

Research Article

Evolution of ore-forming fluid in Sirzar Antimony Deposit, Torbat Jam

Mahya Manouchehry Nia¹, Hasan Zamanian^{2*}, Alireza Zarasvandi³

1- Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Lorestan University, Lorestan, Iran

2- School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

3- Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Keywords: *Fluid Inclusions, Isotope, Antimony, Sirzar, Torbat Jam*

1-Introduction

The Sirzar antimony deposit is located approximately 35 km northwest of Torbat Jam city in Razavi Khorasan Province, north of Mahmoudabad village. Geographically, it falls within the 1:250,000-scale Torbat Jam topographic map and the 1:100,000-scale Sefid Seng geological map sheet. Tectonically, the area occupies a transitional position between the Central Iran and Binalud zones, though it shows stronger affinities to the Binalud Zone (Eftekharnejad, 1980). As a subduction-related tectonic domain, the Binalud Zone is particularly favorable for metallogenic processes (Shabanian et al., 2009; Karimpour et al., 2011).

The geological landscape of this region features a suite of Paleozoic ophiolites and associated metamorphic rocks, aligned along a northwest-southeast trend, which represent remnants of the Paleotethys oceanic crust incorporated into an accretionary prism. Additionally, the region records the significant overthrusting of the Turan lithospheric fragment onto the Iranian continental margin, as documented by Ghaem and Hosseini (2007), highlighting the complex tectonic history of the area.

Antimony (Sb) is a lustrous, brittle, gray metalloid that has a long history of use in human societies (Anderson, 2021). Its average abundance in the earth's crust is 0.2 ppm (Mason and Moore, 1982), and it commonly occurs in association with gold, arsenic, and mercury (Wilson et al., 2004). China dominates antimony production, accounting for approximately 70% of the world's reserves (Peng and Hu, 2001). The major Sb deposits in Iran are located in the east and mostly in Zahedan.

Since no comprehensive study has been conducted on the Sirzar antimony deposit, this research aims to characterize the PTVX ore-forming conditions and reconstruct the fluid evolution processes

2-Material and methods

For this study, 15 thin sections, 12 polished sections, and 25 thin-polished sections of host rocks were prepared to investigate textural relationships, mineralogy, and petrology. Additionally, 20 calcite samples were selected for fluid inclusion analysis. To determine isotopic compositions, the following samples were sent to the Stable Isotope Research Laboratory at Arak University:

6 stibnite and 2 galena samples for sulfur isotope analysis, 6 calcite and 1 dolomite sample for carbon and oxygen isotope analysis.

3-Results and discussions

Lithological and petrographic investigations of the Sirzar antimony deposit revealed that the mineralization occurs predominantly within metamorphic and sedimentary rock units, with only minor occurrence in igneous host rocks.

Petrographic studies of fluid inclusions in calcite minerals identified eight distinct fluid types based on phase characteristics: (1) single-phase liquid (L), (2) single-phase vapor (V), (3) two-phase liquid-rich (L+V), (4) two-phase vapor-rich (V+L), (5) two immiscible phases (LH₂O+LCO₂+V), (6) three-phase with

* Corresponding author: hasanzamanian@ut.ac.ir

DOI: 10.22055/aag.2024.47722.2469

Received: 2024-08-11

Accepted: 2024-10-24

solid inclusion (L+V+S), (7) three-phase saline (L+V+H), and (8) multi-phase saline (L+V+S+H). Microthermometric analysis of 145 carefully selected primary fluid inclusions in calcite (showing minimal fractures or necking-down features) revealed final ice melting temperatures ranging from -12 to -1°C, corresponding to salinities of 1.3-15 wt.% NaCl equivalent, with hypersaline fluids exhibiting higher salinities of 32-33 wt.% NaCl equivalent. Homogenization temperatures (T_h) for these inclusions ranged from 66 to 266°C, indicating moderate-temperature hydrothermal conditions for the mineralizing fluids.

The sulfur isotope composition of stibnite samples ($\delta^{34}\text{S} = -10.5$ to -5.9‰) and galena samples ($\delta^{34}\text{S} = -7.7$ to -6.6‰) indicates a sedimentary source for the sulfur. Carbon and oxygen isotope analyses of carbonate minerals revealed $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from +1.2 to +4.07‰ and $\delta^{18}\text{O}$ values between +17.5 to +20.5‰. These isotopic signatures collectively demonstrate: (1) the involvement of sedimentary-derived sulfur in the mineralization process, and (2) a clear hydrothermal origin for the carbonate minerals associated with the antimony mineralization. The relatively narrow ranges of both carbon and oxygen isotope values suggest consistent fluid sources and depositional conditions during carbonate formation.

4-Conclusion

The lithological units hosting the antimony mineralization at Sirzar comprise a complex assemblage of sedimentary, metamorphic, and igneous rocks. The sedimentary sequence consists predominantly of limestone and dolomite formations, while the metamorphic rocks include chlorite schist, epidote schist, and graphite schist. The intrusive bodies are represented by granitic rocks, accompanied by volcanic units such as silicic tuff, vitreous tuff, and trachyte.

The antimony mineralization exhibits an epigenetic character, primarily occurring as fracture fillings along fault zones and joint systems. Vein-type mineralization is also well developed within the sedimentary host rocks. Fluid inclusion studies indicate that the ore-forming fluids originated from a mixture of metamorphic, marine, and meteoric water sources.

Sulfur isotope analyses demonstrate that the sulfur component was derived from local sedimentary sources. Furthermore, carbon and oxygen isotope investigations of carbonate minerals confirm their hydrothermal origin. Based on comprehensive evidence obtained through this research, the Sirzar deposit is classified as a metamorphism-related antimony deposit.

