی مسیبت

– **نفوذی تأخیری:** تیره رنگ و دارای بافت پورفیری دانه‌ریز عمدتاً در بازه ژرفایی ۵۰۰ تا ۱۳۰ متری گمانه و به‌صورت منقطع با سطح تماس آشکار (شکل‌های a-۵، b-۵ و c) تا نامنظم مواج در میان فاز نفوذی مسیبت کانی‌سازی مشاهده می‌شود؛ هرچند که عمیق‌ترین ژرفایی که این فاز به‌صورت ضعیف ظاهر شده است، ۱۵۲۷ متری بوده است. بر پایه مودال کانی‌های اصلی سنگ‌ساز و همچنین ترکیب آنورتیت پلاژیوکلازها، ترکیب نفوذی تأخیری گرانودیوریتی به‌دست آمده است. شدت دگرسانی و کانی‌سازی در این فاز بسیار ضعیف‌تر از فاز نفوذی مسیبت کانی‌سازی بوده و شواهد میکروسکوپی و داده‌های عیاری نشان می‌دهند این فاز در مراحل پایانی دگرسانی پتاسیک و مرحله اصلی کانی‌سازی رگچه‌ای به‌داخل فاز پورفیری کانه‌زا تزریق گردیده که سبب کاهش عیار مس (و طلا) در بازه ژرفی یاد شده در گمانه شده است.

– **نفوذی‌های پس از کانی‌سازی:** این نفوذی‌ها با نبود دگرسانی پتاسیک و رگچه‌های مربوطه، رخداد دگرسانی ژرف کلسیک به همراه عیارهای ضعیفی از مس و دیگر عناصر کانه‌ساز مشخص می‌شوند و تنها در ۱۰۰ متر پایانی گمانه (از ۲۰۳۶ تا حدود ۱۹۴۰ متر) قابل مشاهده هستند. بافت گرانولار همسان‌دانه تا ناهمسان‌دانه (شکل‌های f-۴، e-۴ و f) و فراوانی مودال قابل ملاحظه آمفیبول و بیوتیت از تفاوت‌های آشکار این فازها نسبت به فازهای پورفیری شناسایی شده در این گمانه می‌باشد. فراوانی مودال کانی‌های اصلی سنگ‌ساز و همچنین ترکیب آنورتیت پلاژیوکلازها ترکیب کوارتز موزودوریت تا مونزوگرنیت را برای این فازها به دست داده است. در بخش‌هایی از این ژرفا، تزریق زبانه‌هایی از یک فاز مافیک‌تر با ترکیب کوارتز دیوریتی و بافت گرانولار نسبتاً همسان‌دانه و ریزبلورتر، به درون این نفوذی‌های ژرف مربوط به مراحل پس از کانی‌سازی مشاهده می‌شود (شکل ۵-e).

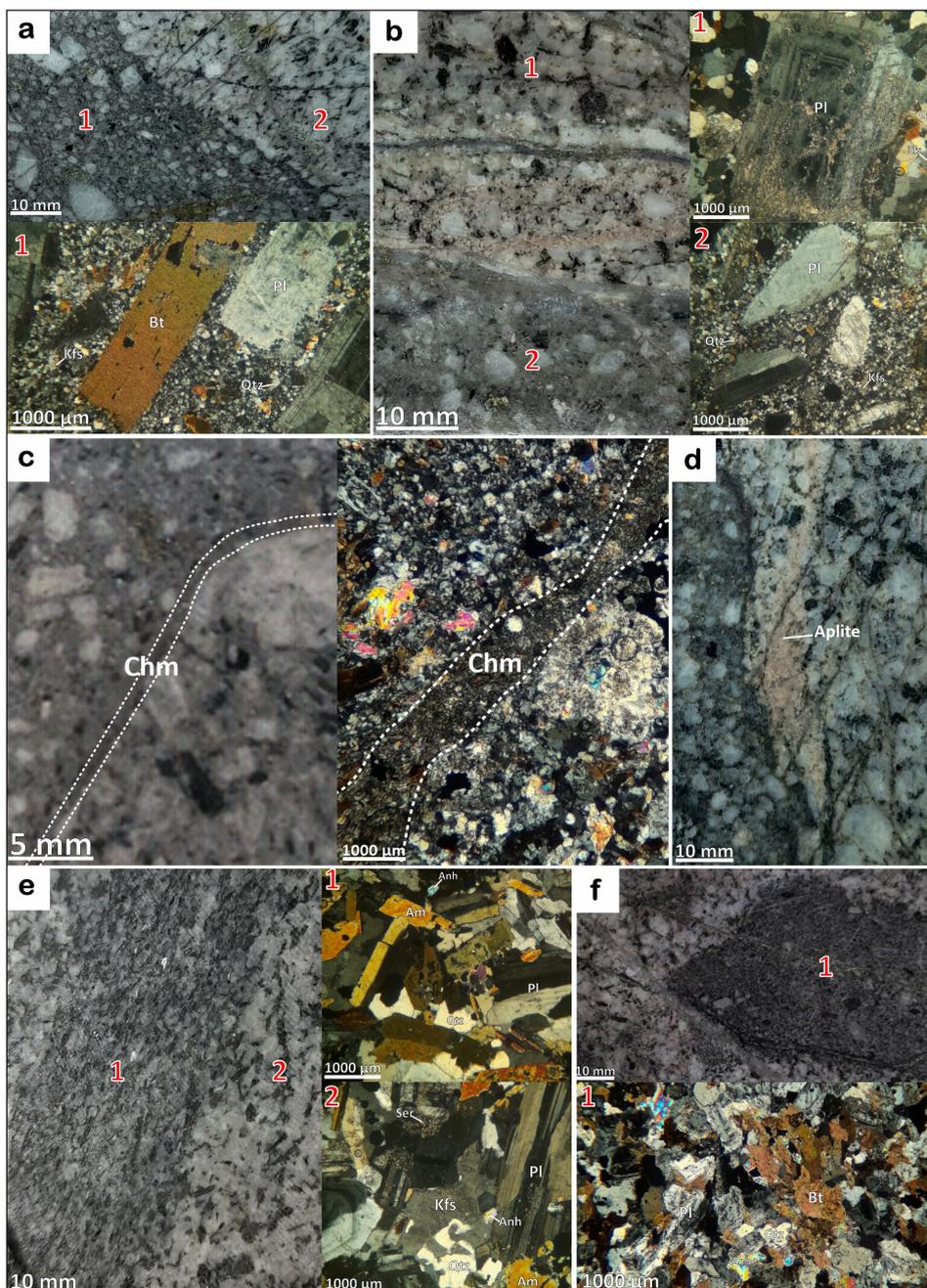
۳-۲- دگرسانی

بر پایه داده‌های حاصل از مغزه‌نگاری و مطالعات میکروسکوپی در پژوهش حاضر، در بخش ژرف کانسار میدوک ۵ نوع دگرسانی گرمابی ۱ تا ۳ مرحله‌ای شامل (۱) پتاسیک، (۲) پتاسیک - کلریت - سرسیست، (۳) پتاسیک - کلریت - سرسیست - سرسیستی، (۴) پتاسیک - سرسیستی، و (۵) کلسیک ± کلریت - سرسیست شناسایی شد.



شکل ۴- تصاویر نمونه‌های مغزه‌های حفاری معرف فازهای نفوذی شناسایی شده در گمانه مورد مطالعه از کانسار میدوک؛ دو تصویر میکروسکوپی از هر فاز نفوذی در کنار نمونه مغزه مربوطه ارائه شده است. (a) نفوذی همزمان با کانی‌سازی با ترکیب گرانودیوریت و بافت گرانوپورفیری (نمونه MP-62/1936.8m). (b) نفوذی همزمان با کانی‌سازی با ترکیب گرانودیوریت و بافت پورفیری نسبتاً دانه درشت (نمونه MP-92/1893.3m). (c) نفوذی همزمان با کانی‌سازی با ترکیب گرانودیوریت و بافت پورفیری دانه متوسط (نمونه MP-166/1785.5m). (d) نفوذی پس از کانی‌سازی با ترکیب کوارتز مونزودیوریت و بافت گرانولار ناهمسان‌دانه (نمونه MP-1/2035.5m). (e) نفوذی پس از کانی‌سازی با ترکیب مونزوگرنایت و بافت گرانولار ناهمسان‌دانه (نمونه MP-14/2021m). (f) نفوذی پس از کانی‌سازی با ترکیب کوارتز مونزودیوریت و بافت گرانولار نسبتاً همسان‌دانه (نمونه MP-55/1951.5m). علائم اختصاری: Am= آمفیبول، Bt= بیوتیت، Kfs= فلدسپار، Pl= پتاسیم، Qtz= کوارتز.

Figure 4. Images of drill core samples representing the intrusive phases identified in the studied borehole from the Miduk deposit; with two microphotographs presented for each phase alongside the corresponding core sample. a) Syn-mineralization intrusion with granodiorite composition and granophyritic texture (Sample MP-62/1936.8m). b) Syn-mineralization intrusion with granodiorite composition and relatively coarse-grained porphyritic texture (Sample MP-92/1893.3m). c) Syn-mineralization intrusion with granodiorite composition and medium-grained porphyritic texture (Sample MP-166/1785.5m). d) Post-mineralization intrusion with quartz monzodiorite composition and inequigranular texture (Sample MP-1/2035.5m). e) Post-mineralization intrusion with monzogranite composition and inequigranular texture (Sample MP-14/2021m). f) Post-mineralization intrusion with quartz monzodiorite composition and relatively equigranular texture (Sample MP-55/1951.5m). Abbreviations: Am = Amphibole, Bt = Biotite, Kfs = K-feldspar, Pl = Plagioclase, Qtz = Quartz.



شکل ۵- تصاویر نمونه‌های مغزه‌های حفاری همراه با تصاویر میکروسکوپی متناظر از فازهای نفوذی در گمانه مورد مطالعه از کانسار میدوک. (a) نفوذی تاخیری با ترکیب گرانودیوریت و بافت پورفیری دانه‌ریز (۱) در تماس آشکار با نفوذی همزمان با کانی‌سازی (۲) (نمونه MP-581/1288m). (b) سطح تماس آشکار میان نفوذی همزمان با کانی‌سازی (۱) و نفوذی تاخیری (۲) (نمونه MP-646/1245.5m). (c) سطح تماس آشکار میان نفوذی همزمان با کانی‌سازی و نفوذی تاخیری و تشکیل حاشیه سرد شده (Chm) در محل این تماس (نمونه MP-1742/208.5m). (d) عدم توسعه رگچه آپلیتی به‌داخل فاز نفوذی تاخیری (نمونه MP-590/1280m). (e) تزریق یک زیانه مافییک کوارتزیدیوریتی با بافت گرانولار (۱) به داخل نفوذی پس از کانی‌سازی (۲) (نمونه MP-46/1969.8m). (f) حضور یک قطعه بیگانه‌سنگ کوارتزیدیوریتی با بافت گرانولار همسان‌دانه در داخل نفوذی مسبب یا همزمان با کانی‌سازی (نمونه MP-1728/235.5m). علائم اختصاری: Am = آمفیبول، Anh = آنیدریت، Bt = بیوتیت، Kfs = فلدسپار پتاسیم، Pl = پلاژیو کلاز، Qtz = کوارتز، Ser = سرسیت.

Figure 5. Images of drill core samples along with corresponding microphotographs of intrusive phases in the studied borehole from the Miduk deposit. a) Late-stage intrusion with granodiorite composition and fine-grained porphyritic texture (1), in sharp contact with syn-mineralization intrusion (2) (Sample MP-581/1288m). b) Sharp contact between the syn-mineralization intrusion (1) and the late-stage intrusion (2) (Sample MP-646/1245.5m). c) Sharp contact between the syn-mineralization and late-stage intrusions, forming a chilled margin (Chm) at the contact (Sample MP-1742/208.5m). d) Lack of development of aplite veinlet into the late-stage intrusion phase (Sample MP-590/1280m). e) Injection of a quartz dioritic mafic tongue (1) with granular texture into the post-mineralization intrusion (2) (Sample MP-46/1969.8m). f) Presence of a quartz diorite xenolith with equigranular texture within the causative (or syn-mineralization) intrusion (Sample MP-1728/235.5m). Abbreviations: Am = Amphibole, Anh = Anhydrite, Bt = Biotite, Kfs = K-feldspar, Pl = Plagioclase, Qtz = Quartz, Ser = Sericite.

جدول ۱- خلاصه ویژگی‌های سنگ‌شناسی فازهای نفوذی شناسایی شده در گمانه MDK-276 معدن مس پورفیری میدوک.

Table 1. Summary of petrographic characteristics of the intrusive phases identified in borehole MDK-276, Miduk porphyry copper mine.

Abbreviations: Am = Amphibole, Bt = Biotite, Kfs = K-feldspar, Pl = Plagioclase, Qtz = Quartz.

Intrusive phase type	Temporal relationship with mineralization	Depth interval in the borehole (m)	Role in mineralization intensity	Texture	Modal mineral composition and abundance (vol%)				Petrographic composition	Associated alteration	Associated veinlet types
					Qtz	Pl	Kfs	Mafic minerals (Am-Bt)			
Early	Ore-related mineralization	1940-0	Ore-hosting	Granoporphyratic to classic porphyritic	37%	37% (An<20)	13%	13%	Granodiorite	All alteration types except calcic	All veinlet types
Late	Inter-mineralization	500-130	Ore-grade diluent	Fine-grained porphyritic	44%	36% (An<20)	6%	14%	Granodiorite	Potassic, Potassic - Chlorite-sericite	A3-, A4-, A5-, C1- and C2-type veinlets
	Post-mineralization	2015.4-1940 & 2021-2036	Barren - Ore-grade diluent at depth	Equi - to inequigranular	14%	56% (An<20)	15%	15%	Quartz monzodiorite	Calcic ± Chlorite-sericite	EB (mainly hairy), aplitic, and C-type veinlets
		2021-2015.4			32%	36% (An<20)	26%	6%	Monzogranite	Calcic	Hairline EB veinlets

که آثار هر سه مجموعه کانیایی تشکیل دهنده دگرسانی پتاسیک (بیوتیت ثانوی-فلدسپار پتاسیم ثانویه-انیدریت ± مگنتیت)، کلریت - سرسیت، و سرسیتی (سرسیت ± کوارتز ثانویه-پیریت) در مغزه‌ها قابل مشاهده است (شکل‌های ۶-۵ و ۶-۵). دگرسانی سرسیتی که با حضور فراوان تر سرسیت سفید رنگ در زمینه سنگ با سرسیتی شدن ناقص پلاژیو کلازها، پرکننده فضاهای خالی، و گاه به صورت غشای پهن داخل یا بیرون رگچه‌های کلریتی - سرسیتی مشخص می‌شوند؛ سبب رنگ روشن تر سنگ‌هایی که متحمل این دگرسانی شده‌اند گردیده است (شکل‌های ۶-۵ و ۶-۵). دگرسانی سه مرحله‌ای از ژرفای ۱۸۵۰ متر تا ژرفای حدود ۱۳۵ متری گمانه قابل مشاهده است که نشان می‌دهد ژرفای اثرگذاری آن بر بخش ژرف کانسار میدوک اندکی کمتر از دگرسانی کلریت - سرسیت است، با این حال دگرسانی سه مرحله‌ای بخش عمده مناطق ژرف کانسار میدوک را تحت تاثیر قرار داده است.

در دگرسانی دو مرحله‌ای پتاسیک - سرسیتی، آثار دگرسانی‌های پیشین به ویژه دگرسانی پتاسیک با سرسیتی شدن شدید درشت بلورهای پلاژیو کلاز، بیوتیت‌های ثانویه، کلریت‌ها، فلدسپارهای زمینه، و همچنین پرشدن فضاهای خالی سنگ با سرسیت و کوارتز ثانویه تا حدود زیادی محو گردیده است (شکل‌های ۶-۵ و ۶-۵). بر اساس داده‌های حاصل از مغزه‌نگاری و مطالعات میکروسکوپی، دگرسانی سرسیتی از سطح تا ژرفای گمانه (ژرفای حدود ۱۹۱۰ متری) به رنگ خاکستری روشن تا سفید و گاهی سبز کم‌رنگ در مغزه‌ها (شکل‌های ۶-۵ و ۶-۵) قابل مشاهده است و هر جا که شدت این دگرسانی بسیار بالا بوده (برای مثال در ژرفای ۱۶۱۰ تا ۱۶۲۵ متری یا ۱۳۲۴ تا ۱۳۳۰ متری گمانه) دگرسانی اولیه پتاسیک تقریباً به‌طور کامل محو گردیده است (شکل‌های ۶-۵ و ۶-۵).

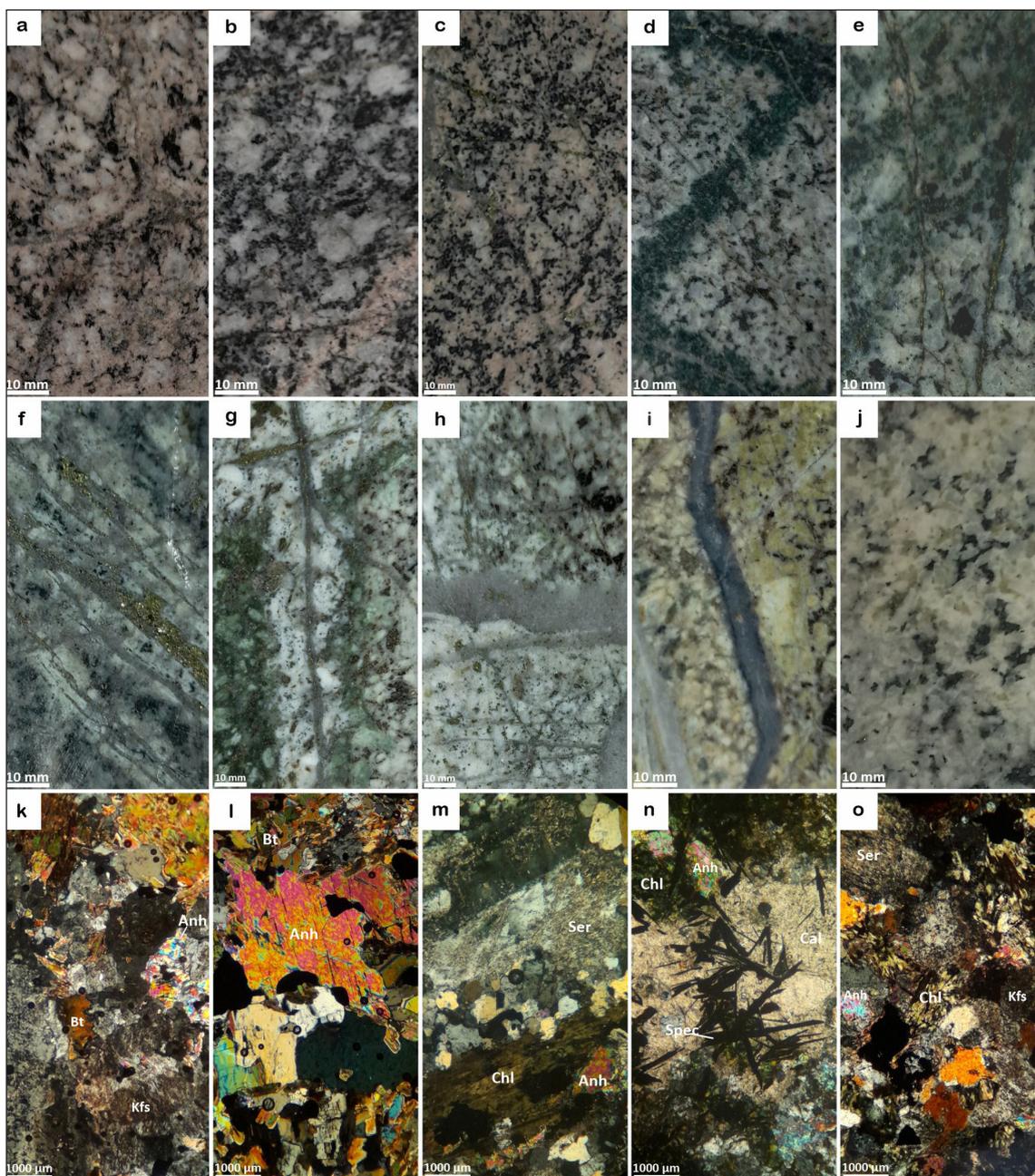
۳-۳- کانی‌سازی

داده‌های حاصل از مغزه‌نگاری و مطالعات میکروسکوپی در پژوهش حاضر نشان داد که کانی‌سازی در بخش ژرف کانسار میدوک به هر دو شکل افشان (Disseminated) و نسل‌های متعدد از رگچه‌های شاخص کانسارهای پورفیری رخ داده است. فارغ از نوع رگچه، بیشترین شدت و فراوانی رگچه‌ها بر فاز نفوذی با بافت گرانوپورفیری تا پورفیری متداول مشاهده می‌شود که مسبب کانه‌زایی است. در مقابل، تراکم رگچه‌ها در فاز پورفیری تاخیری و نیز در توده‌های نفوذی گرانولار در ۱۰۰ متر پایینی گمانه به شدت کاسته می‌شود. رگچه‌ها بر اساس کانی‌شناسی، روابط قطع‌شدگی (Cross-cutting relationship)، و بازشدگی (Re-opening) به دو گروه اصلی (۱) رگچه‌های مرحله پیش از کانی‌سازی و (۲) رگچه‌های مرحله کانی‌سازی تقسیم‌بندی می‌شوند (جدول ۲).

اثرات دگرسانی پتاسیک به عنوان دگرسانی اولیه، به استثنای ۱۰۰ متر پایینی گمانه، در سراسر گمانه و بر فازهای نفوذی پورفیری پیشین و تاخیری قابل مشاهده است و در بخش‌هایی که این دگرسانی از دگرسانی‌های بعدی مصون مانده است، با حضور فلدسپار پتاسیم ثانویه، بیوتیت ثانویه، انیدریت و مگنتیت مشخص می‌شود. فراوانی فلدسپار پتاسیم ثانویه نسبت به بیوتیت ثانویه در این دگرسانی به نظر می‌رسد تابع فراوانی مودال کانی‌های روشن (مانند پلاژیو کلاز و فلدسپار پتاسیم اولیه) و تیره (مانند بیوتیت و آمفیبول) سنگ باشد. جایی که فلدسپات پتاسیم ثانویه چیره است، دگرسانی پتاسیک رنگ سنگ را به صورتی (شکل‌های ۶-۵ و ۶-۵) و جایی که بیوتیت ثانویه برتری دارد دگرسانی پتاسیک رنگ سنگ را به سیاه تا قهوه‌ای متمایل به سیاه (شکل‌های ۶-۵ و ۶-۵) تبدیل کرده است. انیدریت کانی همیشگی همراه با دگرسانی پتاسیک است که با بی‌رفرنزانس بالا و برجستگی پایین به صورت پراکنده، پرکننده فضاهای خالی و به صورت رگچه‌ای این دگرسانی را همراهی می‌کند. مگنتیت نیز به عنوان یکی از کانی‌های شاخص دگرسانی پتاسیک عمدتاً به صورت دانه پراکنده در زمینه و پرکننده فضاهای خالی رخ داده است (شکل ۶-۵).

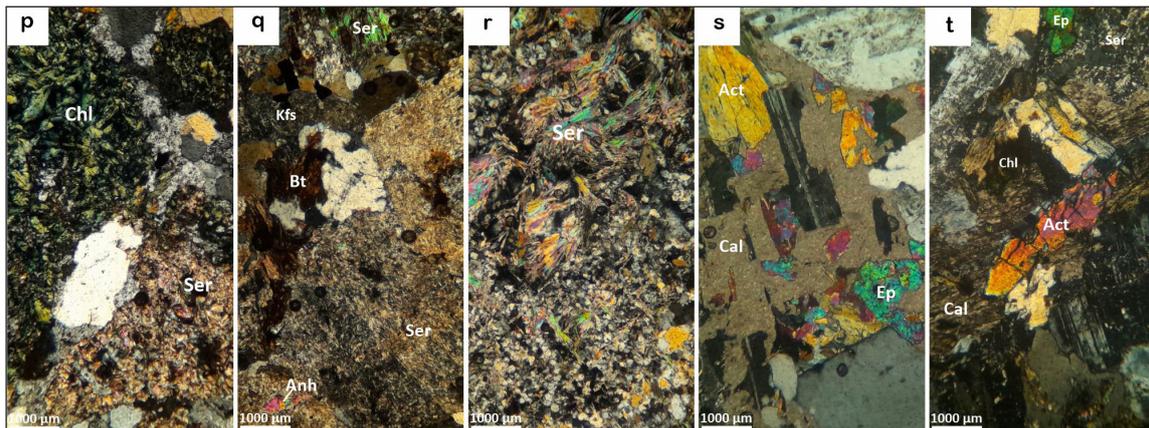
دگرسانی کلریت - سرسیت با کلریتی شدن بیوتیت و سرسیتی شدن ناقص پلاژیو کلازها بیشتر به شکل رگچه‌ای (شکل‌های ۶-۵ و ۶-۵) و تا حدودی پرکننده فضاهای خالی، دگرسانی اولیه پتاسیک را تا حدودی متأثر ساخته (شکل‌های ۶-۵ و ۶-۵) و دگرسانی دو مرحله‌ای پتاسیک - کلریت - سرسیت را در ژرفای کانسار ایجاد نموده که از ژرفای ۲۰۰۰ متری تا ژرفای ۷۹۰ متری گمانه با شدت و ضعف قابل مشاهده است. سرسیت در این نوع دگرسانی با دو رنگ سبز کم رنگ و سفید، کلریت‌های سبز تیره را همراهی می‌کنند. دگرسانی کلریت - سرسیت در ۱۰۰ متر پایینی گمانه، جایی که دگرسانی پتاسیک بر توده‌های نفوذی گرانولار تاخیری حضور ندارد دگرسانی کلسیک را به‌طور ضعیفی همراهی می‌کند.

دگرسانی کلسیک که با حضور کلسیت، اپیدوت و اکتینولیت (شکل‌های ۶-۵ و ۶-۵) و به شکل پرکننده فضاهای خالی در فازهای نفوذی پس از کانی‌سازی در ۱۰۰ متر پایینی گمانه رخ داده است به دلیل همراهی با آثاری از دگرسانی کلریت - سرسیت (شکل ۶-۵) به نظر می‌رسد پس از این دگرسانی و دگرسانی پتاسیک در سامانه پورفیری شکل گرفته باشد. این دگرسانی در ژرفای کانسار هم فراگیر نیست و از شدت بسیار پایینی برخوردار است که با عبارهای ضعیف مس و طلا همراه گردیده است. بر این اساس به نظر می‌رسد این دگرسانی نشان‌دهنده پهنه ریشه کانسار باشد؛ در نتیجه می‌توان پیشینه ژرفا و گسترش قائم کانی‌سازی در کانسار میدوک را حدود ۲/۵ کیلومتر و در تراز ارتفاعی ۳۰۰ متری از سطح آب‌های آزاد در نظر گرفت. دگرسانی پتاسیک - کلریت - سرسیت - سرسیتی دگرسانی سه مرحله‌ای است



شکل ۶- تصاویر نمونه‌های مغزه‌های حفاری (a-j) و تصاویر میکروسکوپی (k-t) از انواع دگرسانی شناسایی شده در گمانه مورد مطالعه از کنسار میدوک. a) دگرسانی پتاسیک با چیرگی فلدسپار پتاسیم ثانویه (نمونه (MP-906/1031m). b) دگرسانی پتاسیک با چیرگی بیوتیت ثانویه (نمونه (MP-909/1029.4m). c) دگرسانی پتاسیک با چیرگی مگنتیت (نمونه (MP-1478/524.7m). d-e) دگرسانی پتاسیک - کلریت-سرسیت (به ترتیب، نمونه MP-356/1561.3m و نمونه (MP-157/1795.2m). f-g) دگرسانی سه مرحله‌ای پتاسیک - کلریت-سرسیت - سریسیتی (به ترتیب، نمونه MP-117/1848.6m و نمونه (MP-1686/280.1m). h) دگرسانی پتاسیک - سریسیتی (نمونه (MP-1257/721.4m). i) دگرسانی پتاسیک - سریسیتی شدید با حضور دو نوع سریسیت (نمونه (MP-341/1573.6m). j) دگرسانی کلسیک (نمونه (MP-16/2015.4m). k) دگرسانی پتاسیک با چیرگی فلدسپار پتاسیم ثانویه (نمونه (MP-1489/514.4m). l) دگرسانی پتاسیک با چیرگی بیوتیت ثانویه (نمونه (MP-1312/671m). m) دگرسانی پتاسیک - کلریت-سرسیت (نمونه (MP-120/1846.5m). n) دگرسانی پتاسیک - کلریت-سرسیت همراه با شکل‌گیری اسپیکولاریت (نمونه (MP-82/1912.6m). o) دگرسانی سه مرحله‌ای پتاسیک - کلریت-سرسیت-سرسیتی (به ترتیب، نمونه (MP-728/1171.1m و نمونه (MP-585/1285.6m).

Figure 6. Images of drill core samples (a-j) and microphotographs (k-t) of the alteration types identified in the studied borehole from the Miduk deposit. a) Potassic alteration dominated by secondary K-feldspar (Sample MP-906/1031m). b) Potassic alteration dominated by secondary biotite (Sample MP-909/1029.4m). c) Potassic alteration dominated by magnetite (Sample MP-1478/524.7m). d-e) Potassic - chlorite-sericite alteration (Samples MP-356/1561.3m and MP-157/1795.2m, respectively). f-g) Three-stage potassic - chlorite-sericite - sericitic alteration (Samples MP-117/1848.6m and MP-1686/280.1m, respectively). h) Potassic - sericitic alteration (Sample MP-1257/721.4m). i) Intense potassic - sericitic alteration with two types of sericites (Sample MP-341/1573.6m). j) Calcic alteration (Sample MP-16/2015.4m). k) Potassic alteration dominated by secondary K-feldspar (Sample MP-1489/514.4m). l) potassic alteration dominated by secondary biotite (Sample MP-1312/671m). m) Potassic - chlorite-sericite alteration (Sample MP-120/1846.5m). n) Potassic - chlorite-sericite alteration with specularite formation (Sample MP-82/1912.6m). o) Three-stage potassic - chlorite-sericite - sericitic alteration (Samples MP-728/1171.1m and MP-585/1285.6m, respectively).



شکل ۶-پ) سه‌مرحله‌ای پتاسیک-کلریت-سرسیک-سرسیک-سرسیک (به ترتیب، نمونه MP-728/1171.1m و نمونه MP-585/1285.6m). q) دگرسانی پتاسیک-کلریت (نمونه MP-16/2015.4m). r) دگرسانی پتاسیک-سرسیک شدید (نمونه MP-707/1187.2m). s) دگرسانی کلسیک (نمونه MP-45/1970.3m). علائم اختصاری: Act=اکتینولیت، Anh=انیدریت، Bt=بیوتیت، Cal=کلسیت، Chl=کلریت، Ep=پیدوت، Kfs=فلدسپار پتاسیم، Ser=سرسیک، Spec=اسپیکولاریت.

Figure 6-p) Three-stage potassic – chlorite–sericite – sericitic alteration (Samples MP-728/1171.1m and MP-585/1285.6m, respectively). q) Potassic–sericitic alteration (Sample MP-707/1187.2m). r) Intense potassic–sericitic alteration (Sample MP-1242/736.6m). s) Calcic alteration (Sample MP-16/2015.4m). t) Calcic ± chlorite–sericite alteration (Sample MP-45/1970.3m). Abbreviations: Act = Actinolite, Anh = Anhydrite, Bt = Biotite, Cal = Calcite, Chl = Chlorite, Ep = Epidote, Kfs = K-feldspar, Ser = Sericite, Spec = Specularite.

جدول ۲- خلاصه‌ای از انواع رگچه‌های شناسایی شده در گمانه MDK-276 معدن مس پورفیری میدوک.

Table 2. Summary of veinlet types identified in borehole MDK-276, Miduk porphyry copper mine.

Abbreviations: Anh = Anhydrite, Bn = Bornite, Bt = Biotite, Ccp = Chalcopyrite, Chl = Chlorite, Kfs = K-feldspar, Mag = Magnetite, Mo = Molybdenite, Py = Pyrite, Qtz = Quartz.

Veinlet group	Veinlet type	Mineralogy of veinlet filling	Mineralogy of veinlet alteration selvage	Associated pervasive alteration	
Pre-mineralization stage	Magnetite (M-type)	Mag ± Bt	None	Potassic	
	Early biotite (EB-type)	Bt	None	Potassic	
	Aplitic	Kfs - Qtz	None	Potassic	
Mineralization stage	A-type family	A1	Qtz – Anh – Bt – Mag – Ccp (± Chl – Bn)	Biotite, or None	Potassic
		A2	Qtz – Anh – Ccp (± Bt – Kfs – Bn – Mo)	Biotite	Potassic
		A3	Qtz – Anh – Kfs – Ccp (± Bt – Mo – Mag)	K-feldspar, or None	Potassic
		A4	Qtz – Ccp ± Anh	None	Potassic
		A5 (barren)	Qtz (± Anh – Kfs – Bt)	None	Potassic
	C-type family	C1	Ccp (± Py – Bn – Qtz)	Chlorite-sericite / sometimes just Sericite	Potassic - Chlorite–sericite
		C2	Py (± Ccp – Qtz)	Sericite / sometimes Chlorite-sericite	Potassic - Sericitic

– **رگچه‌های مگنتیتی:** رگچه‌های غنی از مگنتیت ± بیوتیت که به اختصار رگچه‌های نوع M نامیده می‌شوند از دیگر رگچه‌های پیشین مشاهده شده در گمانه مورد مطالعه به شمار می‌روند. این رگچه‌ها در حالت پیشین فاقد کوارتز، سولفید و غشای دگرسانی می‌باشند و معمولاً نازک و پهنای کمتر از ۵ میلی‌متر دارند (شکل‌های ۷-ا و ۹-ا). فراوانی این رگچه‌ها در جایی که سنگ میزبان به شدت بیوتیتی و مگنتیتی شده بیشتر از دگرسانی فلدسپار پتاسیم می‌باشد. شواهد قطع‌شدگی و یا بازشدگی رگچه‌های مگنتیتی توسط رگچه‌های مرحله کانی‌سازی سبب حضور سولفیدهایی

رگچه‌های مرحله پیش از کانی‌سازی که به دلیل عدم همراهی کانی‌های سولفیدی (مانند کالکوپیریت، بورنیت و مولیبدنیت) با آن‌ها و فقدان کوارتز به شکل نوار پیوسته (به‌صورتی که در رگچه‌های استوک‌ورک شاخص کانسارهای مس پورفیری است)، چنین نامیده شده‌اند، شامل رگچه مگنتیتی (M-type)، رگچه بیوتیتی پیشین (EB-type) و رگچه آپلیتی هستند. بر اساس روابط قطع‌شدگی و بازشدگی، این رگچه‌ها از نظر زمان تشکیل بسیار نزدیک به هم هستند و گاهی هم‌زمان تشکیل شده‌اند.

داخل رگچه نیز وجود دارد (شکل‌های f-7 و d-9). با این حال در موارد محدودی، بیوتیت به‌عنوان غشای دگرسانی این رگچه‌ها را همراهی نمی‌کند و فقط به مقدار ناچیز در داخل این رگچه‌ها مشاهده می‌شود. حضور مگنتیت در این رگچه‌ها کمتر معمول، آن‌ها را در زمره رگچه‌های A1 قرار می‌دهد (شکل‌های g-7، شکل‌های e-9 و f). رگچه‌های نوع A1 توسط نسل‌های بعدی از رگچه‌های نوع A قطع و یا مجدداً باز شده‌اند که این ویژگی در کنار حضور بیوتیت و مگنتیت در این رگچه‌ها تاییدی بر معرفی این نوع رگچه‌ها به‌عنوان رگچه‌های نوع A1 شده است (شکل h-7).

رگچه‌های نوع A2: دومین نسل از رگچه‌های خانواده نوع A با پهنای متغیر از ۲ تا ۵ میلی‌متر و پاراژنز کانایی کوارتز - انیدریت - کالکوپیریت ± بیوتیت ± فلدسپار پتاسیم ± بورنیت ± مولیبدنیت به همراه یک غشای بیوتیتی نازک (شکل i-7 و شکل g-9)، آشکارا رگچه‌های نوع A1 را قطع یا دوباره باز کرده‌اند و خود نیز توسط رگچه‌های نوع A3 (شکل j-7) و نوع A4 (شکل k-7) قطع یا دوباره باز شده‌اند. تفاوت کانایی آشکار رگچه‌های نوع A2 با نوع A1 عدم حضور مگنتیت در رگچه‌های نوع A2 است که دمای پایین‌تر آن‌ها را نسبت به رگچه‌های نوع A1 انعکاس می‌دهد.

رگچه‌های نوع A3: سومین نسل از رگچه‌های خانواده نوع A با پهنای متغیر از ۲ تا ۸ میلی‌متر و پاراژنز کانایی کوارتز - انیدریت - فلدسپار پتاسیم - کالکوپیریت ± بیوتیت ± مولیبدنیت ± مگنتیت (شکل h-9) که اغلب با غشایی از فلدسپار پتاسیم در اطراف خود همراه هستند (شکل l-7)، آشکارا رگچه‌های A1 و A2 را قطع یا دوباره باز کرده‌اند و خود نیز توسط رگچه‌های نوع A4 (شکل a-8) قطع یا دوباره باز شده‌اند. رگچه‌های نوع A3 از نظر کانایی شناسی و ظاهری مشابه رگچه‌های نوع A متداول در کانسارهای مس پورفیری سراسر جهان هستند و در کانسار مورد مطالعه، نسبت به سایر رگچه‌های نوع A، فراوانی بالاتری دارند. فلدسپار پتاسیم به‌عنوان شاخص اصلی در این رگچه‌ها به دو صورت رخ می‌دهد: ۱- به شکل دانه‌های پراکنده در داخل رگچه؛ ۲- به صورت تمرکز یافته و خطی شکل در امتداد مرکز و به موازات دیواره‌های رگچه که به آن ظاهری نواری می‌بخشد (شکل h-8).

رگچه‌های نوع A4: این نسل از رگچه‌های خانواده نوع A با پهنای بیشینه ۵ میلی‌متر و پاراژنز کانایی کوارتز - کالکوپیریت ± انیدریت، معمولاً بدون غشای دگرسانی مشاهده می‌شوند. رگچه‌های نوع A4 که در کانسار مورد مطالعه از فراوانی بسیار کمتری نسبت به سایر رگچه‌های نوع A برخوردارند، آشکارا نسل‌های پیش از خود را قطع یا دوباره باز کرده‌اند. در برخی از این رگچه‌ها، کالکوپیریت به‌عنوان کانایی چیره حضور دارد یا مقدار آن با کوارتز تقریباً برابر است؛ اما در رگچه‌های نسبتاً سبترتر از این نوع که حاوی مقادیر بیشتری از کوارتز و انیدریت هستند، میزان کالکوپیریت کاهش یافته است (شکل i-9).

رگچه‌های نوع A5: آخرین نسل از رگچه‌های خانواده نوع A که از نوع رگچه‌های کوارتزی بی‌ر هستند و فاقد کانزایی یا حاوی مقادیر بسیار ناچیز از آن می‌باشند، عمدتاً از کوارتز تشکیل شده‌اند و گاهی شامل انیدریت، فلدسپار پتاسیم یا بیوتیت نیز هستند. پهنای آن‌ها در حدود ۳ تا ۲۰ میلی‌متر متغیر است و اغلب فاقد غشای دگرسانی می‌باشند. این رگچه‌ها در انتهای مرحله دگرسانی پتاسیک و در پایان مرحله کانایی سازی توسط سیال گرمایی-ماگمایی و پیش از پیدایش رگچه‌های نوع C و تاثیر فراگیر آن‌ها بر سامانه تشکیل شده‌اند (شکل‌های k-8، l، شکل p-9).

رگچه‌های خانواده نوع C: این رگچه‌ها غالباً سولفیدی که فاقد کوارتز یا دارای مقدار اندکی از آن هستند، بر اساس نسبت کالکوپیریت به پیریت، کانایی شناسی غشای

مانند کالکوپیریت و همچنین کوارتز در رگچه‌های نوع M گردیده که حضور این مجموعه کانایی داخلی رگچه‌های نوع M ممکن است آن‌ها را در زمره رگچه‌های کانه‌دار قرار دهد؛ با این حال، باید در نظر داشت که سولفیدها می‌توانند تاخیری و حاصل نهشت جدید مس از سیال گرمایی مسئول تشکیل رگچه‌های جوان‌تر باشند که به‌داخل رگچه‌های مگنتیتی ذاتا بی‌ر وارد شده‌اند.

رگچه‌های بیوتیتی پیشین: این رگچه‌ها که به اختصار به‌نام رگچه‌های EB نامیده می‌شوند از فراوان‌ترین رگچه‌ها در فاز گرانوپورفیری و پورفیری مسبب کانایی سازی هستند که با پهنای میکرونی تا بیشینه ۴ میلی‌متر شامل بیوتیت ثانویه و معمولاً بدون کوارتز و کانایی‌های سولفیدی (کالکوپیریت - بورنیت - پیریت) می‌باشند (شکل b-9). این رگچه‌ها با رگچه‌های آپلیتی معمولاً روابط مقطعی دارند و یا گاهی رگچه‌های بیوتیتی به موازات و در حاشیه بیرونی رگچه آپلیتی گسترش یافته‌اند که هر دو حالت رخداد، نشان‌دهنده نزدیک بودن زمان شکل‌گیری این رگچه‌ها به یکدیگر می‌باشد (شکل b-7). وجود شواهد بازشدگی این رگچه‌ها توسط رگچه‌های کوارتزی مرحله کانایی سازی و همچنین قرار گرفتن رگچه‌های کوارتزی در مجاورت این رگچه‌ها علت وجود کالکوپیریت در رگچه‌های ذاتا بی‌ر بیوتیتی می‌باشد (شکل‌های c-7 و d).