5-References

- Eftekharijad, J., 1980. Separation of different parts of Iran in terms of construction status in relation to sedimentary basins, *Iran Petroleum Association Journal* 82, 19-28.
- Karimpour, MH., Malekzadeh Shafaroudi, A., Sfandiarpour, A., Mohammadnejad, H., 2011. Neyshabour turquoise mine: The first IOCG-U-REE. *Journal of Economic Geology* 2(3): 193-216. (in Persian). <https://doi.org/10.22067/econg.v10i2.62579>
- Shabanian, E., Bellier, O., Siame, L., Arnaud, N., Abbassi, MR., Cochemé, J., 2009. New tectonic configuration in NE Iran: Active strike-slip faulting between the Kopeh Dag and Binalud mountains. *Tectonics* 28(5), 1–29. <https://doi.org/10.1029/2008TC002444>
- Ghaemi, F., Hosseini, K., 2008. Geological map 1:100000 Sefid Sang, Geological Organization of Iran
- Anderson, CG., 2021. The metallurgy of antimony. *Geochemistry* 72, 3–8. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2012.04.001>
- Mason, B., Moore, CB., 1982. *Principles of Geochemistry*. John Wiley and Sons, Inc. 344. <https://doi.org/10.4236/gep.2021.94012>
- Wilson, MG., Dejoy, DM., Vandenberg, RJ., Richardson, HA., McGrath, AL. 2004. Work characteristics and employee health and well-being: Test of a model of healthy work organization. *Journal of Occupational and Organizational Psychology* 77 (4), 565-588. <https://doi.org/10.1348/0963179042596522>
- Peng, JT., Hu, RZ., Burnard, PG., 2003. Samarium-neodymium isotope systematics of hydrothermal calcites from the Xikuangshan antimony deposit (Hunan, China): the potential of calcite as a geochronometer. *Chemical Geology* 200, 129-136. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00187-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00187-6)

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Manouchehry niya, M., Zamanian, H., Zarasvandi, A., 2025. Evolution of ore-forming fluid in Sirzar Antimony Deposit, Torbat Jam. Adv. Appl. Geol. 15(1), 203-230.

DOI: 10.22055/aag.2024.47722.2469

https://aag.scu.ac.ir/article_19848.html

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

تکامل سیال کانسار ساز در محدوده معدنی آنتیموان سیرزار، تربت جام

محیا منوچهری نیا

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران

حسن زمانیان

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

علیرضا زراسوندی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

hasanzamanian@ut.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۵/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۸/۰۳

چکیده

محدوده معدنی آنتیموان سیرزار در حد فاصل زون زمین ساختی ایران مرکزی و زون بینالود در غرب تربت جام واقع شده است. سنگ شناسی غالب در محدوده معدنی آنتیموان سیرزار شامل سنگ های رسوبی (آهکی)، افیولیتی، دگرگونی (شیستی)، آتشفشانی (توفیت) و مقدار کمی توده نفوذی (گرانیت) است. کانه زایی در محدوده معدنی آنتیموان سیرزار در درز و شکستگی ها و فضای خالی سنگ آهک و دولومیت به سن پرمین رخ داده است. کانه زایی استیبینیت با گالن، کالکوپیریت، کانی های اکسیدی و هیدروکسید آهن، مالاکیت، آزوریت و کانی های باطله کوارتز، باریت و کلسیت پارائنز کانیایی را تشکیل می دهد. بافت و ساخت غالب در این کانسار شامل: بافت پرکننده فضای خالی، رگه - رگچه ای و برشی می باشد. با توجه به مطالعات پتروگرافی میانبارهای سیال در کانی کلسیت، ۸ نوع میانبار سیال بر اساس نوع و تعداد فاز، تشخیص داده شد که شامل: نوع اول تک فازی مایع، نوع دوم تک فازی گازی، نوع سوم دو فازی غنی از مایع (مایع - گاز)، نوع چهارم دو فازی غنی از گاز (گاز - مایع)، نوع پنجم دو فاز غیر قابل امتزاج (مایع - مایع CO₂ دار - گاز)، نوع ششم سه فازی همراه با فاز جامد (مایع - گاز - جامد تیره)، نوع هفتم سه فازی شور (مایع - گاز - هالیت)، نوع هشتم چند فازی شور (مایع - گاز - هالیت - جامد). بر اساس مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال، دمای همگن شدگی بین ۶۶ تا ۲۶۶ درجه سانتی گراد با بیشترین فراوانی بین ۱۸۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی گراد متغیر است و همچنین دمای ذوب آخرین بلور یخ برای میانبارهای فاقد هالیت ۱- تا ۱۲- درجه سانتی گراد است و درجه شوری بین ۱/۷ تا ۱۵ درصد وزنی معادل نمک طعام با بیشترین فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد وزنی معادل نمک طعام و شوری در میانبارهای سه فازی مایع - گاز - هالیت و چندفازی مایع - گاز - هالیت - جامد ۳۲ تا ۳۳ درصد وزنی معادل نمک طعام محاسبه گردیده است. مقادیر δ³⁴S در کانی های سولفیدهای (استیبینیت و گالن) موجود در رگه های مختلف در محدوده معدنی سیرزار در گستره %۵/۹ تا %۱۰/۵ در استیبینیت و %۶/۶ تا %۷/۷ در گالن قرار می گیرد که با توجه به مقادیر ایزوتوپ گوگرد، می توان تامین بخشی از این گوگرد را به سنگهای رسوبی این منطقه نسبت داد. دامنه تغییرات δ¹³C در کانی کلسیت و دولومیت به ترتیب میان %۱/۲ تا %۴/۰۷ نسبت به VPDB و δ¹⁸O در کانی کلسیت و دولومیت بین %۱۷/۵ تا %۲۰/۵ نسبت به VSMOW در تغییر است که تأییدکننده منشأ گرمایی کانی کلسیت می باشد. با توجه به اطلاعات به دست آمده در این تحقیق، کانسار سیرزار از یک محلول گرمایی با منشأ دگرگونی و در نتیجه اختلاط با آب جوی تشکیل شده است.