رگه-رگچه‌های آپلیتی: این رگه-رگچه‌ها به‌طور عمده متشکل از فلدسپار پتاسیم، کوارتز دانه‌ای و فاقد کانه سولفیدی هستند و پهنایی حدود چند میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر را در نمونه‌ها نشان داده‌اند. زمینه رگه-رگچه‌های آپلیتی از فلدسپار پتاسیم دانه‌ریز تشکیل یافته و بلورهای ریز کوارتز در این زمینه پراکنده هستند و در برخی از آن‌ها، بافت گرافیکی حاصل از رشد بلورهای کوارتز در فلدسپار پتاسیم مشاهده می‌شود (شکل c-9). این رگچه‌ها در برخی موارد توسط رگچه‌های کوارتزی مرحله کانایی سازی قطع و یا باز شده‌اند که سبب گردیده رگچه‌های آپلیتی سیمای رگچه‌های مرکب را به‌خود بگیرند و تا حدودی کانه‌دار به‌نظر برسند (شکل e-7). رگچه‌های آپلیتی از بخش‌های ژرف تا سطحی در سراسر گمانه به‌ویژه در ژرفاهایی که دگرسانی پتاسیک با حضور مقادیر فراوان فلدسپار پتاسیم ثانویه در مقایسه با بیوتیت ثانویه (بیوتیتی شدن) مشخص می‌شود مشاهده شدند.

رگچه‌های مرحله کانایی سازی که با حضور همیشگی کانایی‌های سولفیدی و کوارتز در آن‌ها مشخص می‌شوند بر اساس کانایی شناسی، روابط قطع‌شدگی، و بازشدگی به ترتیب زمان نسبی تشکیل به ۲ گروه: (۱) رگچه‌های خانواده نوع A و (۲) رگچه‌های خانواده نوع C شناسایی و گروه‌بندی شدند.

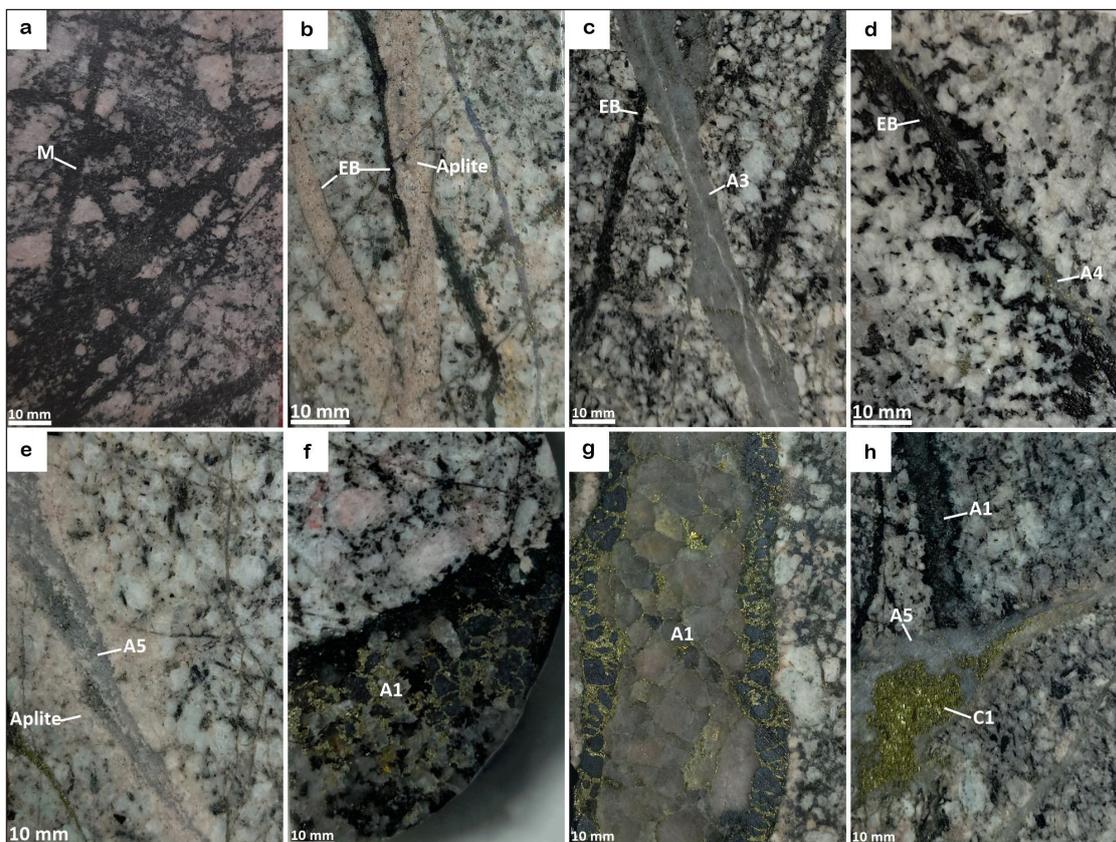
رگچه‌های خانواده نوع A: این رگچه‌ها به‌عنوان اولین نسل از رگچه‌های کانه‌دار با پاراژنز ثابت مجموعه کانایی کوارتز - انیدریت - کالکوپیریت و مجموعه کانایی متغیر بیوتیت - فلدسپار پتاسیم - مگنتیت - بورنیت - مولیبدنیت مشخص می‌شوند که بر پایه این پاراژنز متغیر کانایی و روابط قطع‌شدگی و بازشدگی به ترتیب زمان تشکیل به ۵ نسل A1، A2، A3، A4 و A5 رده‌بندی شدند.

رگچه‌های نوع A1: این رگچه‌ها با پاراژنز کانایی کوارتز - انیدریت - بیوتیت (± کلریت) - مگنتیت - کالکوپیریت ± بورنیت و پهنای متغیر از ۸ تا ۳۰ میلی‌متر به‌عنوان اولین نسل از رگچه‌های خانواده نوع A شناسایی شدند. بیوتیت و مگنتیت، کانایی‌های کلیدی در این رگچه‌ها هستند که دمای بالای ذاتی تشکیل آن‌ها نسبت به دیگر کانایی‌های شاخص در رگچه‌های نوع A (مانند ارتوکلاز) سبب گردیده که در این مطالعه رگچه‌های کوارتز-سولفیدی دارای بیوتیت و مگنتیت به‌عنوان نسل اول از رگچه‌های خانواده نوع A یعنی نوع A1 معرفی شوند. در بیشتر موارد، غشای دگرسانی نسبتاً سبتر با ترکیب بیوتیتی پیرامون این رگچه‌ها را دربر گرفته است و افزون بر این،

– کوارتز) و غشای دگرسانی کلریت-سرسیت (شکل ۸-b و ۸-c، شکل ۹-j) یا گاه تنها سریسیت (شکل ۹-k)، با سترای بیشینه ۱۵ میلی‌متر مشخص می‌شوند. در برخی موارد غشای دگرسانی کلریت-سرسیت پیرامون رگچه‌های نوع C1 در مرحله بعدی توسط دگرسانی سریسیتی سفیدرنگ پوشانده و یا تخریب شده است (رخداد دگرسانی سه مرحله‌ای پتاسیک – کلریت-سرسیت – سریسیتی)، و در نتیجه تأثیر این دگرسانی تأخیری، مارتیتی شدن در رگچه C1 رخ داده است (شکل‌های ۸-b و ۸-c). ویژگی آشکار دیگر این رگچه‌ها، فقدان یا میزان اندک کوارتز است. رگچه‌های C1 در سراسر گمانه مورد مطالعه از فراوانی بالایی برخوردارند. قطع‌شدگی و بازشدگی رگچه‌های مرحله پیش از کانی‌سازی و ابتدای مرحله کانی‌سازی مانند A2 (شکل‌های ۸-f و ۸-g، شکل ۹-n)، A3 (شکل‌های ۸-i و ۹-o) توسط رگچه‌های C1، تاییدی بر تشکیل با تاخیر آن‌ها نسبت به رگچه‌های مرحله پیش از کانی‌سازی و رگچه‌های خانواده A است.

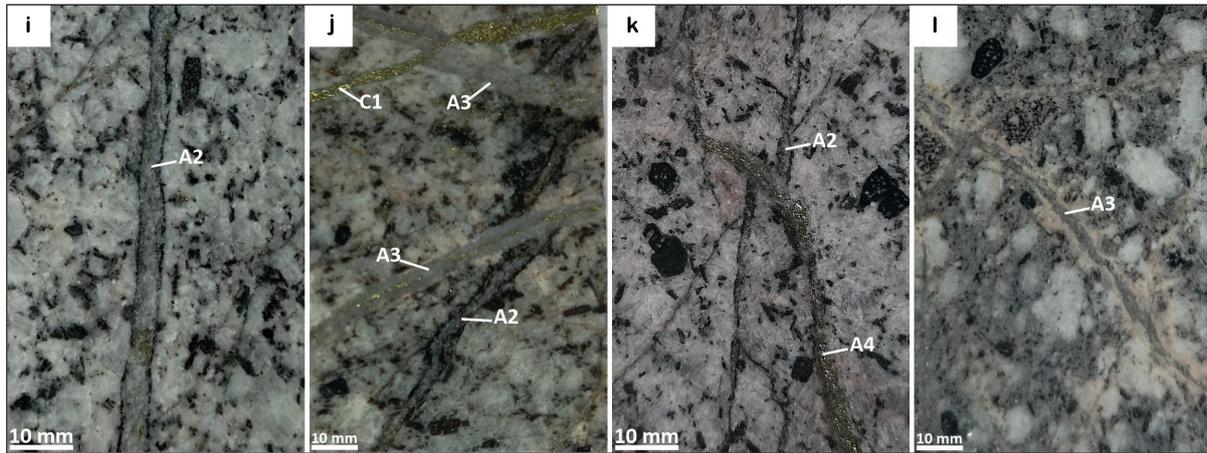
دگرسانی، و همچنین روابط قطع‌شدگی و بازشدگی نسبت به یکدیگر، به ۲ زیرگروه C1 و C2 تقسیم می‌شوند. محلول‌های گرمابی جوان، افزون بر تشکیل رگچه‌های مجزای نوع C در این بخش ژرف از کانسار میدوک، مسیر خود را از میان رگچه‌های پیشین نیز گشوده‌اند و محتوای فلزی خود را هم از طریق نهشت مستقیم در فضای باز شده رگچه‌ها (به‌شکل کالکوپیریت) و هم از طریق جانشینی سولفیدهای اولیه و ثانویه مانند کالکوپیریت با بورنیت و کالکوسیت (شکل ۱۰)، برجای گذاشته‌اند. مشاهده قطع‌شدگی و بازشدگی تمام رگچه‌های مربوط به مرحله پیش از کانی‌سازی و آغاز مرحله کانی‌سازی توسط رگچه‌های نوع C، نشان‌دهنده آن است که این رگچه‌ها آخرین نسل از رگچه‌های کانه‌دار به‌شمار می‌روند.

– رگچه‌های نوع C1: این رگچه‌ها با مجموعه کانیایی کالکوپیریت (±پیریت – بورنیت



شکل ۷- تصاویر نمونه‌های مغزه‌های حفاری معرف انواع رگچه‌های شناسایی شده در گمانه مورد مطالعه از کانسار میدوک. (a) رگچه‌های نوع M (نمونه MP-1332/661.9m). (b) قطع شدن رگچه EB توسط رگچه آپلیتی و همچنین توسعه رگچه EB به موازات و در حاشیه بیرونی رگچه آپلیتی (نمونه MP-642/1247m). (c) قطع شدن رگچه EB توسط رگچه A3 (کوارتز-فلدسپار-آنهدریت-کالکوپیریت-مگنتیت) (نمونه MP-1528/486.3m). (d) باز شدن رگچه EB توسط رگچه A4 (نمونه MP-37/1986.5m). (e) باز شدن رگچه آپلیتی توسط رگچه بی‌ر A5 (نمونه MP-639/1249.5m). (f) رگچه A1 (کوارتز-بیوتیت-آنهدریت-مگنتیت-کالکوپیریت) بدون غشای دگرسانی (نمونه MP-1297/678.7m). (g) رگچه A1 (کوارتز-آنهدریت-بیوتیت-مگنتیت-کالکوپیریت) با غشای بیوتیتی (نمونه MP-1407/599.3m). (h) قطع شدن رگچه A1 (کوارتز-آنهدریت-بیوتیت-مگنتیت-کالکوپیریت) توسط رگچه بی‌ر A5 باز شده با رگچه C1 (کالکوپیریت-سرسیت) (نمونه MP-1315/669.6m).

Figure 7. Images of drill core samples representing the types of veinlets identified in the studied borehole from the Miduk deposit. a) M-type veinlets (Sample MP-1332/661.9m). b) An EB veinlet cut by an aplitic veinlet, with parallel development of the EB veinlet along the outer margin of the aplitic veinlet (Sample MP-642/1247m). c) An EB veinlet cut by an A3 veinlet (quartz-K-feldspar-anhydrite-chalcopyrite-magnetite) (Sample MP-1528/486.3m) An EB veinlet reopened by an A4 veinlet (Sample MP-37/1986.5m). e) An aplitic veinlet reopened by a barren A5 veinlet (Sample MP-639/1249.5m). f) An A1 veinlet (quartz-biotite-anhydrite-magnetite-chalcopyrite) with a biotite selvage (Sample MP-1407/599.3m). g) An A1 veinlet (quartz-anhydrite-biotite-magnetite-chalcopyrite) without alteration selvage (Sample MP-1297/678.7m). h) An A1 veinlet (quartz-anhydrite-biotite-magnetite-chalcopyrite) cut by a barren A5 veinlet, which is in turn reopened by a C1 veinlet (chalcopyrite-sericite) (Sample MP-1315/669.6m).



شکل ۷- (i) رگچه A2 (کوارتز-انیدریت-کالکوپیریت) با غشای نازک بیوتیتی به موازات دیواره‌های رگچه (نمونه MP-214/1684.6m). (j) قطع شدن رگچه A2 (کوارتز-انیدریت-کالکوپیریت با غشای بیوتیتی) توسط رگچه‌های A3 (کوارتز-انیدریت-کالکوپیریت با غشای فلدسپارتاسیم) و همچنین قطع شدن رگچه A3 توسط رگچه C1 (کالکوپیریت با غشای سریستی) (نمونه MP-1312/671m). (k) قطع شدن رگچه A2 (کوارتز-انیدریت-کالکوپیریت با غشای بیوتیتی) توسط رگچه A4 (کوارتز-انیدریت-کالکوپیریت) (نمونه MP-185/1752.25m). (l) رگچه A3 (کوارتز-انیدریت-فلدسپارتاسیم-کالکوپیریت) با غشای فلدسپارتاسیم (نمونه MP-1537/468m).

Figure 7- i) An A2 veinlet (quartz-anhydrite-chalcopyrite) with a thin biotite selvage parallel to the veinlet walls (Sample MP-214/1684.6m). j) An A2 veinlet (quartz-anhydrite-chalcopyrite with biotite selvage) cut by A3 veinlets (quartz-anhydrite-chalcopyrite with K-feldspar selvage), with the A3 veinlet itself cut by a C1 veinlet (chalcopyrite with sericite selvage) (Sample MP-1312/671m). k) An A2 veinlet (quartz-anhydrite-chalcopyrite with biotite selvage) cut by an A4 veinlet (quartz-anhydrite-chalcopyrite) (Sample MP-185/1752.25m). l) An A3 veinlet (quartz-anhydrite-K-feldspar-chalcopyrite) with a K-feldspar selvage (Sample MP-1537/468m).

در بین دگرسانی‌ها، گسترده‌ترین دامنه عیار مس در نمونه‌های با دگرسانی پتاسیک-سریستی (Pts. - Ser)؛ ۰/۰۸ تا ۴/۶۶ درصد وزنی) و دگرسانی پتاسیک - کلریت-سریست - سریستی (Pts. - Chl.-Ser. - Sericitic)؛ ۰/۱۳ تا ۲/۲۷ درصد وزنی) حاصل شده است (شکل‌های ۱۱-d و c). کمترین دامنه عیار مس در دگرسانی پتاسیک - کلریت-سریست (Pts. - Chl.-Ser.)؛ ۰/۰۵ تا ۰/۸۹ درصد وزنی) و کلسیک ± کلریت-سریست (Pts. ± Chl.-Ser.)؛ ۰/۰۲ تا ۰/۴۶ درصد وزنی) به دست آمده است (شکل‌های ۱۱-b و e). دگرسانی پتاسیک (Pts.) نیز دامنه نسبتاً گسترده‌ای از عیار مس (۰/۰۲ تا ۲/۰۷ درصد وزنی) را نشان داده است (شکل ۱۱-a). این دامنه‌ها نسبتاً گسترده از عیار مس در همه پهنه‌های دگرسانی، ناهمگنی در توزیع مس را در این دگرسانی‌ها پیشنهاد می‌کند که با منحنی توزیع نامتقارن با چولگی مثبت عیارهای مس در همه دگرسانی‌ها قابل تایید است.

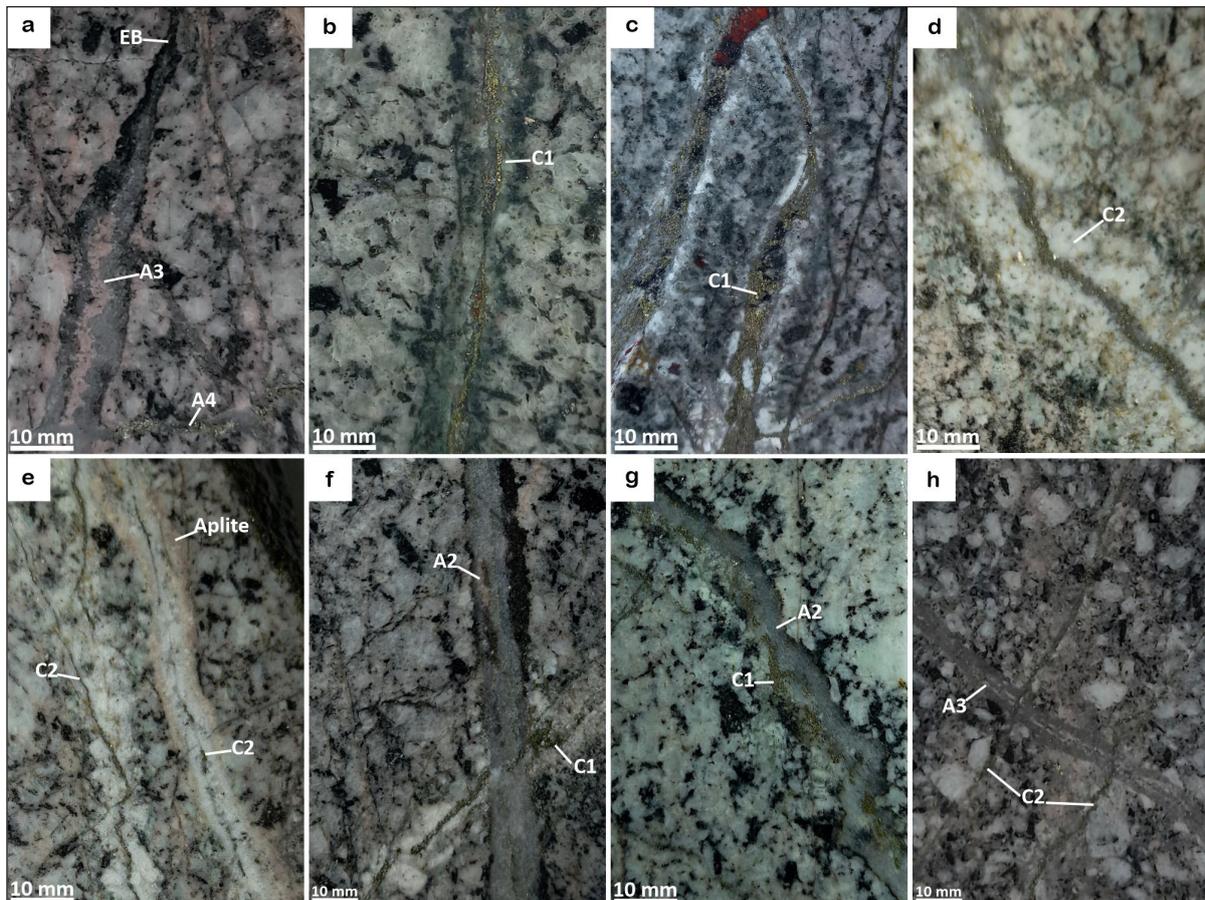
از نظر شدت کانی‌سازی بر مبنای عیار مس، دگرسانی ترکیبی پتاسیک - سریستی بالاترین عیار میانه مس (۰/۷۴ درصد وزنی) را نشان داده است (شکل ۱۱-d)، این در حالی است که عیار میانه مس در دگرسانی‌های ترکیبی پتاسیک - کلریت-سریست - سریستی (۰/۵۲ درصد وزنی)، پتاسیک (۰/۴۷ درصد وزنی) و پتاسیک - کلریت-سریست (۰/۲۲ درصد وزنی) پایین‌تر به دست آمده است. کمترین عیارهای مس (عمدتاً کمتر از ۰/۲ درصد وزنی) در ۱۰۰ متر پایینی گمانه جایی که توده‌های نفوذی تأخیری با دگرسانی ضعیف کلسیک ± کلریت-سریست (با عیار میانه ۰/۰۷ درصد وزنی) مشخص شده‌اند، حاصل شده است (شکل ۱۱-e).

هیستوگرام‌های توزیع فراوانی عیار طلا (Au) در دگرسانی‌های مختلف (شکل ۱۱) نشان داد که ۹۳ درصد (نمونه ۹۴۵) از تعداد کل نمونه‌ها (۱۰۱۴ نمونه)، عیار طلا کمتر از ۲۰۰ ppb دارند، ۵ درصد نمونه‌ها (۵۰ نمونه) عیارهای طلا بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ ppb و ۲ درصد باقی‌مانده (۱۹ نمونه) عیار طلای بیش از ۴۰۰ ppb (تا بیشینه ۱۸۸۱) را نشان داده‌اند.

– رگچه‌های نوع C2: دومین نسل از رگچه‌های نوع C با پاراژنز کانیایی پیریت (کالکوپیریت - کوارتز) مشخص می‌شوند. افزایش چشمگیر پیریت، کاهش محسوس کالکوپیریت، و همچنین دگرسانی سریستی سفیدرنگ با سبزی برای بین چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر در اطراف این رگچه‌ها (شکل‌های ۸-d و ۹-m)، از تفاوت‌های آشکار آن‌ها نسبت به نوع C1 می‌باشد. با این حال در برخی موارد، غشای دگرسانی کلریت-سریست نیز پیرامون این رگچه‌ها مشاهده شده است. مشابه نوع C1، در این رگچه‌ها نیز کوارتز یا وجود ندارد یا مقدار آن بسیار ناچیز است. رگچه‌های C2 احتمالاً در مرحله پایانی فعالیت سیالات تأخیری در سامانه گرمایی شکل گرفته‌اند و قطع‌شدگی و بازشدگی رگچه‌های مراحل پیشین توسط این رگچه‌ها آشکارا قابل مشاهده است (شکل‌های ۸-e و h).

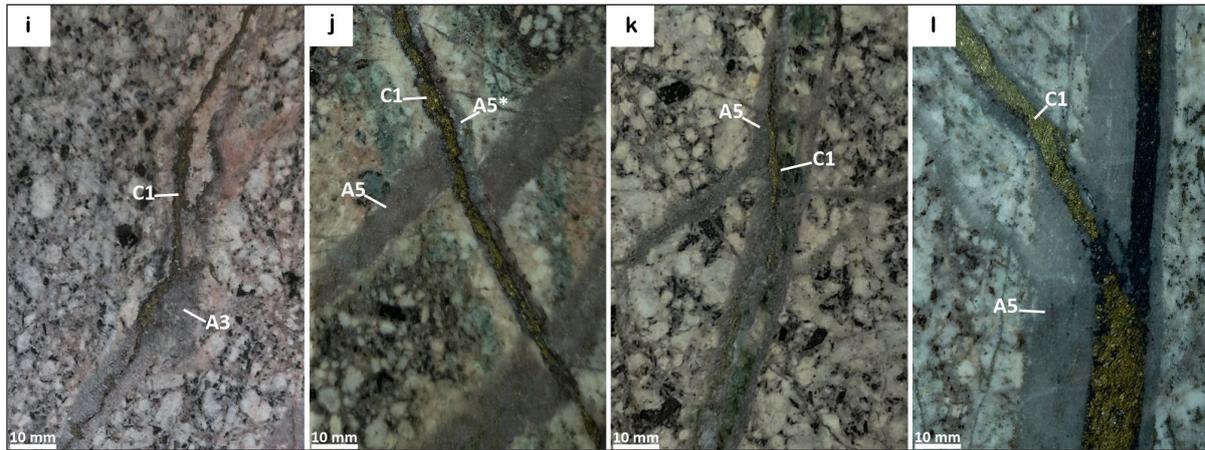
۳-۴- ژئوشیمی مس و طلا

هیستوگرام‌های توزیع فراوانی عیار مس (Cu) در دگرسانی‌های مختلف (شکل ۱۱) نشان داد که ۸۰/۵ درصد (۸۱۸ نمونه) از تعداد کل نمونه‌ها (۱۰۱۴ نمونه)، عیار مس کمتر از ۱ درصد وزنی دارند. از این تعداد، ۴۹ درصد نمونه‌ها (۳۹۷ نمونه) عیارهای مس بین ۰/۵ تا ۱ درصد وزنی و بقیه نمونه‌ها عیار مس کمتر از ۰/۵ درصد وزنی را نشان داده‌اند. همچنین، در مجموع تعداد ۱۸۰ نمونه از تعداد کل نمونه‌ها (۱۰۱۴ نمونه) یا به عبارت دیگر حدود ۱۸ درصد نمونه‌ها عیار مس بین ۱ تا ۲ درصد وزنی را نشان داده‌اند. افزون بر این، تعداد ۱۶ نمونه از مجموع کل نمونه‌ها عیار مس بیش از ۲ تا بیشینه ۴/۶۶ درصد وزنی داشته‌اند که حدود ۱/۵ درصد کل نمونه‌ها را شامل می‌شود. بر پایه محاسبات آماری، عیار میانه مس در سراسر گمانه ۰/۵۸ درصد وزنی به دست آمده است که در مجموع عیار قابل معدن‌کاری را در بخش خیلی ژرف کاناسر نشان می‌دهد. بازه ژرفی بین ۵۰۰ تا ۱۲۰۰ متر در گمانه با دامنه عیاری بین ۰/۳۷ تا ۴/۶ درصد وزنی و عیار میانه ۰/۹۲ درصد وزنی، بخش پرعیار از مس را به سبزی حدود ۷۰۰ متر به خود اختصاص داده است (شکل ۱۴).



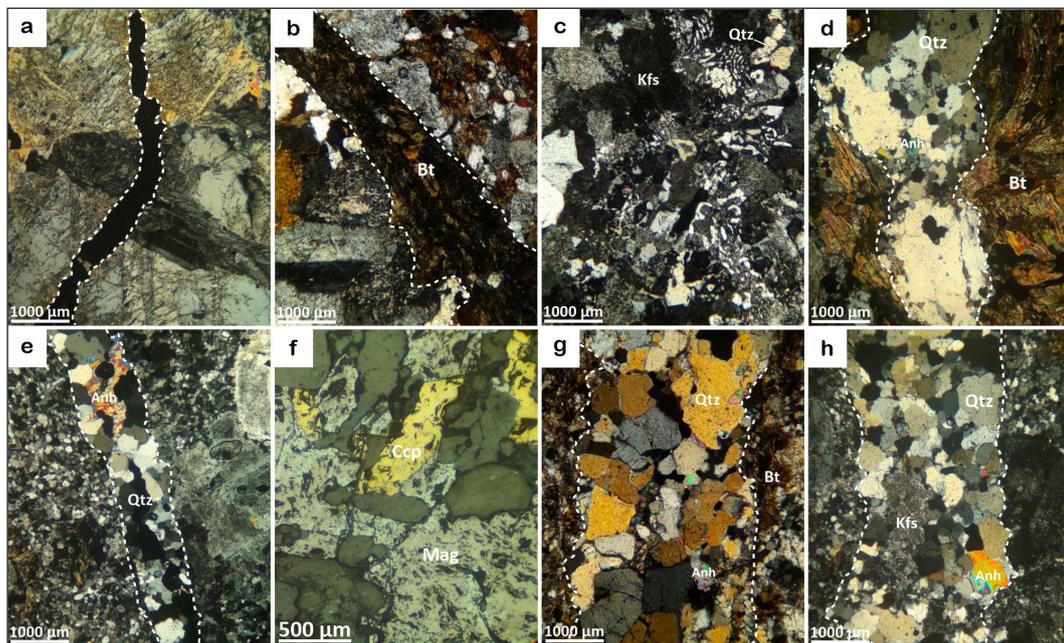
شکل ۸- تصاویر نمونه‌های مغزه‌های حفاری معرف انواع رگچه‌های شناسایی شده در گمانه مورد مطالعه از کانسار میدوک. (a) باز شدن رگچه EB توسط رگچه A3 (کوارتز-فلدسپاریتاسیم-انیدریت-بیوتیت-کالکوپیریت) و قطع شدن هر دو توسط رگچه A4 (کوارتز-انیدریت-کالکوپیریت) (نمونه MP-676/1211m). (b) رگچه C1 (کالکوپیریت-پیریت با غشای کلریت-سرسیت) و مارتیتی شدن مگنتیت احتمالاً همزمان با رخداد دگرسانی تاخیری سریسیت سفید (نمونه MP-132/1825.65m). (c) باز شدگی رگچه کوارتز-پیریتی توسط رگچه C1 (کالکوپیریت-کلسیت-اسپکولاریت با غشای کلریت-سرسیت) و مارتیتی شدن مگنتیت احتمالاً همزمان با رخداد دگرسانی تأخیری سریسیت سفید (نمونه MP-130/1826.8m). (d) رگچه C2 (پیریت-کوارتز با غشای سریسیتی) (نمونه MP-674/1214.1m). (e) باز شدن رگچه آپلیتی توسط رگچه C2 (پیریت-کوارتز با غشای سریسیتی) (نمونه MP-684/1203.5m). (f) قطع شدن رگچه A2 (کوارتز-انیدریت-کالکوپیریت با غشای بیوتیتی) توسط رگچه C1 (کالکوپیریت-پیریت با غشای سریسیتی) (نمونه MP-1404/601.6m). (g) باز شدن رگچه A2 (کوارتز-کالکوپیریت با غشای بیوتیتی) توسط رگچه C1 (کالکوپیریت-پیریت با غشای سریسیتی) (نمونه MP-512/1367.1m). (h) قطع شدن رگچه A3 با نواربندی فلدسپاریتاسیم توسط رگچه‌های C2 (سرسیت-پیریت) (نمونه MP-1548/459.5m).

Figure 8. Images of drill core samples representing the types of veinlets identified in the studied borehole from the Miduk deposit. a) An EB veinlet reopened by an A3 veinlet (quartz-K-feldspar-anhydrite-biotite-chalcopyrite), and both cut by an A4 veinlet (quartz-anhydrite-chalcopyrite) (Sample MP-676/1211m). b) A C1 veinlet (chalcopyrite-pyrite with a chlorite-sericite selvage) with hematitization of magnetite probably alongside late-stage white sericite alteration (Sample MP-132/1825.65m). c) A quartz-pyrite veinlet reopened by a C1 veinlet (chalcopyrite-calcite-specularite with a chlorite-sericite selvage), with hematitization of magnetite probably during late-stage white sericite alteration (Sample MP-130/1826.8m). d) C2 veinlet (pyrite-quartz with a sericitic selvage) (Sample MP-674/1214.1m). e) An aplitic veinlet is reopened by a C2 veinlet (pyrite-quartz with a sericitic selvage) (Sample MP-684/1203.5m). f) An A2 veinlet (quartz-anhydrite-chalcopyrite with a biotitic selvage) cut by a C1 veinlet (chalcopyrite-pyrite with a sericitic selvage) (Sample MP-1404/601.6m). g) An A2 veinlet (quartz-chalcopyrite with a biotitic selvage) reopened by a C1 veinlet (chalcopyrite-pyrite with a sericitic selvage) (Sample MP-512/1367.1m). h) An A3 veinlet with K-feldspar banding cut by C2 veinlets (sericite-pyrite) (Sample MP-1548/459.5m).



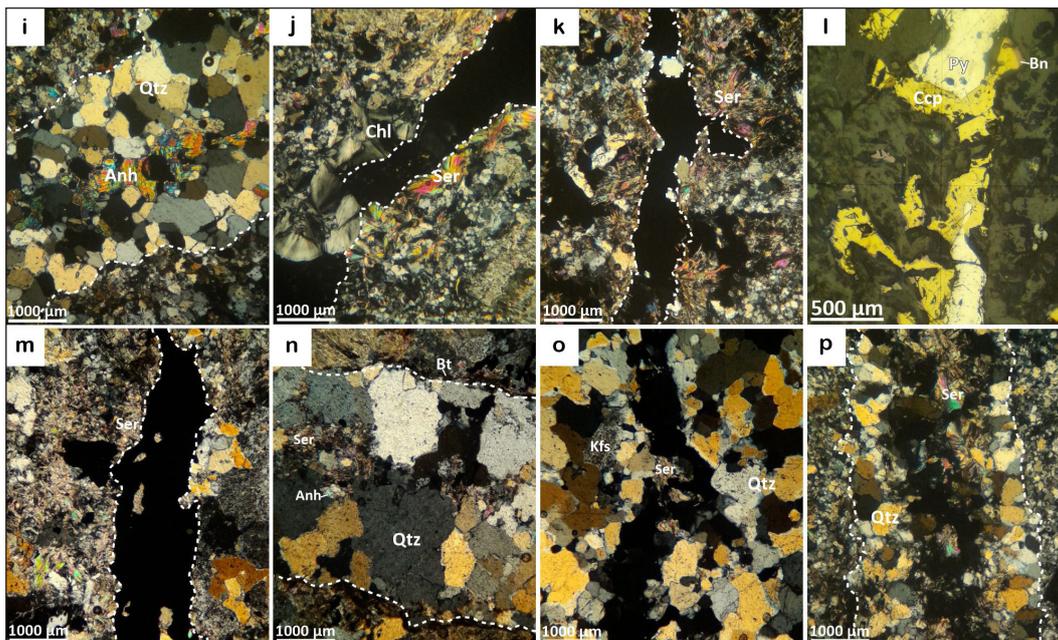
شکل ۸- (i) باز شدن رگچه A3 (کوارتز-فلدسپارتاسیم-انیدریت-کالکوپیریت) توسط رگچه C1 (کالکوپیریت با غشای سریسیت±کلریت) (نمونه MP-1562/441.2m). (j) باز شدگی رگچه A5* توسط رگچه C1 (کالکوپیریت با غشای دگرسانی سریسیت سبز کم‌رنگ) و جانشینی کالکوپیریت‌های رگچه C1 با بورنیت و کالکوسیت همزمان با رخداد دگرسانی تأخیری سریسیت سفید (نمونه MP-1717/244.4m). (k) باز شدن رگچه بی‌بار A5 توسط رگچه C1 (کالکوپیریت-کلریت-سریسیت) و جانشینی کالکوپیریت‌های رگچه C1 با بورنیت همزمان با رخداد دگرسانی تأخیری سریسیتی (نمونه MP-1681/289.1m). (l) باز شدن رگچه بی‌بار A5 توسط رگچه C1 (کالکوپیریت-سریسیت) و جانشینی کالکوپیریت‌های رگچه C1 با بورنیت همزمان با رخداد دگرسانی تأخیری سریسیتی (نمونه MP-1219/764.2m).

Figure 8- i) An A3 veinlet (quartz-K-feldspar-anhydrite-chalcopyrite) reopened by a C1 veinlet (chalcopyrite with a sericite ± chlorite selvage) (Sample MP-1562/441.2m). j) An A5* veinlet reopened by a C1 veinlet (chalcopyrite with a pale green sericite alteration selvage), and the chalcopyrite in the C1 veinlet replaced by bornite and chalcocite during late-stage white sericite alteration (Sample MP-1717/244.4m). k) A barren A5 veinlet reopened by a C1 veinlet (chalcopyrite-chlorite-sericite), and the chalcopyrite in the C1 veinlet replaced by bornite during late-stage sericitic alteration (Sample MP-1681/289.1m). l) A barren A5 veinlet reopened by a C1 veinlet (chalcopyrite-sericite), and the chalcopyrite in the C1 veinlet replaced by bornite during late-stage sericitic alteration (Sample MP-1219/764.2m).



شکل ۹- تصاویر میکروسکوپی معرف انواع رگچه‌های شناسایی شده در گمانه مورد مطالعه از کانسار میدوک. (a) رگچه نوع M (نمونه MP-1569/431.2m). (b) رگچه نوع EB (نمونه MP-48/1966.6m). (c) رگچه آپلیتی با بافت میکروگرافیک حاصل از رشد کوارتز در فلدسپارتاسیم (نمونه MP-691/1201.4m). (d) رگچه نوع A1 با همراهی غشای بیوتیتی به نسبت ستر (نمونه MP-1509/501.3m). (e-f) رگچه A1 بدون همراهی غشای بیوتیتی به ترتیب در نور عبوری و نور انعکاسی (نمونه MP-1569/431.2m). (g) رگچه نوع A2 با غشای نازک بیوتیتی (نمونه MP-1285/692.1m). (h) رگچه نوع A3 (نمونه MP-1521/492.4m).

Figure 9. Microphotographs showing the types of veinlets identified in the studied borehole from the Miduk deposit. a) M-type veinlet (Sample MP-1569/431.2m). b) EB-type veinlet (Sample MP-48/1966.6m). c) Aplitic veinlet with micrographic texture formed by intergrowth of quartz and K-feldspar (Sample MP-691/1201.4m). d) A1 veinlet with a relatively thick biotitic selvage (Sample MP-1509/501.3m). e-f) A1 veinlet without biotitic selvage in transmitted and reflected light, respectively (Sample MP-1569/431.2m). g) A2 veinlet with a thin biotitic selvage (Sample MP-1285/692.1m). h) A3 veinlet (Sample MP-1521/492.4m).



ادامه شکل ۹- تصاویر میکروسکوپی معرف انواع رگچه‌های شناسایی شده در گمانه مورد مطالعه از کانسار میدوک. (i) رگچه نوع A4 (نمونه MP-1320/666.4m). (j) رگچه نوع C1 با غشای کلریت-سرسیت (نمونه MP-1729/234.8m). (k-l) رگچه نوع C1 با غشای سرسیتی به ترتیب در نور عبوری و نور انعکاسی (نمونه MP-1586/409.4m). (m) رگچه نوع C2 با غشای سرسیتی (نمونه MP-728/1171.1m). (n) بازشدن رگچه A2 توسط رگچه C1 (نمونه MP-707/1187.2m). (o) بازشدن رگچه A3 توسط رگچه C1 (نمونه MP-1275/707.1m). (p) بازشدن رگچه بی‌تر A5 توسط رگچه C1 (نمونه MP-1729/234.8m). علائم اختصاری: Anh=انیدریت، Bn=بوریت، Bt=بیوتیت، Ccp=کالکوپیریت، Chl=کلریت، Kfs=فلدسپارپتاسیم، Mag=مگنتیت، Py=پیریت، Qtz=کوارتز، Ser=سرسیت.

Continued from Figure 9. Microphotographs showing the types of veinlets identified in the studied borehole from the Midok deposit. i) A4 veinlet (Sample MP-1320/666.4m). j) C1 veinlet with chlorite-sericite selvage (Sample MP-1729/234.8m). k-l) C1 veinlet with sericitic selvage in transmitted and reflected light, respectively (Sample MP-1586/409.4m). m) C2 veinlet with sericitic selvage (Sample MP-728/1171.1m). n) An A2 veinlet is reopened by a C1 veinlet (Sample MP-707/1187.2m). o) An A3 veinlet reopened by a C1 veinlet (Sample MP-1275/707.1m). p) A barren A5 veinlet reopened by a C1 veinlet (Sample MP-1729/234.8m). Abbreviations: Anh = Anhydrite, Bn = Bornite, Bt = Biotite, Ccp = Chalcopyrite, Chl = Chlorite, Kfs = K-feldspar, Mag = Magnetite, Py = Pyrite, Qtz = Quartz, Ser = Sericite.

دگرسانی‌های پتاسیک - کلریت-سرسیت - سرسیتی و پتاسیک - سرسیتی نشان می‌دهد که رابطه مستقیم بین عیارهای مس و طلا در این دگرسانی‌ها کاهش یافته و بر تعداد نمونه‌هایی که به‌رغم عیار بالا از مس، دارای عیار پایینی از طلا هستند افزوده می‌شود (شکل‌های ۱۲- c و d).

۴- بحث

۴-۱- ارتباط فضایی واحدهای سنگی

مطالعات میکروسکوپی از دیگانه سنگ‌نگاری و روابط فضایی واحدهای سنگی در سراسر گمانه MDK-276، حضور دست کم ۳ فاز نفوذی را براساس زمان نسبی جایگزینی و تبلور نسبت به رویداد کانی‌سازی در بخش ژرف کانسار میدوک نشان داده است. این فازها شامل نفوذی پیشین یا هم‌زمان با کانی‌سازی (Early Mineralization)، نفوذی تاخیری (Late Mineralization) و نفوذی‌های پس از کانی‌سازی (Post Mineralization) هستند.