واژه های کلیدی: میانبار سیال، ایزوتوپ، آنتیموان، سیرزار، تربت جام

۱-مقدمه

محدوده معدنی آنتیموان سیرزار در شمال روستای محمودآباد در ۳۵ کیلومتری شمال غربی شهرستان تربت جام در خراسان رضوی واقع شده است. این محدوده در طول های جغرافیایی ۲۰° ۲۶' تا ۲۵° ۱۸' و ۳۵° ۳۰' تا ۳۵° ۳۱' ۰۵"

قرار گرفته است. محدوده مورد نظر در حد فاصل زون زمین ساختی ایران مرکزی و زون بینالود واقع شده است (Eftikharnejad, 1980; Karimpour et al., 2011). وجود تعداد زیادی معادن آهن و مس همراه با کانسارهای شناخته شده ای مانند معدن مس-طلا نوع مس-طلا همراه با اکسید

et al. 2003; Wang et al. 2019; Fu et al 2020; Qin et al. 2022; Zhou et al, 2023) هند (Khan et al. 1991) اسپانیا (Arribas and Gumiel, 1984, 1987) اتریش (Dill, 1981) (Cerny, 1981) ایتالیا (Dehm et al 1983) آلمان (Dill, 1985) و دیگر نقاط دنیا شناخته شده‌اند. بیش از ۲۴ کانسار و اثر معدنی آنتیموان در ایران شناخته شده است، که حدود ۸ درصد ذخیره آنتیموان جهان را شامل می‌شود (Ghorbani, 2023) این ذخایر بیشتر از نوع گرمابی هستند (Babakhany et al., 2001). حدود ۵۵ درصد از ذخایر آنتیموان دنیا در چین قرار دارد. کنترل سنگ‌شناسی واضحی در ذخایر آنتیموان چین دیده می‌شود که به ۷ دسته کانسار بر اساس نوع سنگ میزبان تقسیم می‌شوند. (Wu, 1993; Mao et al., 2002; Peng et al. 2003). (۱) نوع کربناته، (۲) نوع سنگ آواری، (۳) نوع سنگ‌های دگرگونی درجه پایین، (۴) نوع آتشفشان‌های دریایی، (۵) نوع آتشفشان‌های خشکی، (۶) نوع توده‌های نفوذی، (۷) کانسارهای پلاسری، بیشتر کانسارهای آنتیموان از نوع اپی‌ترمال هستند و معمولاً کنترل ساختاری دارند (Malekzadeh and karimpur, 2012) زون‌های برشی، گسل‌های کششی و چین‌خوردگی‌ها محیط مناسبی برای تشکیل این نوع کانی‌سازی هستند (Akca et al, 2006).

با توجه به اینکه پیش از این مطالعه جامع و کاملی بر روی محدوده معدنی آنتیموان سیرزار صورت نگرفته است بر این اساس هدف اصلی این مطالعه بازسازی ویژگی‌های PTVX تشکیل کانسنگ به منظور دستیابی به روند تکامل سیال گرمابی موثر در تشکیل این کانسار است.

۲- زمین‌شناسی

۲-۱- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

سیرزار، بخشی از چهار گوش نقشه توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰۰ تربت جام و برگه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان سفید سنگ می‌باشد (شکل ۱). از ویژگی‌های زمین‌شناسی این محدوده وجود مجموعه‌ی افیولیتی پالئوزوئیک و سنگ‌های دگرگونی وابسته به آن با روند شمال غربی - جنوب شرقی است که از بقایای پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتتیس بوده و به عنوان جزئی از منشور فزاینده پس از برخورد قطعه لیتوسفری توران روی لبه‌ی ایران رانده شده‌اند (Ghaemi and Hosseini, 2008). به همین دلیل بیشتر مرز این واحدها راندگی است. مجموعه‌ی افیولیتی شامل ورلیت، دونیت، گابرو، میکروگابرو اسپلیت و

آهن (IOCG)، معدن فیروزه نیشابور (Karimpour., 2005)، مگنتیت - مس شتر سنگ و مس - طلا پورفیری جلمبادان (Ashbak et al., 2019) نشان‌دهنده مستعد بودن کانی‌زایی فلزی در این زون می‌باشد.