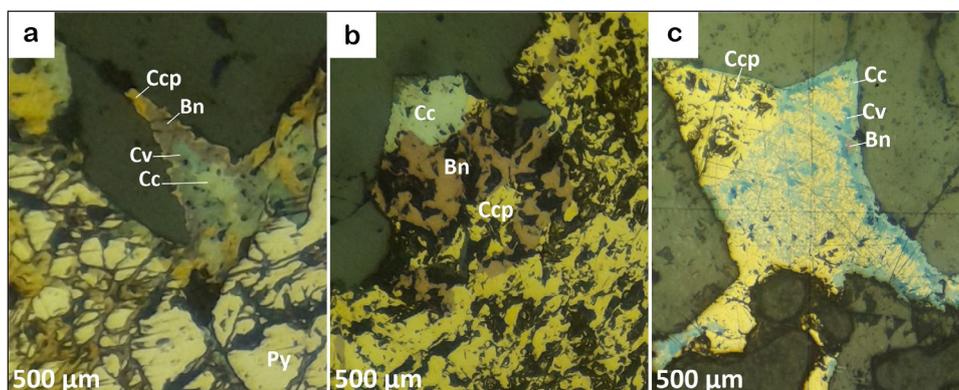
مطالعات مشابه در جهان نشان می‌دهد که فازهای پورفیری پیشین معمولاً با دگرسانی گسترده پتاسیک، تراکم بالای رگچه‌های کوارتزی و عیارهای بالاتر مس همراه هستند (Proffett and Ridge, 1979; Redmond and Einaudi, 2010). در حالی که فازهای پورفیری جوان‌تر، تراکم رگچه‌ای و محتوای فلزی کمتری دارند و گاه به‌طور کامل عقیم هستند. قطع‌شدگی رگچه‌ها توسط فازهای جوان‌تر، تشکیل

بر پایه محاسبات آماری، عیار میانه طلا در سراسر گمانه ۵۹ ppb و عیار میانه طلا در بازه ژرفی بین ۵۰۰ تا ۱۲۰۰ متر گمانه جایی که بالاترین عیارهای مس به‌دست آمده است ۱۱۴ ppb به‌دست آمده است. در خارج از این بازه ژرفی، عیار طلا همانند مس افت چشمگیری می‌یابد (شکل ۱۴). ناهمگنی در توزیع عیارهای طلا در دگرسانی‌های مختلف همانند ناهمگنی مشاهده شده برای مس می‌باشد که با منحنی توزیع نامتقارن با چولگی مثبت عیارهای طلا در همه دگرسانی‌ها قابل تایید است. شدت کانی‌سازی طلا در پهنه‌های دگرسانی از کانی‌سازی مس پیروی می‌کند به گونه‌ای که دگرسانی ترکیبی پتاسیک - سرسیتی بالاترین عیار میانه طلا (۷۴ ppb) را نشان داده است (شکل ۱۱-i)، این در حالی است که عیار میانه طلا در دگرسانی‌های ترکیبی پتاسیک - کلریت-سرسیت - سرسیتی (۵۴ ppb)، پتاسیک (۵۰ ppb) و پتاسیک - کلریت-سرسیت (۲۷ ppb) پایین‌تر به‌دست آمده است. عیار میانه طلا در ۱۰۰ متر پایینی گمانه جایی که دگرسانی ضعیف کلسیک ± کلریت-سرسیت رخ داده است بسیار پایین (۱۱ ppb) به‌دست آمده است (شکل ۱۱-j).

رابطه مستقیمی بین عیار مس و طلا در دگرسانی‌های مختلف وجود دارد که قوی‌ترین این ارتباط با ضریب همبستگی مثبت و قوی بین عیارهای مس و طلا در دگرسانی‌های پتاسیک و پتاسیک - کلریت-سرسیت وجود دارد؛ جایی که تعداد زیادی از نمونه‌های عیار بالا مس با عیارهای بالایی از طلا همراه شده‌اند (شکل‌های ۱۲-a و b). ضریب همبستگی مثبت اما ضعیف‌تر به‌دست آمده بین عیار مس و طلا در

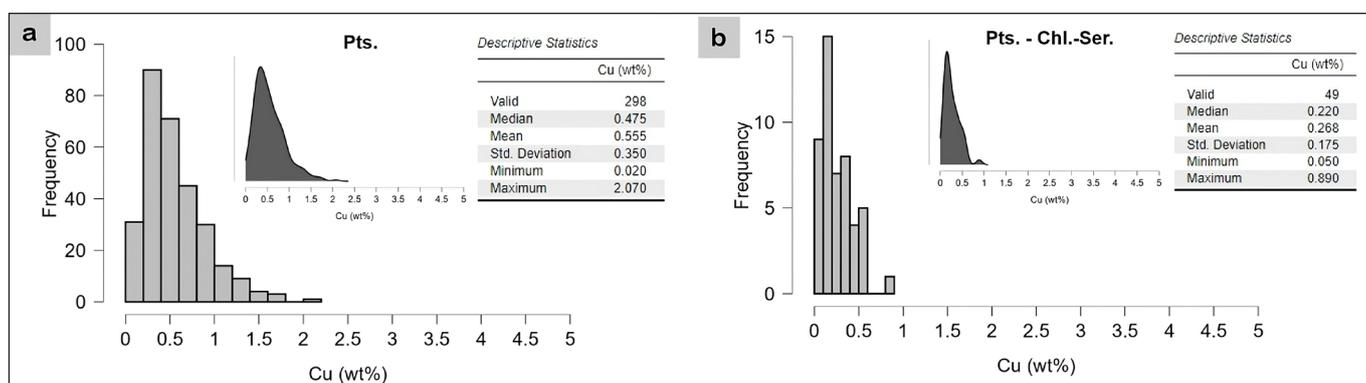
فاز جوان نیز می‌تواند از دیگر ملاک‌های تعیین سن نسبی نفوذی‌های پورفیری باشند (Sillitoe, 2000).

حاشیه‌های ریزدانه یا شیشه‌ای در امتداد تماس فاز جوان با فاز قدیمی‌تر و همچنین در برداری قطعات شناور از رگچه‌های کوارتزی مربوط به فاز (های) قدیمی‌تر توسط



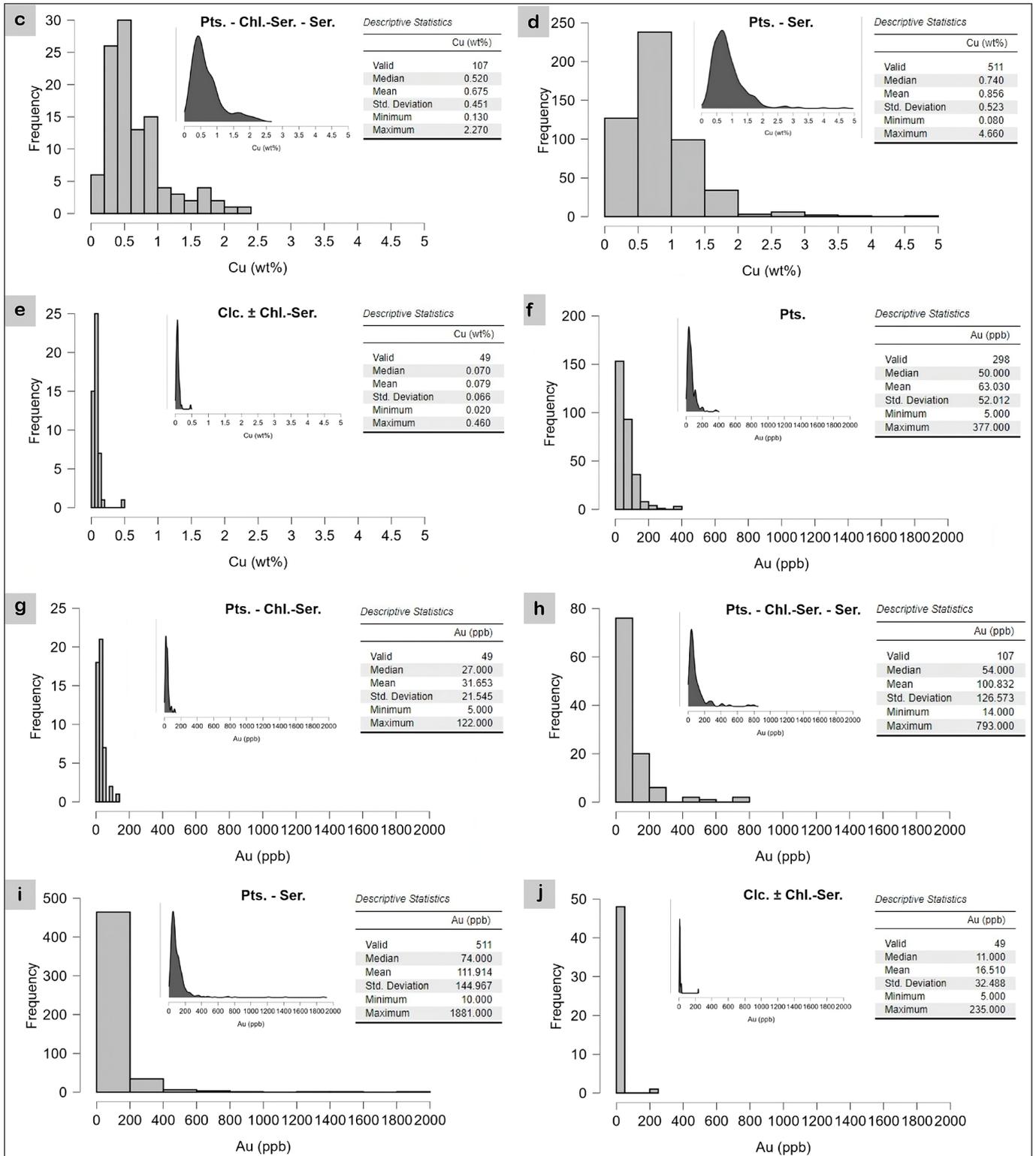
شکل ۱۰- تصاویر میکروسکوپی از نمای نزدیک نشان‌دهنده رخداد چند مرحله پدید آمدن غنی‌شدگی درون‌زاد با جانشینی کالکوپیریت توسط بورنیت و بورنیت توسط کالکوسیت و کوولیت. (a) سه تا چهار مرحله غنی‌شدگی با برشی شدن پیریت‌های از پیش موجود در داخل یک رگچه بی‌بر A5 ناشی از فشار سیال تاخیری غنی از مس و نهشت کالکوپیریت‌های ثانویه در فضای ایجاد شده بین پیریت‌ها و در ادامه و در نتیجه تأثیر سیالات بعدی، جانشینی این کالکوپیریت‌ها توسط بورنیت و در مراحل بعدی بورنیت توسط کالکوسیت و کوولیت (نمونه MP-1717/244.4m). (b) سه مرحله غنی‌شدگی با تزریق سیال تاخیری غنی از مس به شکل کالکوپیریت به داخل یک رگچه بی‌بر A5 و در ادامه و در نتیجه تأثیر سیالات بعدی، جانشینی این کالکوپیریت‌ها توسط بورنیت و در مراحل بعدی بورنیت توسط کالکوسیت (نمونه MP-1048/892.4m). (c) دو تا سه مرحله غنی‌شدگی با جانشینی کالکوپیریت‌ها در یک رگچه A3 توسط بورنیت و در ادامه و در نتیجه تأثیر سیالات بعدی، جانشینی بورنیت توسط کالکوسیت و کوولیت (نمونه MP-1170/794.1m). علائم اختصاری: Bn=بورنیت، Cc=کالکوسیت، Ccp=کالکوپیریت، Cv=کوولیت، Py=پیریت.

Figure 10. Closed-up microphotographs showing multiple stages of hypogene enrichment phenomenon with the replacement of chalcopyrite by bornite, and bornite by chalcocite and covellite. a) Three to four enrichment stages, including brecciation of pre-existing pyrite within a barren A5 veinlet due to the late over-pressured Cu-rich fluid, followed by secondary chalcopyrite precipitation in the resulting open spaces, and later replacement of chalcopyrite by bornite, then bornite by chalcocite and covellite (Sample MP-1717/244.4m). b) Three enrichment stages through the introduction of a late Cu-rich fluid as chalcopyrite into a barren A5 veinlet, followed by its replacement by bornite, and subsequently by chalcocite (Sample MP-1048/892.4m). c) Two to three enrichment stages, with chalcopyrite in an A3 veinlet replaced by bornite, followed by replacement of bornite by chalcocite and covellite (Sample MP-1170/794.1m). Abbreviations: Bn = Bornite, Cc = Chalcocite, Ccp = Chalcopyrite, Cv = Covellite, Py = Pyrite



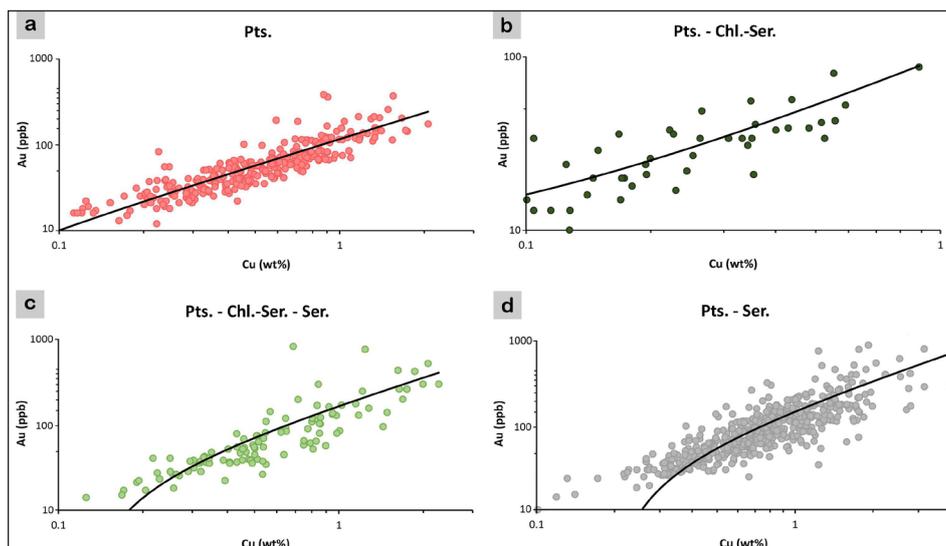
شکل ۱۱- هیستوگرام توزیع فراوانی مس و طلا در دگرسانی‌های مختلف شناسایی شده در سراسر گمانه MDK-276 معدن مس پورفیری میدوک.

Figure 11. Histogram showing the frequency distribution of copper and gold grades across different alteration zones identified throughout borehole MDK-276 in the Miduk porphyry copper mine.



ادامه شکل ۱۱- هیستوگرام توزیع فراوانی مس و طلا در دگرسانی‌های مختلف شناسایی شده در سراسر گمانه MDK-276 معدن مس پورفیری میدوک.

Continued from Figure 11. Histogram showing the frequency distribution of copper and gold grades across different alteration zones identified throughout borehole MDK-276 in the Miduk porphyry copper mine.



شکل ۱۲- رابطه بین عیارهای مس و طلا در دگرسانی‌های مختلف در سراسر گمانه MDK-276 معدن مس پورفیری میدوک.

Figure 12. Relationship between Cu and Au grades in different alteration zones throughout the studied borehole.

داده‌اند (Sillitoe, 2010) و جای‌گیری این فازهای پورفیری تاخیری در داخل توده معدنی مس پورفیری به تشکیل هسته‌هایی با عیار پایین انجامیده‌است (برای مثال، Santo Tomas II، فیلیپین؛ Sillitoe and Gappe, 1984). نفوذی‌های پس از کانی‌سازی نیز با ترکیب کوارتز-مونزودیوریت تا مونزوگرانیت و بافت گرانولار همسان تا ناهمسان‌دانه، تنها در ۱۰۰ متر پایانی گمانه قابل مشاهده هستند و با فقدان دگرسانی پتاسیک و رگچه‌های مرتبط، و رخداد دگرسانی ژرف کلسیک همراه با عیارهای پایین، از نظر اقتصادی فاقد اهمیت هستند. این فازها به دلیل این که در ژرفای زیاد سرد شده‌اند و فرصتی برای رسیدن به سطح را پیدا نکرده‌اند، بافت گرانولار نشان می‌دهند. فازهای جوان با بافت گرانولار، مشابه آن چه در ژرفای گمانه MDK-276 دیده می‌شود، در برخی ذخایر مانند Santo Tomas II در فیلیپین و Jaca در برزیل نیز مشاهده شده‌اند که سامانه پورفیری را در ژرفا قطع کرده‌اند (مکاتبات شخصی با Richard H. Sillitoe، ۱۴۰۴).

۴-۲- تنوع و تحول دگرسانی‌ها

بر اساس داده‌های مغزه‌نگاری و مطالعات سنگ‌نگاری در این پژوهش، در بخش ژرف کانسار میدوک ۵ نوع دگرسانی گرمایی ۱ تا ۳ مرحله‌ای شامل (۱) پتاسیک، (۲) پتاسیک - کلریت-سرسیت، (۳) پتاسیک - کلریت-سرسیت - سرسیتی، (۴) پتاسیک - سرسیتی و (۵) کلسیک ± کلریت-سرسیت شناسایی شد. دگرسانی پتاسیک به‌عنوان نخستین رخداد دگرسانی، به‌جز در ۱۰۰ متر پایینی گمانه، در سراسر گمانه و بر روی هر دو فاز نفوذی پورفیری پیشین و تاخیری مشاهده شد. با این حال، شدت آن از فاز نفوذی مسبب کانی‌سازی به سمت فازهای تاخیری کاهش یافته که مشابه با الگوی معرفی شده پیشین برای کانسارهای مس پورفیری است (Sillitoe, 2010).

بازپوشانی دگرسانی پتاسیک توسط مجموعه کانایی کلریت، سرسیت، اسپیکولاریت و مگنتیت مارتیتی در ژرفاهایی از گمانه سبب تضعیف یا تغییر سیمای دگرسانی پتاسیک اولیه شده که با آن چه در بخش ژرف برخی کانسارهای مس پورفیری جهان گزارش شده، هم‌خوانی دارد (Sillitoe, 2010).

نفوذی پیشین یا مسبب کانی‌سازی با ترکیب گرانودیوریتی، در ژرفای گمانه مورد مطالعه با بافت گرانودیوریتی و در بخش‌های کم‌ژرفا با بافت پورفیری متداول در کانسارهای مس پورفیری ظاهر می‌شود و میزان انواع دگرسانی، نسل‌های متعدد رگچه‌ها و عیارهای قابل معدن‌کاری مس و طلا است. توده‌های پورفیری که از نظر بافتی متراکم هستند و خمیره آن‌ها تنها حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد، معمولاً نمی‌توانند به‌صورت دایک جای‌گیر شوند بلکه به‌صورت توده‌های بزرگ و استوانه‌ای شکل با عرض بیش از ۱۰۰ متر شکل می‌گیرند که این ویژگی در نفوذی مسبب کانی‌سازی در گمانه MDK-276 نیز مشاهده شده است (مکاتبات شخصی با John H. Dilles، ۱۴۰۴؛ همچنین قابل مشاهده در پورفیری L کانسار (El Salvador- Gustafson and Hunt, 1975).

مطالعات پیشین نشان داده است که اندازه دانه‌های زمینه سنگ در توده‌های نفوذی کانی‌سازی شده با افزایش ژرفا درشت‌تر می‌شود و بافت آن‌ها از پورفیری دانه‌ریز به پورفیری دانه‌درشت و در نهایت به هیپیدئومورفیک یا گرانیتی تغییر می‌یابد (Seedorff et al., 2008). این تغییرات در بافت به‌عنوان تابعی از ژرفا، از ویژگی‌های آذرین پهنه ریشه در سامانه‌های پورفیری با برون‌زدهای مناسب به‌شمار می‌رود (Ambrus, 1977; Carten, 1986; Carten et al., 1988).

نفوذی تاخیری، با ترکیب مشابه نفوذی پیشین اما بافت پورفیری دانه‌ریزتر و رنگ تیره‌تر، به صورت منقطع و با سطح تماس آشکار تا نامنظم در میان نفوذی مسبب کانی‌سازی جای‌گیری شده است و در محل برخی از تماس‌های آشکار بین این دو، حاشیه سرد شده نیز مشاهده می‌شود. شواهد میکروسکوپی و داده‌های عیاری گویای آن است که این فاز در پایان دگرسانی پتاسیک و مرحله اصلی کانی‌سازی رگچه‌ای تزریق شده و در نواحی با تزریق گسترده‌تر، کاهش محسوس عیار مس (و طلا) را در پی داشته است. با توجه به ترکیب گرانودیوریتی مشابه با فاز نفوذی پیشین، به نظر می‌رسد که این دو فاز از یک اتاقک ماگمایی منشأ گرفته‌اند. نفوذ سریع فاز تاخیری به درون سنگ‌های از پیش سرد شده (یعنی همان فاز نفوذی پیشین یا مسبب کانی‌سازی)، احتمالاً موجب شکل‌گیری بافت ریزدانه پورفیری در آن شده است. در بسیاری از کانسارهای مس-طلا یا طلا-پورفیری، نفوذی‌های پورفیری جوان معمولاً از نظر ترکیب و بافت مشابه فاز پیشین بوده‌اند یا تنها تفاوت‌های اندکی با آن نشان

۴-۳- سیستماتیک رگه-رگچه‌ها و توالی کانه‌زایی

همان‌گونه که اشاره شد، کانی‌سازی در بخش ژرف کانسار میدوک هم به صورت افشان و هم از طریق نسل‌های متعدد از رگچه‌های شاخص کانسارهای پورفیری، رخ داده است. بر این مبنای، بیشترین تراکم و شدت رگچه‌ها در فاز نفوذی گرانوئورفیری - پورفیری مولد کانه‌زایی مشاهده گردید، در حالی که در فاز پورفیری تأخیری و نفوذی‌های گرانولار ژرف‌تر (در ۱۰۰ متر پایانی گمانه)، تراکم رگچه‌ها به شدت کاهش نشان داده است. این رگچه‌ها براساس کانی‌شناسی و روابط قطع‌شدگی و بازشدگی، به دو گروه اصلی (۱) رگچه‌های مرحله پیش از کانی‌سازی و (۲) رگچه‌های مرحله کانی‌سازی تقسیم شده‌اند (شکل ۱۳).