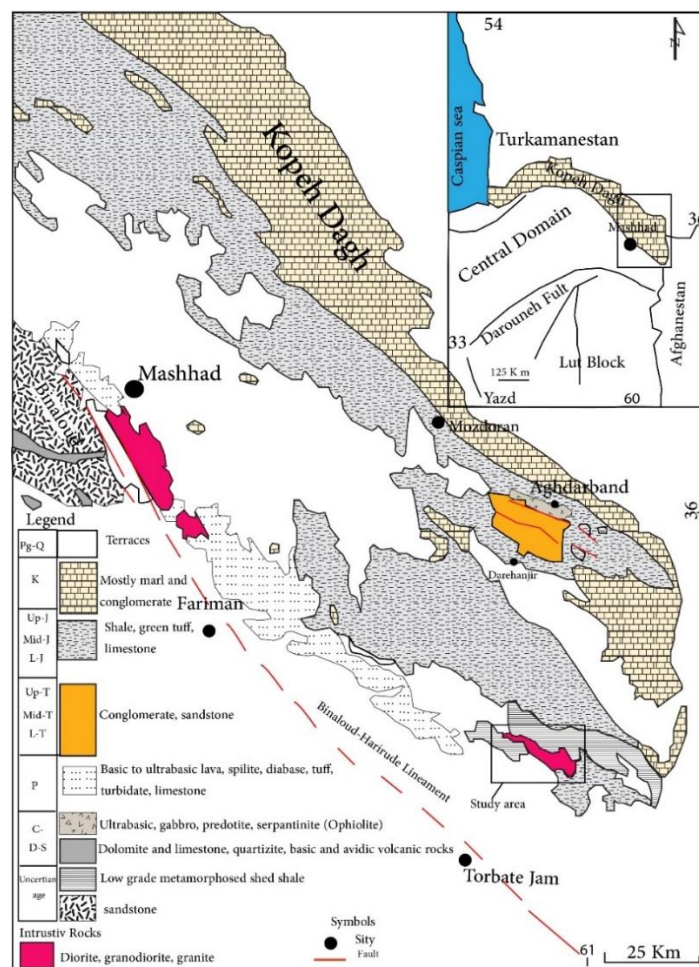
آنتیموان به عنوان یک شبه فلز براق، شکننده، خاکستری رنگ سابقه طولانی در استفاده جوامع بشری دارد (Goldschmidt, 1958; Anderson, 2021). آنتیموان عنصری کالکوفیل می‌باشد و عمدتاً با گوگرد می‌پیوندد و کانی استیبنیت را تشکیل می‌دهد همچنین آنتیموان با مس، سرب و نقره بیش از ۱۰۰ ماده معدنی از جمله سولفوسالت‌ها مانند تتراهدریت و فاماتینیت را تشکیل می‌دهد (Anderson, 2021; Schwarz-Schampera, 2014) در قرن بیستم استیبنیت به عنوان منبع اصلی در متالورژی سرب برای تولید مهمات و باتری‌های سرب-اسیدی مورد استفاده قرار گرفته است (Anderson, 2021) در قرن بیست و یکم استیبنیت به عنوان یک ماده خام حیاتی در صنایع دفاع و هوا فضا حائز اهمیت گردید (Schwarz-Schampera, 2014) و میانگین فراوانی آن در پوسته زمین ۰/۲ گرم در تن است (Mason and Moore, 1982). آنتیموان بیشتر همراه با طلا، آرسنیک و جیوه یافت می‌شود (Wilson et al., 2004).

از نظر زمین‌شناسان کانسارهای آنتیموان به صورت‌های مختلفی همچون کوهزایی، کارلین و رگه‌ای وابسته به محیط های برخوردی تشکیل می‌شوند (Hofstra and Kreiner, 2020). همچنین آنتیموان در محیط‌های آتشفشانی بستر دریا نیز یافت می‌شوند (Hofstra and Kreiner, 2020; Stergiou, 2022) اما اغلب آنتیموان به شکل رگه‌ای و در محیط‌های برخوردی و بعد از برخورد گسترش یافته‌اند (Yang et al., 2009). کانی‌زایی‌های آنتیموان در ایران اغلب رگه‌ای و گرمابی و در ارتباط با فعالیت‌های ولکانیکی و پلوتونیکی هستند (Boomeri et al., 2018). مهمترین رگه‌های حاوی آنتیموان در استان سیستان و بلوچستان شامل: شورچاه و توزگی، درگیابان، سفید سنگ، باثوت، چاه بریش، لخشک و سفیدابه می‌باشد (Boomeri, 2014, Boomeri et al., 2018).

کانسارهای آنتیموان با میزبان کربناته از منابع مهم جهانی به شمار می‌آیند (Brogi and Fulignati, 2012; Liu et al. 2017) از جمله این منابع، چین که تقریباً حدود ۵۰ درصد ذخیره جهان را به خود اختصاص می‌دهد (Wu, 1993; Peng

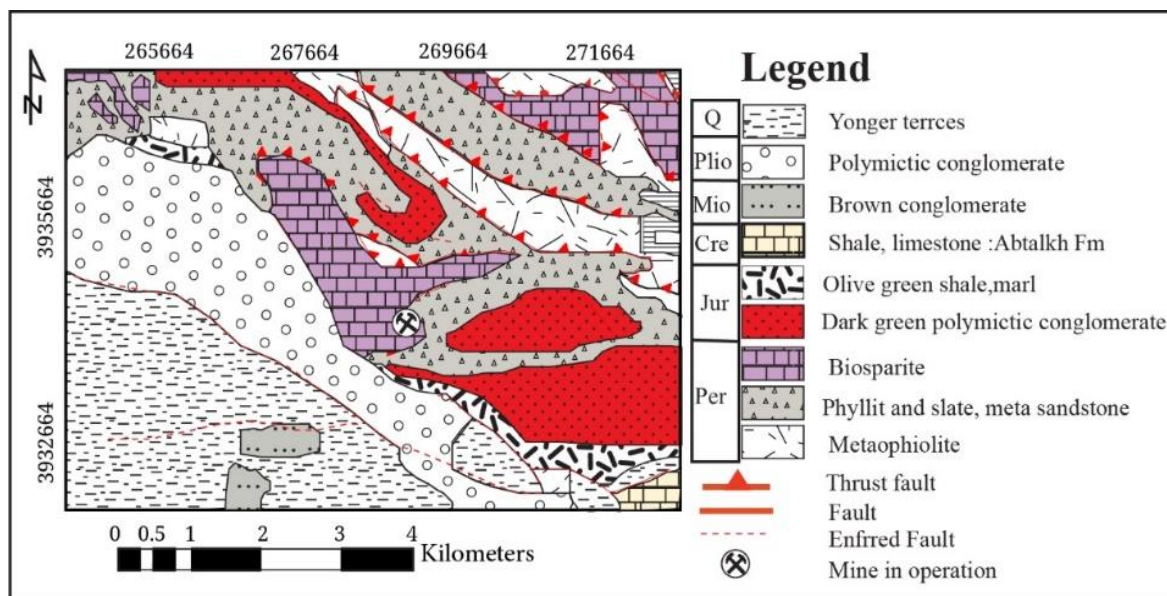
متوسط تا ضخیم لایه پرمین بر روی واحدهای یاد شده رانده شده‌اند و کانی‌زایی آنیموان به صورت رگه‌ای و جانشینی در همین واحد تشکیل شده است. این واحد آهکی در پادگان‌های قاره‌ای و در لبه‌ی ایران به وجود آمده و پس از برخورد دو ورق ایران و توران به صورت راندگی روی مجموعه افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی به سمت جنوب غرب رانده شده است (Ghaemi and Hosseini, 2008). رسوب‌های ژوراسیک شامل کنگلومرا، شیل و مارن است که بیشتر در جنوب شرقی منطقه رخنمون دارند. شیل و سنگ آهک سازند آب تلخ به سن کرتاسه در منتهی الیه جنوب شرقی گستره و کنگلومرای قهوه‌ای میوسن در جنوب غربی آن دیده می‌شود. کنگلومرای پلیوسن نیز با روند شمال غربی-جنوب شرقی بخش زیادی از غرب و جنوب منطقه را به خود اختصاص داده است (Ghaemi and Hosseini, 2008) (شکل ۲).

بازالت‌های دگرگون شده است که در گستره‌ی منطقه نیز رخنمون دارند. برای این مجموعه سن دقیقی نمی‌توان بیان کرد اما بر اساس اینکه برخورد دو قطعه لیتوسفری ایران و توران در تریاس میان رخ داده است، لذا گستره‌ی سنی از پیش از تریاس میانی است (Ghaemi and Hosseini, 2008). مجموعه دگرگونی وابسته نیز متشکل از اسلیت، فیلیت و ماسه سنگ دگرگون شده است. این سنگ‌ها دارای زمینه‌ای ریز دانه از کوارتز، فلدسپار و کانی‌های رسی هستند و صفحات ظریف میکا در آنها مشاهده می‌شود. وجود سنگ‌های نازک لایه که در نواحی پلاژیک تشکیل می‌شوند و تناوب چرت و شیل‌های رادیولاریت موید تشکیل این واحدها در نواحی ژرف دریا و بر بستر اقیانوسی است. کل این مجموعه تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیست‌های سبز تا اپیدوت-آمفیبولیت قرار گرفته است (Ghaemi and Hosseini, 2008). آهک



شکل ۱- زون ساختاری بینالود و محدوده مورد مطالعه (Ghavi et al., 2018)

Fig. 1. Binaloud Structural Zone and the study area (Ghavi et al., 2018)



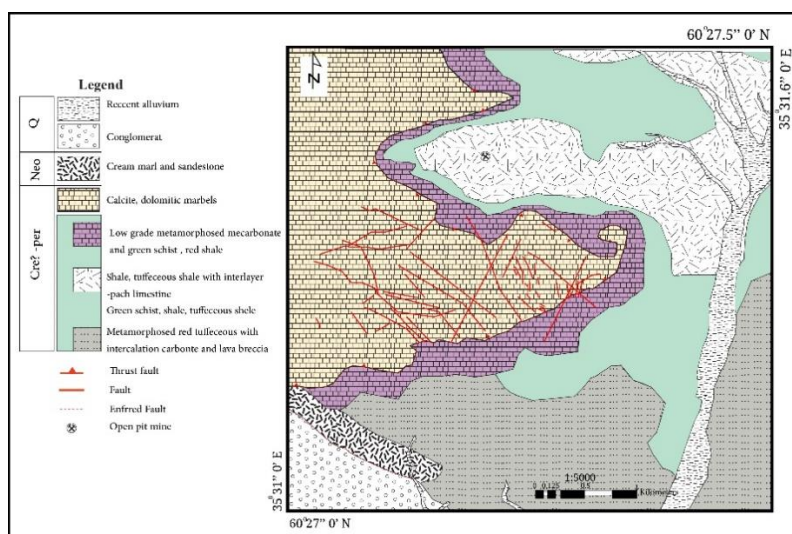
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ (سفید سنگ) (Ghaemi and Hosseini, 2008).

Fig. 2. Geological map of the study area taken from the 1: 100,000 Sephidsang (Ghaemi and Hoseiiny, 2008)

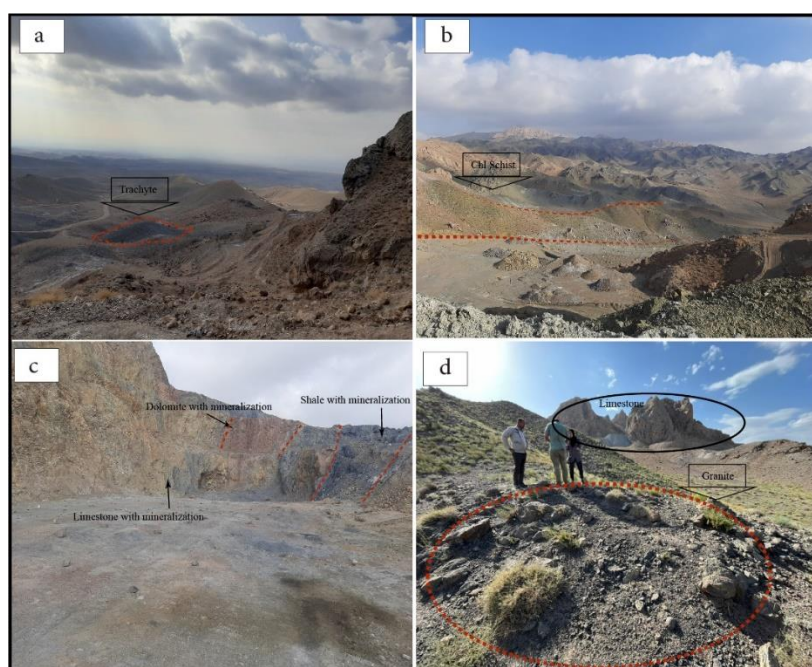
۲-۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