رگچه‌های مرحله پیش از کانی‌سازی شامل رگچه‌های مگنتیتی (M-type)، بیوتیتی پیشین (EB-type) و آپلیتی به دلیل فقدان کوارتز پیوسته و عدم همراهی با کانی‌های سولفیدی، در این دسته قرار گرفته و بر اساس روابط قطع‌شدگی و بازشدگی میان این رگچه‌ها از نظر زمانی بسیار نزدیک به هم و گاه هم‌زمان تشکیل شده‌اند.

- رگچه‌های مگنتیت ± بیوتیت (M-type): این رگچه‌ها از جمله رگچه‌های مرحله پیش از کانی‌سازی در گمانه مورد مطالعه هستند که با پهنایی کمتر از ۵ میلی‌متر و با فقدان کوارتز، کانی‌های سولفیدی و غشای دگرسانی مشخص می‌شوند. رگچه‌های یاد شده از نظر مس ذاتا بی‌بر شناخته شدند، با این حال، در مواردی که آن‌ها توسط رگچه‌های مرحله کانی‌سازی باز شده بودند، دارای کالکوپیریت و کوارتز شده‌اند. بر این اساس ممکن است در نگاه اول این رگچه‌ها کانه‌دار به نظر برسند، اما باید توجه داشت که حضور سولفیدها در این رگچه‌ها محصول ورود ثانویه آن‌ها همراه با رگچه‌های جوان‌تر به درون این رگچه‌های ذاتا بی‌بر می‌باشد. یافته‌های حاضر با مطالعات انجام‌شده در دیگر کانسارهای پورفیری جهان مطابقت دارد.

یکی از مطالعات مهم، پژوهش آرانسیبیا و کلارک (Arancibia and Clark, 1996) بر روی کانسار Island Copper در کانادا است. مرحله نخست دگرسانی در این کانسار با حضور فراوان مگنتیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز سدیک در دماهایی بیش از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهایی بالای ۱ کیلوپار شکل گرفته است. نبود سولفیدها در این پهنه، با ماهیت اکسیدکننده سیالات پیشین مرتبط دانسته شده است؛ به طوری که یون سولفات (SO_4^{2-}) چیره بوده و H_2S برای ته‌نشینی کانی‌های سولفیدی مانند کالکوپیریت به مقدار کافی وجود نداشته است. در این شرایط، به دلیل حلالیت بالای آهن در قالب $FeCl_2^0$ و نیز حلالیت پس‌رونده مگنتیت بین دماهای ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد، مگنتیت به راحتی ته‌نشین شده و دگرته‌های شدید آهن را رقم زده است.

در برخی از سامانه‌های پورفیری کم‌ژرفا مانند کانسار Batu Hijau در اندونزی، رگچه‌های مگنتیتی ± سولفیدهای مس-آهن در داخل پهنه‌های دگرسانی بیوتیتی مشاهده شده‌اند که توسط رگچه‌های کوارتزی نوع A قطع می‌شوند (Clode et al., 1999). همچنین در کانسارهای پورفیری طلا، تنوعی از رگچه‌های حاوی مگنتیت از انواع مویی شکل حاوی مگنتیت ± بیوتیت با مقدار اندک کوارتز و کالکوپیریت تا رگچه‌های کوارتزر دار همراه با مگنتیت و کالکوپیریت (تحت عنوان رگچه‌های نوع A) شناسایی شده‌اند (Muntean and Einaudi, 2000, 2001). در کانسار Bajo de la Alumbrera در آرژانتین، داغ‌ترین و ژرف‌ترین میانبارهای سیال (با دماهایی تا حدود ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و بیش از ۱ کیلوپار فشار) عمدتاً در رگچه‌های کوارتز ± مگنتیت فاقد کانه‌زایی یافت شده‌اند. این سیالات پیشین، با شوری بالا (۵۰-۶۰ درصد وزنی معادل NaCl) و ترکیب چیره $NaCl$ ، KCl ، $FeCl_2$ دارای غلظت شایان توجهی از مس و طلا هستند، اما در این مرحله تنها مگنتیت و کوارتز نهشته شده‌اند. این موضوع بیانگر آن است که با وجود غنای فلزی سیال، دمای بالا و شرایط اکسیدکننده مانع از نهشت سولفیدهای مس و طلا شده است (Ulrich et al., 2001). مطالعه پیشین در کانسار میدوک توسط تقی‌پور و همکاران (Taghipour et al., 2008)،

دگرسانی کلسیک و همراهی آن با عیارهای غیرقابل معدن‌کاری مس و طلا در ۱۰۰ متر پایینی گمانه مورد مطالعه و در فازهای نفوذی پس از کانی‌سازی، به نظر می‌رسد نشان‌دهنده پهنه ریشه کانسار باشد؛ در نتیجه می‌توان پیشینه ژرفا و گسترش قائم کانی‌سازی در کانسار میدوک را حدود ۲/۵ کیلومتر و در تراز ارتفاعی ۳۰۰ متری از سطح آب‌های آزاد در نظر گرفت. مطالعات پیشین نیز چنین ویژگی‌هایی را برای دگرسانی‌های ژرف و فقیر از کانه در دیگر کانسارهای مس پورفیری جهان گزارش کرده‌اند. در شماری از کانسارهای پورفیری مانند Panguna در پاپوا گینه نو و El Teniente در شیلی، دگرسانی سدیک-کلسیک به‌طور محدود در نزدیکی سنگ‌های دیواره یا فازهای نفوذی حفظ شده است، که همانند مطالعه حاضر، از شدت کمی برخوردار بوده‌اند و به راحتی ممکن است با دگرسانی‌های پروپیلیتیک اشتباه گرفته شوند (Ford, 1978; Cannell et al., 2005). هرچند در برخی موارد، مناطق مرکزی استوک‌های مس پورفیری را نیز در بر می‌گیرد؛ مانند Koloula در جزایر سلیمان و Island Copper در کانادا (Chivas, 1978; Perelló et al., 1995); Arancibia and Clark, 1996).

دگرسانی سدیک-کلسیک، معمولاً با افزایش فراوانی کانی‌های سدیم و کلسیم دار شکل می‌گیرد که با جانشینی فلدسپار پتاسیم و کانی‌های آهن‌دار مانند بیوتیت و آمفیبول توسط کانی‌هایی مانند آلپیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت و تیتانیت همراه است. این دگرسانی معمولاً فقیر از سولفید است، ولی در مواردی که در تماس با پهنه‌های پتاسیک یا سرسیتی قرار گرفته باشد، می‌تواند حاوی سولفید نیز باشد (مانند کانسار Nugget Hill، فیلیپین). دگرسانی سدیک-کلسیک در سامانه‌هایی مانند Yerington و Ann Mason نیز گزارش شده (Einaudi, 1970; Proffett, 1970) که در نزدیکی راس نفوذی‌ها (کاپولا) و در زیر نواحی با عیار اقتصادی مس رخ داده‌اند. در برخی موارد، این دگرسانی به صورت گذار تدریجی از دگرسانی پتاسیک دیده می‌شود و در برخی دیگر همانند مطالعه حاضر، به صورت کاملاً مجزا و پس از دگرسانی پتاسیک ظاهر گردیده است. حتی اگر دگرسانی سدیک-کلسیک تا توده معدنی امتداد نداشته باشد، ممکن است سرخ‌هایی در نزدیکی قاعده توده‌های معدنی وجود داشته باشد که نشان‌دهنده حضور دگرسانی سدیک-کلسیک در ژرفا باشد (Seedorff et al., 2005). برای نمونه، در کانسار Ann Mason، اپیدوت به‌عنوان بخشی از مجموعه‌های بیوتیتی حضور دارد (Dilles and Einaudi, 1992) و در کانسار Sierrita Esperanza، ترکیب‌هایی از اپیدوت یا کلریت با ارتوکلاز و کوارتز و یا آلپیت با ارتوکلاز و کوارتز مشاهده شده‌اند (West et al., 1982). این مجموعه‌های کانیایی احتمالاً در نتیجه اختلاط سیالات جوی از حاشیه سیستم با سیالات ماگمایی در حال صعود شکل گرفته‌اند. در بخش‌های ژرف کانسار El Salvador در شیلی نیز، کانی‌های سدیک مانند پلاژیوکلاز سدیک و کانی‌های کلسیک مانند اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت، اندریت، تیتانیت و آپاتیت در ترکیب با فلدسپار پتاسیم و/یا بیوتیت مشاهده شده‌اند (Gustafson and Quiroga, 1995) که نشان‌دهنده مجموعه کانی‌شناسی شاخص منطقه گذار از بخش ژرف کانسار به بخش ریشه سامانه است. این ویژگی‌ها با آن چه که در ۱۰۰ متر پایینی گمانه MDK-276 در طی پژوهش حاضر مشاهده شد، سازگاری دارد.

در پژوهش حاضر، دگرسانی سرسیتی از سطح تا ژرفای گمانه با رنگ‌های خاکستری روشن تا سفید و گاهی سبز کم‌رنگ شناسایی شد که در بخش‌هایی اثری از دگرسانی پتاسیک برجای نگذاشته و رنگ سنگ به خاکستری روشن تا سفید تبدیل شده است. بر اساس گروه‌بندی ارائه شده توسط آساندون و همکاران (Ossandón et al., 2001)، دگرسانی سرسیتی در بخش ژرف کانسار میدوک می‌تواند در زمره سرسیتی شدن تأخیری (به رنگ سفید) نسبت به سرسیتی شدن اولیه (به رنگ سبز-خاکستری) قرار گیرد که در دمای پایین‌تر و از سیال‌های گرمایی اختلاط یافته با آب‌های جوی شکل گرفته است.

سیمای رگچه‌های مرکب را به خود بگیرند و تا حدودی کانه‌دار به نظر برسند. یافته‌های این مطالعه با نتایج سایر پژوهش‌ها در کانسارهای پورفیری مانند Haquira East در پرو همخوانی دارد. در آن‌جا نیز رگچه‌های کوارتز ژرف و آپلیتی در نواحی دگرسانی سیلیکات پتاسیم، با یکدیگر رابطه قطع‌شدگی متقابل داشته‌اند و ساختارهای ترکیبی به نام دایک‌های رگچه‌ای را به وجود آورده‌اند (Cernuschi et al., 2023). پژوهش‌های دیگر نیز نشان داده‌اند که دایک‌های آپلیتی با خاستگاه ماگمایی همراه با رگچه‌های بیوتیتی، مگنتیتی و حتی انیدریتی با خاستگاه گرمایی معمولاً در هسته‌های کم‌عیار (low grade cores) یا بی‌بر (barren cores) در زیر ناحیه کانی‌سازی دیده می‌شوند و حاصل جای‌گیری هم‌زمان ماگمای در حال تبلور و سیالات گرمایی مشتق از آن در سنگ میزبان هستند (Kirkham and Sinclair, 1988; Seedorff et al., 2005; Cernuschi et al., 2013). در این نواحی ژرف، به دلیل دمای بالای تشکیل (بیش از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد) و کمبود گوگرد احیایی (H₂S)، شرایط مناسب برای نهشت کانی‌های سولفیدی وجود نداشته و بنابراین این رگچه‌ها فاقد کانی‌سازی مس هستند (Cernuschi et al., 2023).

- رگچه‌های مرحله کانی‌سازی: این رگچه‌ها در این پژوهش که همواره با حضور کوارتز و کانی‌های سولفیدی شناسایی شدند، بر اساس کانی‌شناسی، روابط قطع‌شدگی، و بازشدگی به ترتیب زمان نسبی تشکیل به ۲ گروه: (۱) رگچه‌های خانواده نوع A و (۲) رگچه‌های خانواده نوع C گروه‌بندی شدند.

بر پایه مطالعه حاضر، در کانسار میدوک مشابه برخی از کانسارهای مس پورفیری جهان مانند Batu Hijau اندونزی (Clode et al., 1999)، Bingham آمریکا (Redmond and Einaudi, 2010) و Encuentro شیلی (Osorio, 2017)، ۵ نسل گوناگون از رگچه‌های نوع A (A1، A2، A3، A4، A5 - بی‌بر) براساس تفاوت‌های کانی‌شناسی و روابط قطع‌شدگی و بازشدگی شناسایی شد.

در کانسارهای پورفیری با ژرفای کم جایگزینی که کانسار میدوک نیز در زمره این کانسارها طبقه‌بندی می‌شود، بخش عمده ورود و نهشت مس در رگچه‌های کوارتزی نوع A و در دمای حدود ۶۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد صورت گرفته است زیرا در دماهای بیش از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد، نهشت سولفیدهای مس - آهن به دلیل در دسترس نبودن گوگرد احیایی صورت نمی‌گیرد (Cernuschi et al., 2023). در گمانه‌های اکتشافی کم‌ژرفای معدن میدوک، هزارخانی (Hezarkhani, 2008) بر پایه مطالعه میانبراهای سیال، دمای تشکیل رگچه‌های کوارتز-سولفید مس در دگرسانی پتاسیک را ۵۵۰ تا ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد، و تقی‌پور و آفتابی (Taghipour and Aftabi, 2009) بالاترین دمای مربوط به مراحل اولیه تشکیل کانسار و هم‌زمان با پهنه دگرسانی پتاسیک را ۵۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد گزارش کرده‌اند. مطالعه اخیر از شفیع‌بافتی و همکاران (Shafiei Bafti et al., 2022) بالاترین دمای ثبت‌شده براساس نتایج حاصل از مطالعه میانبراهای سیال در رگچه‌های نوع A در گمانه‌های اکتشافی ژرف این معدن را ۵۵۸ درجه سانتی‌گراد نشان داده است.

در مطالعه حاضر، همراهی مگنتیت و بیوتیت با نسل‌های اولیه رگچه‌های کوارتزی خانواده A (نوع A1 و A2) نشان می‌دهد که دمای بالاتر سیال گرمایی مسئول تشکیل این نوع رگچه‌ها نسبت به نسل‌های بعدی رگچه‌های نوع A (مانند A3 و A4) دور از انتظار نیست. مطالعات اخیر به نهشت سولفیدهای مس - آهن در آغاز با رگچه‌های کوارتزی و دگرسانی در میدان پایداری بیوتیت اشاره داشته‌اند (Cernuschi et al., 2023; Heinrich, 2024). شکل‌گیری مگنتیت گرمایی معمولاً در دماهای بیش از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بیش از یک کیلوپا در صورت می‌گیرد (Ulrich et al., 2001; Arancibia and Clark, 1996) اما در این شرایط، شکل‌گیری سولفیدهای مس - آهن به دلیل دمای بالا و نبود گوگرد احیایی امکان‌پذیر نیست. بر همین اساس می‌توان بازه دمایی ۶۵۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد را برای تشکیل رگچه‌های A1 و A2 تخمین زد که مطابق با دامنه دمایی

رگچه‌های نازک و ناپیوسته مگنتیتی بدون همراهی کانه سولفیدی (با عنوان MI) را در بخش‌های ژرف‌تر فاز پورفیری پیش از کانی‌سازی (P1) معرفی کرده است. در این مطالعه، به دلیل وجود بی‌نظمی‌های ساختاری در این رگچه‌ها، تشکیل آن‌ها به دماهای نسبتاً بالا و به زمانی نسبت داده شده که پورفیری میزبان در وضعیت شکل‌پذیر قرار داشته است. این رگچه‌ها در مرحله ابتدایی کانی‌سازی شکل گرفته‌اند و همراه با رگچه‌های کوارتز-مگنتیت که گاه دارای مقادیر اندکی کالکوپیریت هستند (با عنوان M2)، عمدتاً با دگرسانی پتاسیک غنی از مگنتیت همراه می‌باشند. مجموع شواهد نشان می‌دهد که رگچه‌های مگنتیتی، از جمله نخستین رگچه‌های تشکیل‌شده در سامانه‌های پورفیری هستند که در دمای بالا (بیش از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد) و در شرایط اکسیدکننده و با غنای بالا از آهن شکل می‌گیرند. نبود سولفیدها در این رگچه‌ها نه به معنی عدم ارتباط با کانی‌سازی، بلکه بیانگر شرایط نامناسب فیزیکوشیمیایی برای نهشت سولفیدها در مراحل پیشین است. در عین حال، بازشدگی این رگچه‌ها توسط رگچه‌های جوان‌تر می‌تواند ورود ثانویه کانی‌های سولفیدی را رقم بزند و موجب پیچیدگی در تفسیر روابط پاراژنتیکی گردد.

- رگچه‌های بیوتیتی: رگچه‌های بیوتیتی پیشین که بیشترین فراوانی را در میان رگچه‌های مرحله پیش از کانی‌سازی در گمانه مورد مطالعه نشان داده‌اند، اغلب با رگچه‌های آپلیتی رابطه قطع‌شدگی متقابل داشته و در برخی موارد نیز به صورت موازی و در حاشیه خارجی رگچه‌های آپلیتی توسعه یافته‌اند. این دو الگوی رخداد نشان می‌دهند که شکل‌گیری این دو نوع رگچه از نظر زمانی بسیار به یکدیگر نزدیک بوده است.

یافته‌های حاصل از این پژوهش همراه با گزارش‌های متعدد از دیگر کانسارهای مس پورفیری نشان می‌دهند که رگچه‌های بیوتیتی پیشین به‌عنوان نخستین رگچه‌ها در فشار بالای هیدرواستاتیک سیالات ماگمایی و شرایطی نزدیک به گذار از رفتار شکل‌پذیر به شکننا و با دگرسانی گسترده پتاسیک شکل گرفته‌اند (Meyer, 1965; Brimhall, 1977; Gustafson and Quiroga, 1995; Atkinson et al., 1996; Rusk et al., 2008; Proffett, 2009; Redmond and Einaudi, 2010; Cernuschi et al., 2024; Soleymani et al., 2021; Ouyang et al., 2021; al., 2018, 2023). مطالعه حاضر نشان داد که رگچه‌های بیوتیتی پیشین در بسیاری موارد، به دلیل بازشدگی توسط رگچه‌های مرحله کانی‌سازی، میزبان کالکوپیریت و کوارتز شده‌اند. این ویژگی به‌روشنی نشان می‌دهد که حضور کوارتز و سولفیدها در این رگچه‌ها لزوماً ناشی از هم‌زمانی نهشت با بیوتیت نیست. مطالعات صورت گرفته در کانسار مس پورفیری کوه‌جانجا (زاهدان) و نیز سایر کانسارها مانند Bingham Canyon (ایالت یوتا در آمریکا) نیز نشان داده است که کانی‌سازی مس مشاهده شده با این رگچه‌ها نه در زمان تشکیل بیوتیت بلکه پس از آن و همراه با رگچه‌های C که این رگچه‌ها را باز کرده‌اند رخ داده است (Landtwing et al., 2010; Bennett et al., 2014; Monecke et al., 2018, 2019; Soleymani et al., 2018, 2023; et al., 2018, 2023). مدل‌سازی حلالیت کوارتز توسط مونکه و همکاران (Monecke et al., 2018, 2019) نیز نشان داد که نبود ذاتی کوارتز در این رگچه‌ها با تشکیل آن‌ها در دمای ۵۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهایی تا ۹۰۰ بار و در شرایط سردشدگی تقریباً هم‌فشار (quasi-isobaric) از یک سیال گرمایی-ماگمایی تک‌فازی (غنی از فاز گاز) سازگار است. در این شرایط دمایی، سنگ میزبان رفتاری شکل‌پذیر داشته و جریان سیال‌های داغ و نهایتاً تشکیل رگچه‌ها از طریق جریان فشار بالا با ایجاد نفوذپذیری موضعی صورت می‌گیرد (Weis et al., 2012).

- رگه-رگچه‌های آپلیتی: این رگچه‌ها از دیگر رگچه‌های مرحله پیش از کانی‌سازی در این پژوهش هستند و در برخی موارد، در مراحل بعدی توسط رگچه‌های کوارتزی مرحله کانی‌سازی قطع یا باز شده‌اند که سبب گردیده رگچه‌های آپلیتی

توسط آب‌های جوی مسئول دگرسانی کلریت-سرسیست و سرسیستی، به‌عنوان سازوکار اصلی برای شکل‌گیری رگچه‌های نوع C در برخی از کانسارهای مس پورفیری معرفی شده است (Cernuschi et al., 2023). همچنین به کانی‌سازی مرتبط با این رگچه‌ها در دمای زیر ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد، در شرایط نزدیک به گذار از رفتار شکل‌پذیر به شکننا و در فشار هیدرواستاتیک اشاره شده است (Hedenquist et al., 1998; Stefanova et al., 2014; Tsuruoka et al., 2021; Schirra et al., 2024). شرایطی که در آن سیالات گرمابی تک‌فاز با شوری پایین (سیالات غیرماگمایی با منشأ آب جوی) فعال بوده‌اند (Monecke et al., 2018). نبود یا میزان اندک کوارتز در این رگچه‌ها نیز به حالیت پس‌رونده کوارتز در دماهای پایین‌تر مراحل دگرسانی-کانی‌سازی، هم‌زمان با گریز این سیالات گرمابی تک‌فاز با شوری پایین از محیط لیتواستاتیک به هیدرواستاتیک نسبت داده شده است (Monecke et al., 2018, 2019). در مواردی هم که کوارتز حضور دارد، ویژگی‌های آن مشابه با کوارتز رگچه‌های قدیمی‌تر است که این مسئله احتمال استفاده مجدد این رگچه‌ها از شکستگی‌های موجود پیشین را تقویت می‌کند (Tsuruoka, 2017).