مهمترین واحدهای زمین‌شناسی منطقه، واحدهای پرمین می- باشند که مرتبط با کانه‌زایی بوده و همگی به توالی پوسته‌ای مجموعه‌های افیولیتی تعلق دارند. توالی افیولیتی معمولاً از دو بخش پوسته‌ای و گوشته‌ای تشکیل شده است. بخش گوشته‌ای افیولیت‌ها معمولاً از واحدهای اولترامافیکی نظیر هارزبورژیت، لرزولیت، ورلیت و دونیت تشکیل شده که معمولاً با سرپانتینی شدن گسترده و کانه‌زایی کرومیت همراه می‌باشند و در محدوده معدنی این سکانس‌ها رخنمونی نشان نمی‌دهند (Part Gwal Gity Company, 2018). این درحالی است که سکانس‌های پوسته‌ای افیولیت‌ها معمولاً از توالی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی نظیر بازالت، پیلولاوا و میکرودیوریت در بخش آذرین شیل، شیل توفی، توف سیلیسی، ویتریک توف، تراکیت (شکل ۴ a) و حتی سنگ‌های کربناته آهکی و دولومیتی در بخش رسوبی تشکیل شده‌اند. این ویژگی به صورت رخنمون گسترده از بازالت و میکرودیوریت‌های دگرگون و کلریتی شده و غالباً

سبز رنگ (شکل ۴ b) و توالی‌های رسوبی از شیل‌های سیاه، خاکستری تا سبز، شیل‌های توفی سیاه رنگ، آهک‌های نازک تا ضخیم لایه که همگی دگرگونی ناحیه‌ای گسترده‌ای را نشان می‌دهند، مشاهده می‌گردد (شکل ۴ c). این توالی بیانگر فروانش پوسته اقیانوسی - قاره‌ای بوده است. توده نفوذی گرانیته به صورت بسیار جزیی در قسمت جنوبی محدوده برون زد دارد (شکل ۴ d). سایر واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه واحدهای رسوبی متعلق به ژوراسیک را شامل می‌شوند که پس از کوهزایی سیمین پیشین (تریاس میانی) بر روی رسوبات قدیمی نهشته شده است. رسوبات جوان و عهد حاضر که غالباً کنگلومرای هستند، پوشاننده واحدهای زیرین بوده و غالباً به صورت افقی بخش جنوب منطقه گسترش یافته‌اند. رسوبات آبراهه‌ای نیز جوانترین واحد زمین‌شناسی منطقه محسوب می‌شوند (Part Gwal Gity Company, 2018) (شکل ۳).



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰۰ از محدوده معدنی سیرزار (Part Gwal Gity Company, 2018)
Fig. 3. Geological map with a scale of 1:5000 of Sirzar mining area (Part Gwal Gity Company, 2018)



شکل ۴- تصاویر صحرایی (a) واحد کلریت شیست، (b) واحد تراکیتی، (c) واحد گرانیتی، (d) تراکیت، (e) همبری واحدهای رسوبی.

Fig. 4. Field pictures (a) chlorite schist unit, (b) Trachyte unit, (c) Granite unit, (d) Trachyte, (e) Sedimentary units Contact.

۳- روش مطالعه

پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری از تونل‌های حفر شده، مغزه‌ها و واحدهای سنگی مختلف در محدوده سیرزار انجام شد. در بررسی‌های صحرایی ضمن نمونه برداری تمامی روابط بافتی و ساختی رگه‌های کانه‌دار با سنگ میزبان کریناته مورد بررسی قرار گرفت. جهت مطالعه دقیقتر و میکروسکوپی

کانی‌شناسی و دگرسانی محدوده معدنی آنتیموان سیرزار تعداد ۱۵ مقطع نازک، ۱۲ مقطع صیقلی، ۲۵ مقطع نازک- صیقلی از سنگ‌های دربرگیرنده و کانی‌سازی در کارگاه مقطع‌گیری دانشگاه دامغان تهیه گردید و به وسیله میکروسکوپ نوری پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفت.

تعداد ۲۰ نمونه کانی کلسیت پاراژنز با کانی سازی اصلی جهت مطالعه میانبارای سیال انتخاب شدند و به کارگاه مقطع-گیری دانشگاه دامغان انتقال داده شد. سپس مقاطع دوبر صیقل تهیه شده، توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفت. ریزدماسنجی بر روی ۱۴۵ میانبار سیال اولیه و حتی الامکان بدون دم بریدگی در کانی کلسیت محدوده‌ی معدنی آنتیموان سیرزار توسط دستگاه Linkam THMSG 600 در آزمایشگاه ریزدماسنجی دانشگاه تربیت مدرس انجام گرفت. این دستگاه قادر به اندازه‌گیری محدوده دمایی 196°C تا $600^{\circ}\text{C}+$ است. پارامترهای قابل اندازه‌گیری در مرحله سرمایش شامل: نقطه یوتکتیک (ظاهر شدن اولین مایع بعد از یخ زدن کامل) (Mosera at al., 1991)، نقطه ذوب نهایی یخ و هیدروهالیت (Hayanes, 1985) هستند، و در مرحله گرمایش دمای همگن شدگی (ناپدید شدن حباب گاز) اندازه‌گیری شد. بهنجار سازی دستگاه با استفاده از $\text{CH}_3\text{H}_4\text{C}_3$ در دمای -95°C درجه سانتیگراد و KNO_3 در دمای 335°C درجه سانتیگراد صورت گرفت. همچنین تعداد ۶ نمونه کانی استیبنیت و نمونه ۲ کانی گالن جهت آنالیز ایزوتوپی گوگرد و تعداد ۶ نمونه از کلسیت و ۱ نمونه دولومیت جهت اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن به آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپ پایدار دانشگاه اراک، ارسال گردید. نمونه‌های مورد مطالعه ابتدا توسط دستگاه سنگ شکن فکی خرد شد تا از بین آنها مقادیر لازم جهت پودر کردن برداشته شود. در مرحله بعدی توسط میکروسکوپ بیناکولار سعی شد تا از بین نمونه‌های خرد شده نمونه‌هایی که آلودگی کمتری به مواد زاید دارند جدا شوند. بعد از جداسازی، نمونه‌ها را در هاون آگاتی پودر کرده و در حدود یک گرم از آنها جهت آنالیز انتخاب شد، و سپس کربنات موجود در نمونه‌های خردایش شده با اسید فسفریک واکنش داده و تولید گاز CO_2 می‌نماید. این گاز پس از خالص سازی و رطوبت گیری از طریق دستگاه ورودی دوگانه (Dual-Inlet) به دستگاه اسپکترومتر جرمی نسبت ایزوتوپی مدل ISOPRIME 100 تزریق شده و از طریق تعیین نسبت جرم‌های $18\text{O}/16\text{O}$ و $13\text{C}/12\text{C}$ مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرد.