سیالات مرتبط با کانی‌سازی رگچه‌های نوع C، اسیدی بوده و توانایی شستشوی مس (و طلا) نهشته‌شده در مراحل پیشین کانی‌سازی را دارا بوده‌اند (شستشوی درون‌زاد Hypogene leaching). همان‌طور که بریمهال (Brimhall, 1980) اشاره می‌کند، این تغییرات باید مطابق با اثر تخریبی سیال اسیدی دگرسان‌کننده بر کانی‌های بافری کانستگ پتاسیک (مانند فلدسپار پتاسیم و بیوتیت ثانویه) کم‌عیار باشد. در مناطقی که پتانسیل بافری سنگ حفظ شده (دگرسانی پتاسیک)، نهشت مس از این سیال اسیدی بدلیل افزایش pH رخ داده است، اما در مناطقی که شست‌وشوی تقریباً کامل مس اتفاق افتاده است این پتانسیل به‌طور کامل از بین رفته است. این سیال‌های گرمابی افزون بر تشکیل رگچه‌های مجزای C در این بخش ژرف از کانسار میدوک، مسیر خود را از میان رگچه‌های پیشین نیز گشوده‌اند و محتوای فلزی خود را ضمن ایجاد دگرسانی سرسیستی هم از طریق نهشت مستقیم در فضای باز شده رگچه‌های پیشین به‌شکل کالکوپیریت-گاه به‌صورت سیمان قطعات برشی، و هم از طریق جانشینی سولفیدهای پیشین و پسین مانند کالکوپیریت با بورنیت و کالکوسیت، برجای گذاشته‌اند. این سبک از کانی‌سازی مشاهده شده را می‌توان از مصادیق آشکار رخداد غنی‌شدگی درون‌زاد (Hypogene enrichment) در بخش ژرف کانسار میدوک قلمداد نمود؛ همان‌گونه که در مطالعات پیشین توسط بریمهال (Brimhall, 1979)، سلیتو (Sillitoe, 1999)، و یوسفی سورانی و همکاران (Yousefi Soorani et al., 2022) نیز گزارش شده است.

در برخی مطالعات دیگر هم به این موضوع اشاره شده است که افزون بر رگچه‌های مجزای C، بازگشایی و برشی شدن رگچه‌های کوارتزی نوع A و B و نهشت کالکوپیریت جدید در امتداد شکستگی‌های درون رگچه‌ها و به‌عنوان سیمان قطعات برشی، نشان‌دهنده نهشت مجدد مس در این رگچه‌ها در پی ورود سیالات جوان‌تر و سردتر (احتمالاً در ارتباط با رگچه‌های نوع C) می‌باشد (Cernuschi et al., 2013; Driesner and Heinrich, 2019; Dilles and John, 2021). در نهایت، سیال‌های گرمابی یاد شده با نهشت این فلزات به‌شکل کالکوپیریت در رگچه‌های نوع C1 این پژوهش و همچنین در مراحل بعدی، جانشینی کالکوپیریت‌های پیشین و پسین با بورنیت و کالکوسیت، به‌مرور فقیر از مس و طلا شده و در ادامه، با افزایش غلظت آهن و گوگرد (که بخشی از آن حاصل آزاد شدن این عناصر از ساختار سولفیدهای پیشین و پسین طی فرایندهای انحلال-تن‌نشست مجدد است)، به‌صورت رگچه‌های C2 غنی از پیریت و فقیر از کالکوپیریت در مرحله پایانی کانی‌سازی شکل گرفتند. رگچه‌های C در بسیاری از کانسارهای مس پورفیری، به‌ویژه آن‌هایی که در ژرفاهای متوسط شکل گرفته‌اند، نقش کلیدی در پُرعیارسازی کانی‌سازی پیشین ایفا می‌کنند. دمای تشکیل این رگچه‌ها معمولاً در محدوده ۳۷۵ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد

تشکیل رگچه‌های EDM (میکای تیره پیشین) در یک کانسار مس پورفیری است (Rusk et al., 2008).

حضور مگنتیت و بیوتیت فراوان با همراهی انیدریت در نسل‌های اولیه رگچه‌های خانواده A (نوع A1 و A2)، فوگاسیته بالای اکسیژن سیال گرمابی مسئول تشکیل این رگچه‌ها را نشان می‌دهد. اگرچه رگچه‌های کوارتزی نوع A با غشای شاخص بیوتیتی (رگچه‌های نوع A2) در کانسارهای مس پورفیری به‌ندرت گزارش شده‌اند اما در کانسار El Salvador شیلی، حضور این رگچه‌ها به‌عنوان مرحله گذار بین رگچه‌های نوع بیوتیتی پیشین و نوع A در نظر گرفته شده است (Gustafson and Quiroga, 1995). واکنش سیال‌های گرمابی غنی از پتاسیم و آهن با کانی‌های اولیه موجود در دیواره‌های رگچه احتمالاً به شکل‌گیری بیوتیت در مرزهای رگچه به‌صورت غشای دگرسانی پیرامون رگچه انجامیده است. همچنین در کانسار Butte آمریکا، رگچه‌های کوارتز-سولفید (کالکوپیریت) با غشای دگرسانی بیوتیت به عنوان رگچه‌های EDM (میکای تیره پیشین) نام‌گذاری شده‌اند (Rusk et al., 2008) و بر پایه این مطالعه، دامنه دمایی ۶۵۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد را می‌توان برای تشکیل رگچه‌های A2 پیشنهاد نمود. با کاهش تدریجی دمای سیال گرمابی (احتمالاً ۵۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد)، مقدار بیوتیت در رگچه‌های نوع A کاهش می‌یابد و در مقابل فلدسپار پتاسیم به‌صورت برجسته‌تری در آن‌ها (داخل و حاشیه رگچه) ظاهر می‌شود (نوع A3). به همین ترتیب، رگچه‌های نوع A4 به‌دلیل کاهش بیشتر دما و کاهش غلظت عناصری مانند پتاسیم، آهن و منیزیم محیط، فاقد کانی‌های بیوتیت و فلدسپار پتاسیم شده و عمدتاً از سولفیدهای مس-آهن تشکیل شده است.

چیرگی کالکوپیریت و فقدان کانی‌هایی مانند بیوتیت و فلدسپار پتاسیم در رگچه‌های A4، تحت کنترل شرایط دمایی و ترکیب شیمیایی سیال است. در طی مراحل ابتدایی و هنگام تشکیل رگچه‌های اولیه نوع A، سیال‌های داغ غنی از آهن، منیزیم، پتاسیم، کانی‌های سیلیکاته و اکسیدی مانند بیوتیت، مگنتیت و فلدسپار پتاسیم را با رگچه‌های نوع A1 تا A3 نهشته می‌کنند که به دنبال آن غلظت این عناصر در سیال باقی‌مانده کاهش می‌یابد. در مراحل بعد، کاهش تدریجی دما و افزایش محتوای گوگرد احیا منجر به نهشت کالکوپیریت فراوان و شکل‌گیری رگچه‌های نوع A4 (Redmond and Einaudi, 2010; Osorio, 2017) می‌گردد که رگچه‌های پیشین خانواده A (A1 تا A3) و رگچه‌های مرحله پیش از کانی‌سازی را قطع و یا باز می‌کنند.

آخرین نسل شناسایی شده از رگچه‌های نوع A (A5)، که در واقع رگچه‌های کوارتزی بی‌بر هستند؛ با توجه به روابط قطع‌شدگی با دیگر رگچه‌های خانواده A، به نظر می‌رسد در پایان مرحله اصلی کانی‌سازی در دگرسانی پتاسیک، زمانی که سیال گرمابی ماگمایی از مس تهی و از سیلیکا غنی شده است شکل گرفته باشد و به این ترتیب حیات سیال گرمابی ماگمایی با نهشت رگچه‌های کوارتزی بی‌بر به پایان رسیده است. کلود و همکاران (Clode et al., 1999) این رگچه‌ها را در زمره رگچه‌های نوع A بی‌بر گروه‌بندی نموده و مطالعات پیشین نیز رگچه‌های کوارتزی بی‌بر را در بسیاری از کانسارهای پورفیری گزارش کرده‌اند که از آن جمله می‌توان به حضور آن‌ها در هسته ژرف کانسار Haquira East، به شکل رگچه‌های کوارتزی ستر، شیری‌رنگ و فقیر از سولفید (Cernuschi et al., 2012) و همچنین در سایر کانسارها مانند Butte و Bingham ایالات متحده آمریکا (Rusk et al., 2008; Porter et al., 2012) اشاره کرد.

رگچه‌های خانواده نوع C به‌عنوان آخرین نسل از رگچه‌های کانه‌دار در این مطالعه، تمام رگچه‌های مربوط به مرحله پیش از کانی‌سازی و ابتدای مرحله کانی‌سازی را قطع یا دیواره باز کرده‌اند و بر این اساس و همچنین پاراژنز کانیایی، تشکیل آن‌ها پس از دگرسانی پتاسیک و همراه با دگرسانی کلریت-سرسیست و دگرسانی سرسیستی پیشنهاد می‌گردد که با مطالعات پیشین نیز همخوانی دارد (Cernuschi et al., 2023). بازتوزیع مس نهشته شده پیشین در دگرسانی پتاسیک

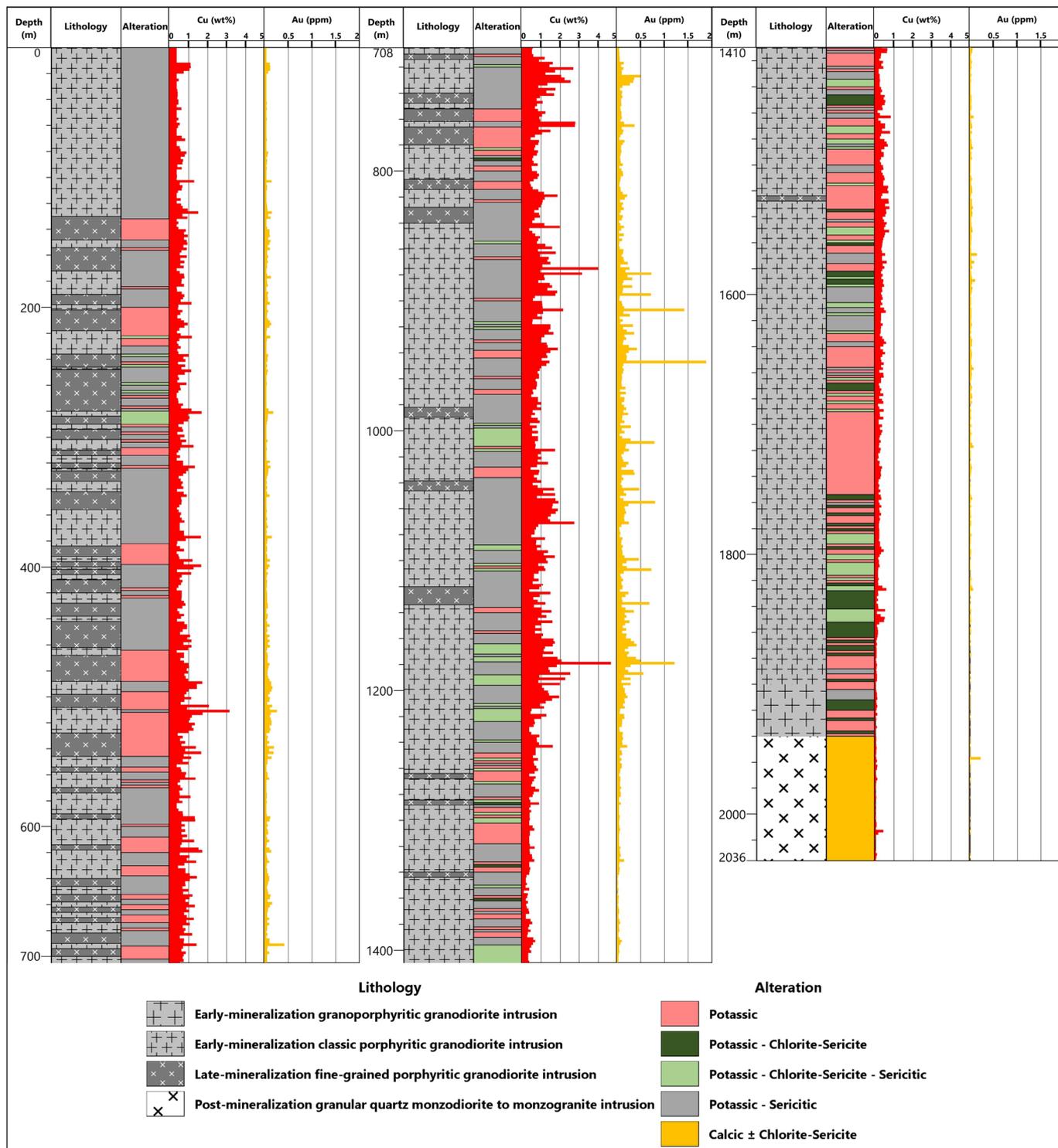
بنابراین، رویداد غنی‌شدگی درون‌زاد در بازه ژرفی ۵۰۰ تا ۱۲۰۰ متری گمانه در بخش‌های مرکزی کانسار با سیالات سرسیت‌ساز مرتبط بوده که سبب جانشین شدن کالکوپیریت و پیریت‌های افشان در زمینه و در رگچه‌های پیشین توسط بورنیت و پیرو آن، افزایش چشمگیر عیار مس و طلا در این بازه شده است. محتمل‌ترین عامل برای شکل‌گیری سیال گرمابی مسبب دگرسانی‌های کلریت-سرسیت و سرسیتی و عامل غنی‌شدگی درون‌زاد، نفوذ فازهای پورفیری تاخیری در مراحل میانی کانی‌سازی هستند. این فازهای نفوذی تاخیری، پس از زوال فعالیت سیالات گرمابی-ماگمایی که رگچه‌های نوع A بی‌بر را در پایان دگرسانی پتاسیک پدید آوردند، احتمالاً به‌عنوان یک منبع حرارتی جدید عمل کرده‌اند. این فازها با بازگرداندن حرارت به سامانه، شرایط لازم برای داغ‌شدن آب‌های جوی فرورو در بخش‌های ژرف کانسار را فراهم کردند. در پی آن، جریان همرفت گرمابی شکل گرفته است که به شستشوی فلزات نهشته‌شده پیشین در دگرسانی پتاسیک و آغاز مرحله دوم کانی‌سازی انجامید. این مرحله با نهشت مجدد مس به‌صورت نسل جدید کالکوپیریت و همچنین جانشینی کالکوپیریت‌های پیشین با بورنیت و کالکوسیت همراه بوده است. ژرف‌ترین عمقی که این فاز نفوذی تاخیری در گمانه مشاهده شده در ژرفای حدود ۱۵۰۰ متری قرار دارد که ۳۰۰ متر پایین‌تر از بازه ژرفی پُرعیار شده کانسار (در ژرفای ۱۲۰۰ تا ۵۰۰ متری گمانه) می‌باشد. بنابراین، به نظر می‌رسد شستشوی مس نهشته شده پیشین از این ژرفا آغاز و نهشت مجدد مس در ژرفاهای بالاتر صورت گرفته است (شکل ۱۴).

برآورد شده (Monecke et al., 2018; Cernuschi et al., 2023) که این شرایط، سازگاری خوبی با پایان دگرسانی سیلیکات پتاسیم و پایداری نسبی این رگچه‌ها در مجاورت سنگ دیواره دگرسان‌شده به این فاز را نشان می‌دهد (Seedorff et al., 2005). وجود غشاهای باریک کلریت \pm سرسیت در اطراف این رگچه‌ها که در مجاورت دگرسانی پتاسیک قرار دارند، با ناپایداری بیوتیت و جانشینی آن توسط کلریت \pm سرسیت سازگار است (Dilles and Einaudi, 1992; Monecke et al., 2018). بنابراین، رویداد غنی‌شدگی درون‌زاد در بازه عمقی ۵۰۰ تا ۱۲۰۰ متر گمانه مورد مطالعه شدت یافته است. در این محدوده، عیار مس و طلا به بیشترین مقدار رسیده‌اند (تا ۴/۶ با میانگین ۰/۹۲ درصد وزنی برای مس و تا ۱۸۸۱ با میانگین ۱۱۴ ppb برای طلا). این افزایش همراه با دگرسانی پتاسیک-سرسیتی (با چیرگی سرسیت سفیدرنگ)، رخداد گسترده بافت‌های جانشینی کالکوپیریت پیشین توسط بورنیت (و به مقدار کمتر کالکوسیت و کوولیت)، و همچنین برشی شدن رگچه‌های کانهدار قدیمی و نهشت کالکوپیریت‌های جدید بوده است. کالکوپیریت‌های پسین نیز متعاقباً به بورنیت (و اندکی کالکوسیت و کوولیت) تبدیل شده‌اند. این در واقع نشان‌دهنده چند مرحله غنی‌شدگی درون‌زاد تحت تأثیر چندین پالس سیال غنی از مس است که با یافته‌های بریمهال (Brimhall, 1979) و سلیتو (Sillitoe, 1999) مبنی بر همراهی این رویداد با دگرسانی سرسیتی سفید در حواشی رگچه‌های کوارتزی بی‌بر و مجموعه‌های سولفید بالای حاوی بورنیت، کالکوسیت و کوولیت همخوانی دارد.

Veinlet type	Pre-mineralization stage		Mineralization stage					
	M	EB	Early			Late		
			A1	A2	A3	A4	A5	C1
T (°C)	>650	650-550	650-550	550-500	500-450	450-350	350-300	
M	—————							
EB	—————							
Aplite	—————							
A1	—————							
A2	—————							
A3	—————							
A4	—————							
A5	—————							
C1	—————							
C2	—————							

شکل ۱۳- توالی پاراژنتیک و دماهای تخمینی برای تشکیل رگه-رگچه‌های بخش ژرف کانسار مس پورفیری میدوک.

Figure 13. Proposed paragenetic sequence and estimated formation temperatures of vein-veinlets in the deep portion of the Miduk porphyry copper deposit.



شکل ۱۴- تغییرات سنگ‌شناسی، دگرسانی و عیارهای مس و طلا نسبت به ژرفای در گمانه MDK-276 معدن مس پورفیری میدوک (عیارسنجی مس و طلا در بازه‌های ۲ متری سراسر گمانه انجام شده است).

Figure 14. Depth-related variations of lithology, alteration, and Cu – Au grades in borehole MDK-276, Miduk porphyry copper mine (Cu and Au assays were carried out at 2-meter intervals throughout the borehole).

۵- نتیجه‌گیری

در این رگچه‌ها می‌تواند محصول ورود ثانویه و تاخیری از رگچه‌های جوان‌تر به درون این رگچه‌های ذاتا بی‌بر باشد.

مرحله اولیه کانی‌سازی در کانسار میدوک با شکل‌گیری رگچه‌های کوارتزی نوع A در طی دگرسانی پتاسیک رخ داده که با ژرفای کم جایگزینی این کانسار سازگار است، و بخش عمده نهشت مس از سیالات گرمایی ماگمایی و در محدوده دمایی ۶۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد همراه با دگرسانی پتاسیک صورت گرفته است. - مرحله تاخیری کانی‌سازی در کانسار میدوک با شکل‌گیری رگچه‌های غالباً سولفیدی نوع C در طی دگرسانی‌های کلریت-سرسیست و سرسیستی و توسط سیال‌های غیرماگمایی با منشا آب جوی گرم‌شده با ماهیت اسیدی و دمای کمتر از ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد همراه بوده است که غنی‌شدگی درون‌زاد کانسار را از طریق فرایند شستشو و بازتوزیع مس (و طلا) نهشته شده اولیه به‌دنبال داشته است. نهشت کالکوپریت جدید و جانشین شدن کالکوپریت‌های اولیه و ثانویه توسط بورنیت و کالکوسیت از مظاهر این غنی‌شدگی هستند که نقش کلیدی در ارتقای عیار مس و طلا در بازه ژرفی ۵۰۰ تا ۱۲۰۰ متری گمانه (تراز ارتفاعی ۱۸۵۳-۱۱۵۳ متر از سطح آب‌های آزاد) ایفا کرده‌اند.

نتایج این پژوهش، با تأکید بر فراوانی بافت‌های جانشینی کالکوپریت به‌وسیله بورنیت، کالکوسیت و کوولیت در بخش ژرف و مرکزی کانسار میدوک و همچنین نبود شواهد قابل توجه از جانشینی پیریت توسط سولفیدهای مس، نشان می‌دهد که بهره‌بردار در این بخش از کانسار با پدیده پیریت فعال به‌عنوان عاملی چالش‌زا در بازیابی فلوتاسیون و کاهش‌دهنده عیار مس و طلای کنسانتره تولیدی روبه‌رو نخواهد شد. چیرگی دگرسانی پتاسیک و حضور جانشینی‌های موثر کالکوپریت توسط سولفیدهای پُرعیارتر از مس (مانند بورنیت و کالکوسیت)، نوید بخش وجود کانسنگ‌های خوش عیار و پُربازده از منظر فرآوری در بخش‌های مرکزی کانسار تا ژرفای شایان توجه نسبت به ژرفای امروزی معدن کاری در میدوک می‌باشد.

سپاسگزاری

از مجتمع مس شهربابک، امور اکتشافات شرکت ملی صنایع مس ایران و شرکت مهندسی و مشاوره‌ای پارس اولنگ برای حمایت و همکاری‌های ارزنده و فراموش نشدنی در انجام این پژوهش صمیمانه سپاسگزاری می‌گردد. از داوران محترم فصلنامه وزین علوم زمین که با ارائه نظرات، اصلاحات و پیشنهادهای ارزنده به بهبود مقاله حاضر کمک شایانی نمودند، صمیمانه سپاسگزاری می‌گردد.

در این پژوهش، شواهدی از قاعده قابل معدن کاری یک ذخیره و آن چه که به‌عنوان ویژگی‌های پهنه ریشه در کانسارهای مس پورفیری جهان پذیرفته شده است، مشاهده شد. این شواهد عبارتند از:

- تغییرات بافت در توده نفوذی کانی‌سازی شده (یعنی فاز نفوذی پیشین یا هم‌زمان با کانی‌سازی)؛ به‌گونه‌ای که حضور بافت گرانوپورفیری در ژرفای گمانه (۱۹۰۰-۱۹۴۰ متر) همراه با عیارهای غیراقتصادی از مس (و طلا) در این ژرفا، قاعده قابل معدن کاری توده معدنی را مشخص می‌کند و می‌تواند نشانه‌ای از «نزدیکی» به پهنه ریشه و هسته اولیه کانسار باشد.

- رخداد دگرسانی کلسیک در ۱۰۰ متر پایانی گمانه، جایی که نفوذی‌هایی با بافت گرانولار مربوط به مراحل پس از کانی‌سازی، فاز نفوذی پیشین یا مسبب کانی‌سازی را در ژرفا قطع کرده‌اند، می‌تواند نشانه‌ای از «نزدیکی» به پهنه ریشه و هسته اولیه کانسار باشد.

- رخداد بخشی از رگچه‌های بیوتیتی پیشین که در این بخش ژرف از گمانه اغلب از نوع نازک و مویی‌شکل هستند، در کنار برخی رگه-رگچه‌های آپلیتی، همانند الگوی مشاهده شده در دیگر کانسارهای پورفیری نشان‌دهنده بخش‌های زیرین ناحیه کانی‌سازی شده در کانسار است.

براساس این شواهد، پیشینه ژرفا و گسترش قائم کانی‌سازی در معدن میدوک را می‌توان حدود ۲/۵ کیلومتر تخمین زد که در نتیجه، قاعده قابل معدن کاری توده معدنی در تراز ارتفاعی حدود ۳۰۰ متر از سطح آب‌های آزاد قرار می‌گیرد.

کاهش محسوس عیار مس (و طلا) در بخش‌هایی از گمانه به‌ویژه در ۵۰۰ متر ابتدای گمانه با تزریق گسترده‌تر فاز پورفیری دانه‌ریز تاخیری در این ژرفا در ارتباط بوده است. براساس شواهد موجود، این فاز در میانه مراحل کانی‌سازی یعنی پایان مرحله دگرسانی پتاسیک و مرحله اصلی کانی‌سازی رگچه‌ای در ژرفای حدود ۱۵۰۰ متری گمانه به داخل فاز پورفیری پیشین تزریق شده است و با شدت ضعیف‌تر از دگرسانی و کانی‌سازی، و تراکم رگچه‌ای پایین‌تر، رقیق‌کننده عیار مس و طلا در این بخش ژرف پهنه درون‌زاد کانسار است.

رگچه‌های مرحله پیش از کانی‌سازی شامل رگچه‌های مگنتیتی، رگچه‌های بیوتیتی پیشین و رگه-رگچه‌های آپلیتی از نخستین رگچه‌های همراه با دگرسانی پتاسیک در بخش ژرف مرکزی کانسار میدوک هستند که به‌دلیل تشکیل در دما و فشار بالا (دمای بیش از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بیش از یک کیلوبار)، شرایط اکسیدان و نبود گوگرد احیایی (H_2S) فاقد کانی‌سازی مس می‌باشند. حضور سولفیدهای مس

References

- Ambrus, J., 1977. Geology of the El Abra porphyry copper deposit, Chile. *Economic Geology*, 72(6), 1062-1085. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.72.6.1062>.
- Arancibia, O.N., and Clark, A.H., 1996. Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island Copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia. *Economic Geology*, 91: 402-438. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.2.402>.
- Atkinson, W.W., Jr., Souviron, A., Vehrs, T.I., and Faunes G., A., 1996. Geology and mineral zoning of the Los Pelambres porphyry copper deposit, Chile. *Society of Economic Geologists, Special Publication 5*, p. 131-155. <https://doi.org/10.5382/SP.05.10>.
- Bennett, M., Monecke, T., Reynolds, T.J., Ricks, J., and Muntean, J., 2014. Cathodoluminescence and fluid inclusion characteristics of porphyry vein quartz [ext. abs.]. U.S. Geological Survey and Colorado State University, Pan-American Current Research on Fluid Inclusions Conference, 12th, Denver, Colorado, 2014, Program and Abstracts, p. 61-62.
- Brimhall, G. H., 1979. Lithologic determination of mass transfer mechanisms of multiple-stage porphyry copper mineralization at Butte, Montana; vein formation by hypogene leaching and enrichment of potassium-silicate protore. *Economic Geology*, 74(3), 556-589. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.3.556>.

- Brimhall, G. H., 1980. Deep hypogene oxidation of porphyry copper potassium-silicate protore at Butte, Montana; a theoretical evaluation of the copper remobilization hypothesis. *Economic Geology*, 75(3), 384-409. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.75.3.384>.
- Brimhall, G.H., Jr., 1977. Early fracture-controlled disseminated mineralization at Butte, Montana. *Economic Geology*, v. 72, p. 37-59. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.72.1.37>.
- Cannell, J., Cooke, D. R., Walshe, J. L., and Stein, H., 2005. Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit. *Economic Geology*, 100(5), 979-1003. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.5.979>.
- Carten, R. B., 1986. Sodium-calcium metasomatism; chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 81(6), 1495-1519. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.81.6.1495>.
- Carten, R. B., Geraghty, E. P., Walker, B. M., and Shannon, J. R., 1988. Cyclic development of igneous features and their relationship to high-temperature hydrothermal features in the Henderson porphyry molybdenum deposit, Colorado. *Economic Geology*, 83(2), 266-296. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.2.266>.
- Cernuschi, F., Dilles, J.H., and Creaser, R., 2013. Hydrothermal alteration, SWIR-mineral mapping, vein distribution and age of the Haquira-East Cu-Mo porphyry. Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA), Biennial Meeting, 12th, Uppsala, Sweden, August 12-15, 2013, Proceedings, v. 2, p. 782-785.
- Cernuschi, F., Dilles, J.H., Grocke, S.B., Valley, J.W., Kitajima, K., and Tepley, F.J., III, 2018. Rapid formation of porphyry copper deposits evidenced by diffusion of oxygen and titanium in quartz. *Geology*, v. 46, p. 611-614. <https://doi.org/10.1130/G40262.1>.
- Cernuschi, F., Dilles, J.H., Osorio, J., Proffett, J.M., and Kouzmanov, K., 2023. A reevaluation of the timing and temperature of copper and molybdenum precipitation in porphyry deposits. *Economic Geology*, 118: 931-902. <https://doi.org/10.5382/econgeo.5032>.
- Cernuschi, F., Einaudi, M.T., Dilles, J.H., Heather, K.B., and Barr, N.C., 2012. Hydrothermal veins, porphyry geochemistry and mineralization zonation of the Haquira East porphyry Cu-Mo deposit, Peru. Society of Economic Geologists, SEG 2012: Integrated Exploration and Ore Deposits, Lima, Peru, September 23-26, 2012, Proceedings.
- Chivas, A. R., 1978. Porphyry copper mineralization at the Koloula igneous complex, Guadalcanal, Solomon Islands. *Economic Geology*, 73(5), 645-677. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.5.645>.
- Clode, C., Proffett, J., Mitchell, P., and Munajat, I., 1999. Relationships of intrusion, wall-rock alteration and mineralisation in the Batu Hijau copper-gold porphyry deposit. In Proceedings, PACRIM. 99: 485-498.
- Dilles, J. H., 1987. Petrology of the Yerington Batholith, Nevada; evidence for evolution of porphyry copper ore fluids. *Economic Geology*, 82(7), 1750-1789. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1750>.
- Dilles, J. H., and Einaudi, M. T., 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada; a 6-km vertical reconstruction. *Economic Geology*, 87(8), 1963-2001. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.8.1963>.
- Dilles, J. H., and John, D., 2021. Porphyry and epithermal mineral deposits. *Encyclopedia of geology* (second edition), 847-866. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00005-9>.
- Dilles, J.H., Einaudi, M.T., Proffett, J., and Barton, M.D., 2000. Overview of the Yerington porphyry copper district: Magmatic to nonmagmatic sources of hydrothermal fluids: Their flow paths and alteration effects on rocks and Cu-Mo-Fe-Au ores. Society of Economic Geologists Guidebook Series, v. 32, p. 55-66. <https://doi.org/10.5382/GB.32.05>.
- Driesner, T., and Heinrich, C. A., 2019. Revised model of porphyry-Cu formation: Ore forms at the porphyry to epithermal transition, overprinting barren stockwork veining and potassic alteration. In Proceedings of the 15th SGA Biennial Meeting (Vol. 3, pp. 955-958). Society for Geology Applied to Mineral Deposits.
- Durning, W. P., and Davis, J. D., 1978. The root-zone characteristics of porphyry copper deposits. *Arizona Geological Digest*, 11, 81-89.
- Einaudi, M. T., 1970. Geology of the east-central portion of the Yerington pit. Second progress report, Weed Heights, Nevada: Laramie, The Anaconda Company Archives, unpublished company report, 16-33.
- Ford, J. H., 1978. A chemical study of alteration at the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. *Economic Geology*, 73(5), 703-720. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.5.703>.
- Gustafson, L.B., and Hunt, J.P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70: 857-912. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.5.857>.
- Gustafson, L.B., and Quiroga, J., 1995. Patterns of mineralization and alteration below the porphyry copper orebody at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 90: 2-16. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.1.2>.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., and Reynolds, T. J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93(4), 373-404. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.93.4.373>.

- Heinrich, C. A., 2024. The Chain of Processes Forming Porphyry Copper Deposits—An Invited Paper. *Economic Geology*, 119(4): 741-769. <https://doi.org/10.5382/econgeo.5069>.
- Hezarkhani, A., 2008. Hydrothermal Evolution of the Miduk Porphyry Copper System, Kerman, Iran: A Fluid Inclusion Investigation. *International Geology Review*, 50(7):665-684. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.7.665>.
- John, D. A., Ayuso, R. A., Barton, M. D., Blakely, R. J., Bodnar, R. J., Dilles, J. H., Gray, F., Graybeal, F. T., Mars, J. C., McPhee, D. K., Seal, R. R., II, Taylor, R. D., and Vikre, P. G., 2010. Porphyry copper deposit model. Chapter B of Mineral deposit models for resource assessment: US Geological Survey Scientific Investigations Report, 169. <https://doi.org/10.3133/sir20105070B>.
- Kirkham, R.V., and Sinclair, W.D., 1988. Comb quartz layers in felsic intrusions and their relationship to the origin of porphyry deposits. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 39*, p. 50–71.
- Landtwing, M.R., Furrer, C., Redmond, P.B., Pettke, T., Guillong, M., and Heinrich, C.A., 2010. The Bingham Canyon porphyry Cu-Mo-Au deposit. III. Zoned copper-gold ore deposition by magmatic vapor expansion. *Economic Geology*, v. 105, p. 91–118. <https://doi.org/10.5382/GB.41.008>.
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Fu, F.Q., and Garwin, S., 2005. Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. *Review in Mineralogy and Geochemistry* 58: 467–498. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.18>.
- Meyer, C., 1965. An early potassic type of wall-rock alteration at Butte, Montana. *American Mineralogist*, v. 50, p. 1717–1722.
- Monecke, T., Monecke, J., and Reynolds, T.J., 2019. The influence of CO₂ on the solubility of quartz in single-phase hydrothermal fluids: Implications to the formation of stockwork veins in porphyry copper deposits. *Economic Geology*, v. 114, p. 1195–1206. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4680>.
- Monecke, T., Monecke, J., Reynolds, T.J., Tsuruoka, S., Bennett, M.M., Skewes, W.B., and Palin, R.M., 2018. Quartz solubility in the H₂O-NaCl system: A framework for understanding vein formation in porphyry copper deposits. *Economic Geology*, v. 113, p. 1007–1046. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4580>.
- Monecke, T., Reynolds, T.J., Gonchig, T., and Batbayar, N., 2023. Evolution of the magmatic-hydrothermal system at the Erdenetiin Ovoo porphyry Cu-Mo deposit, Mongolia: Constraints on the relative timing of alteration and mineralization. *Mineralium Deposita*, v. 59, p. 907–929. <https://doi.org/10.1007/s00126-023-01221-8>.
- Muntean, J. L., and Einaudi, M. T., 2000. Porphyry gold deposits of the Refugio district, Maricunga belt, northern Chile. *Economic Geology*, 95(7), 1445-1472. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.7.1445>.
- Muntean, J. L., and Einaudi, M. T., 2001. Porphyry-epithermal transition: Maricunga belt, northern Chile. *Economic Geology*, 96(4), 743-772. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.4.743>.
- Osorio, J., 2017. Intrusion sequence and hydrothermal fluid evolution of Encuentro porphyry Cu-Mo-Au deposit, northern Chile. M.Sc. thesis, Corvallis, Oregon, Oregon State University.
- Ossandón C, G., Fréaut C, R., Gustafson, L. B., Lindsay, D. D., and Zentilli, M., 2001. Geology of the Chuquicamata mine: A progress report. *Economic Geology*, 96(2), 249-270. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.2.249>.
- Outomec Ltd., 1992. Techno-economic feasibility study and relevant backing technical studies of Miduk Copper Project.
- Ouyang, H., Mao, J., Hu, R., Caulfield, J., and Zhou, Z., 2021. Controls on the metal endowment of porphyry Mo deposits: Insights from the Luming porphyry Mo deposit, northeastern China. *Economic Geology*, v. 116, p. 1711–1735. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4850>.
- Perelló, J.A., Fleming, J.A., O’Kane, K.P., Burt, P.D., Clarke, G.A., Himes, M.D., and Reeves, A.T., 1995. Porphyry copper-gold-molybdenum deposits in the Island Copper cluster, northern Vancouver Island, British Columbia. *Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume 46*, p. 214–238.
- Porter, J.P., Schroeder, K., and Austin, G., 2012. Geology of the Bingham Canyon porphyry Cu-Mo-Au deposit, Utah. *Society of Economic Geologists, Special Publication 16*, p. 127–146. <https://doi.org/10.5382/SP.16.06>.
- Proffett, J. M. 1970. Summary of observations on albitization. The second progress report: Weed Heights, Nevada, Anaconda Co., unpub. rept, 34-45.
- Proffett, J. M., and Ridge, J. D., 1979. Ore deposits of the western United States: A summary. *Papers on Mineral Deposits of Western North America: Nevada Bureau of Mines and Geology Report*, 33, 13-32.
- Proffett, J.M., 2009. High Cu grades in porphyry Cu deposits and their relationship to emplacement depth of magmatic sources. *Geology*, v. 37, p. 675–678. <https://doi.org/10.1130/G30072A.1>.
- Redmond, P.B., and Einaudi, M.T., 2010. The Bingham Canyon porphyry Cu-Mo-Au deposit. I. Sequence of intrusions, vein formation, and sulfide deposition. *Economic Geology*, 105: 43–68. <https://doi.org/10.5382/GB.41.006>.

- Rusk, B.G., Reed, M.H., and Dilles, J.H., 2008. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana. *Economic Geology*, 103: 307–334. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.2.307>.
- Schirra, M., Laurent, O., Zwyer, T., Driesner, T., and Heinrich, C. A., 2022. Fluid evolution at the Batu Hijau porphyry Cu-Au deposit, Indonesia: Hypogene sulfide precipitation from a single-phase aqueous magmatic fluid during chlorite–white-mica alteration. *Economic Geology*, 117(5), 979-1012. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4921>.
- Seedorff, E., Barton, M. D., Stavast, W. J., and Maher, D. J., 2008. Root zones of porphyry systems: Extending the porphyry model to depth. *Economic Geology*, 103(5), 939-956. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.5.939>.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 251–298. <https://doi.org/10.5382/AV100.10>.
- Shafiei Bafti, B., Niedermann, S., Sośnicka, M., and Gleeson, S. A., 2022. Microthermometry and noble gas isotope analysis of magmatic fluid inclusions in the Kerman porphyry Cu deposits, Iran: constraints on the source of ore-forming fluids. *Mineralium Deposita*, 57(2), 155-185. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01041-8>.
- Shafiei, B., and Shahabpour, J., 2008. Gold distribution in porphyry copper deposits of Kerman region, Southeastern Iran. 247-260 : (3)19 .
- Sillitoe, R. H., 1999. Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralisation in porphyry and epithermal environments. *Pacrim '99 Congress, Bali, Indonesia, 1999, Proceedings: Melbourne, Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, p. 29–44
- Sillitoe, R. H., 2000. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 315–345. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.09>.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105: 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>.
- Sillitoe, R.H., and Gappe, I.M., Jr., 1984. Philippine porphyry copper deposits: Geologic setting and characteristics. Bangkok, Thailand, United Nations ESCAP, CCOP Technical Publication 14, 89 p.
- Soleymani, M., Monecke, T., James Reynolds, T., and Niroomand, S., 2024. Mineral paragenesis of early biotite veins at the Kuh-e Janja Cu-Au porphyry deposit, southeastern Iran: Importance of microtextural observations in studies constraining the relative timing of hypogene Cu mineralization. *Economic Geology*, 119(5), 1199-1208. <https://doi.org/10.5382/econgeo.5082>.
- Stavast, W. J., Butler, R. F., Seedorff, E., Barton, M. D., and Ferguson, C. A., 2008. Tertiary tilting and dismemberment of the Laramide arc and related hydrothermal systems, Sierrita Mountains, Arizona. *Economic Geology*, 103(3), 629-636. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.3.629>.
- Stefanova, E., Driesner, T., Zajacz, Z., Heinrich, C. A., Petrov, P., and Vasilev, Z., 2014. Melt and fluid inclusions in hydrothermal veins: The magmatic to hydrothermal evolution of the Elatsite porphyry Cu-Au deposit, Bulgaria. *Economic Geology*, 109(5), 1359-1381. <https://doi.org/10.2113/econgeo.109.5.1359>.
- Sun, M., Monecke, T., Reynolds, T.J., and Yang, Z., 2021. Understanding the evolution of magmatic-hydrothermal systems based on microtextural relationships, fluid inclusion petrography, and quartz solubility constraints: Insights into the formation of the Yulong Cu-Mo porphyry deposit, eastern Tibetan Plateau, China. *Mineralium Deposita*, 56: 823-842. <https://doi.org/10.1007/s00126-020-01003-6>.
- Taghipour, N., Aftabi, A., and Mathur, R., 2008. Geology and Re-Os Geochronology of Mineralization of the Miduk Porphyry Copper Deposit, Iran. *Resource Geology*, 58(2), 143-160. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2008.00054.x>.
- Taghipour, N., and Aftabi, A., 2009. Fluid inclusion microthermometry at the Miduk Porphyry Copper Deposit, Kerman Province, Iran. *Goldschmidt Conference Abstracts*, p.1304.
- Tosdal, R.M., and Dilles, J.H., 2020. Creation of permeability in the porphyry Cu environment. *Reviews in Economic Geology*, v. 21, p. 173–204. <https://doi.org/10.5382/rev.21.05>.
- Tsuruoka, S., 2017. The evolution of hydrothermal fluids from the deep porphyry environment to the shallow epithermal environment. Ph.D. thesis, Golden, Colorado, Colorado School of Mines, 182 p.
- Tsuruoka, S., Monecke, T., and Reynolds, T. J., 2021. Evolution of the magmatic-hydrothermal system at the Santa Rita porphyry Cu deposit, New Mexico, USA: Importance of intermediate-density fluids in ore formation. *Economic Geology*, 116(6), 1267-1284. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4831>.
- Ulrich, T., Günther, D., and Heinrich, C. A., 2001. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 96(8): 1743-1774. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.8.1743>.
- Weis, P., Driesner, T., and Heinrich, C.A., 2012. Porphyry-copper ore shells form at stable pressure-temperature fronts within dynamic fluid plumes. *Science*, v. 338, p. 1613–1616. <https://doi.org/10.1126/science.1225009>.

- West, R. J., Aiken, D. M., and Titley, S. R., 1982. Geology of the Sierrita-Esperanza deposit, Pima mining district, Pima county, Arizona. *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*, 433-465.
- Yousefi Soorani, L., Shafiei Bafti, B., Homam, S. M., Abbasloo, Z., and Taghizadeh Zanooghi, H., 2022. Hypogene enrichment in Miduk porphyry copper ore deposit, Iran. *Scientific Reports*, 12(1), 19133. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-23501-5>.
- Zürcher, L., Bookstrom, A.A., Hammarstrom, J.M. Mars, J.C., Ludington, S.D., Zientek, M.L., Dunlap, P., and Wallis, J.C., 2019. Tectono-magmatic evolution of porphyry belts in the central Tethys region of Turkey, the Caucasus, Iran, western Pakistan, and southern Afghanistan. *Ore Geology Reviews*, 111, 102849. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.034>.