۴- سنگ شناسی

با توجه به مطالعات سنگ شناسی، میکروسکوپی صورت گرفته در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های دگرگونی (کلریت شیست، اپیدوت شیست، گرافیت شیست) و رسوبی (آهک های تبلور

یافته) بیشترین فراوانی و کمتر سنگ‌های آذرین (توده نفوذی: گرانیت، آتشفشانی: توف سیلیسی، ویتریک توف، تراکیت) در محدوده‌ی معدنی آنتیموان سیرزار را به خود اختصاص می‌دهند.

۴-۱- گرانیت

بر اساس مشاهدات صحرایی این واحد در قسمت جنوبی محدوده با رخنمون بسیار کم و به شدت دگرسان که بیشتر به صورت واریزه قابل شناسایی می‌باشد. در مطالعات میکروسکوپی واحد گرانیتی شامل کانی‌های اصلی کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند است. کانی‌های فرعی نیز شامل زیرکن و کانی‌های کدر هستند. کوارتز و فلدسپار آلکالی اغلب فضای بین کانی‌های دیگر در سنگ را پر نموده‌اند. کانی بیوتیت گاهی دارای پیچ و خم‌هایی مارپیچی بوده که نتیجه آزاد شدن اکسیدهای آهن در سطح این کانی و حرکات تکتونیکی است. کانی بیوتیت به شکل تجمعاتی نیز در سنگ حضور دارند. زیرکن کانی فرعی در سنگ بوده که غالباً به شکل ادخال درون بیوتیت حضور دارد. هورنبلند فراوانی کمی در سنگ داشته و اغلب به کلریت و کانی‌های کربناتی تبدیل شده است. کانی‌های ثانویه در گرانیت شامل کلریت، کانی‌های کربناتی، سرسیت، اکسیدهای آهن ثانویه و در مواردی کوارتز است (شکل ۵ a).

۴-۲- توف سیلیسی

این واحد با فراوانی کم در قسمت شمالی محدوده قابل شناسایی می‌باشد. اجزای تشکیل دهنده توف سیلیسی شامل کوارتز، شیشه‌های ولکانیکی، قطعات سنگی و کانی‌های اپاک هستند. کوارتز ابعاد بسیار ریز و نزدیک به مخفی بلور دارد که در زمینه متشکل از شیشه‌های ولکانیکی قرار دارد. کوارتز گاهی به شکل بلورهای درشت نیز در سنگ دیده می‌شود. در توف سیلیسی کوارتز به دو شکل اولیه و ثانویه حضور دارد و کوارتز ثانویه غالباً پرکننده حفرات سنگ است. کانی‌های اپاک در توف سیلیسی در مواردی بیش از ۲۰٪ حجم سنگ را تشکیل داده‌اند که به شکل رگچه‌ای و بلورهای درشت دیده می‌شوند. قطعات سنگی (لیتیک) نیز در بخش‌هایی از سنگ دیده شده که در این قطعات نیز کانی کوارتز غالب است. در توف‌های سیلیسی رگچه‌های ضخیم کربناتی زمینه سنگ را قطع نموده که گاهی سنگ در مجاورت رگچه‌ها خرد شده و برشی شده است. در این واحد به صورت محدود کانی‌زایی همراه با رگچه‌های کربناتی به چشم می‌خورد (شکل ۵ b).

۴-۳- ویتریک توف

ویتریک توف نیز ترکیبی نزدیک به توف سیلیسی داشته و در این سنگ میزان شیشه‌های آتشفشانی نسبت به توف سیلیسی افزایش یافته است. شیشه‌های آتشفشانی به همراه ذرات ریز کوارتز ضمن تشکیل دارای جهت یابی نیز شده‌اند. علاوه بر رگچه‌های کربناتی، رگچه‌های سیلیسی و اپاک نیز گاهی زمینه سنگ را قطع نموده‌اند (شکل ۵ c).

۴-۴- تراکیت

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، تراکیت شامل فلدسپات آلکالی و پلاژیوکلاز است. تراکیت بافت تراکیتی - میکروولیتی نشان می‌دهد. بخش زیادی از سنگ تراکیت دگرسا شده و کانی‌ها و بافت سنگ در آن بخش‌ها قابل تشخیص نیست. در بخش جزئی از سنگ دگرسانی کمتر اتفاق افتاده است، سنگ قابل تشخیص است (شکل ۵ d).

۴-۵- آهک‌های تبلور یافته

سنگ‌های کربناتی و دولومیتی تنوع زیادی در منطقه دارند. در زیر میکروسکوپ اجزای تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل بلورهای دولومیت، کلسیت، اکسیدهای آهن ثانویه، کوارتز و کانی‌های اپاک هستند. کوارتز معمولاً کانی فرعی در دولومیت بوده که به طور پراکنده در بین کانی‌های کربناتی دیده می‌شود. کوارتز غالباً به شکل بلورهای پراکنده بوده ولی گاهی به شکل تجمعات پلی کریستالین نیز دیده می‌شود. بلورهای دولومیت اغلب رومبئدر با بافت هموزنتیک بوده که به شکل یکنواخت در سنگ دیده می‌شوند. برخی از بلورها فاقد رخ منظم ولی برخی دارای رخ رومبئدر دولومیت هستند. رگچه‌های کربناتی ثانویه در بخش‌هایی سنگ‌های دولومیت و کربناتی را قطع نموده‌اند. خود این رگچه‌ها گاهی دولومیتی شده که دولومیت‌های از نوع زین اسی (سدل) را در این رگچه‌ها می‌توان مشاهده نمود. در این نمونه دو نسل رگچه کربناتی در سنگ دیده شده که رگچه‌های نسل دوم درشت بلورتر و به همراه کانی‌های اپاک تشکیل شده‌اند که رگچه‌های کربناتی نسل اول را قطع نموده‌اند. کانی‌های مشکوک به باریت نیز دیده شد (شکل ۵ e).

۴-۶- کلریت شیست

کلریت شیست در محدوده مورد مطالعه بر اساس مطالعات میکروسکوپ شامل کوارتز، کانی‌های کربناتی، کلریت، کانی‌های اپاک است. بافت این سنگ لیپدوبلاستیک و پورفیروبلاستیک

است. در این سنگ کانی‌های کربناتی به همراه کلریت و کوارتز به شکل جهت‌یابی و دارای برگوارگی دیده می‌شوند. کوارتز به دلیل مقاوم بودن جهت‌یابی کمتر ولی کانی‌های کربناتی و کلریت برگوارگی شدیدتر دارند. کانی‌های اپاک نیز گاهی به شکل بلورهای درشت وجه‌دار در سنگ دیده شده و در نقش پورفیروبلاست عمل کرده‌اند. رگچه‌های کربناتی فراوان به شکل رگچه‌های نازک تا ضخیم و با روندهای متفاوت زمینه سنگ را قطع نموده‌اند. در این سنگ برخی از رگچه‌های کربناتی به همراه کلریت و برخی بدون کلریت هستند. رگچه‌هایی که فاقد کلریت هستند مربوط به نسل دوم و جوان‌تر هستند. (شکل ۵ f).

۴-۷- اپیدوت شیست

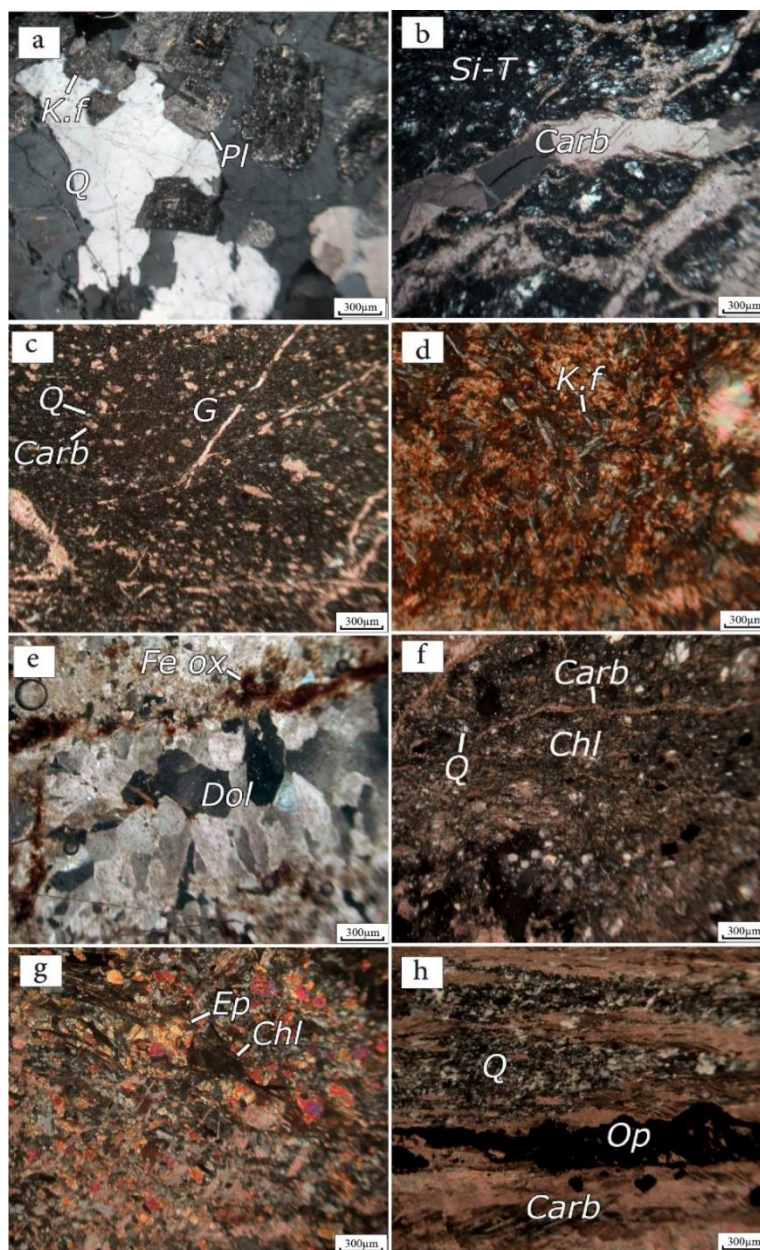
کانی‌های تشکیل دهنده این واحد شامل: کوارتز، اپیدوت، کلریت هستند. کانی‌های ثانویه در این واحد کانی‌های کربناتی، کوارتز و کانی‌های اپاک هستند. بافت سنگ لیپدوبلاستیک بوده که سنگ به طور متناوب از لایه‌های کوارتز و اپیدوت تشکیل شده که دارای جهت یابی و برگوارگی است. در برخی از باندها کانی کوارتز و در برخی اپیدوت غالب است. کلریت فراوانی کمتری در سنگ دارد. رگچه‌های کربناتی فراوان در جهت عمود بر برگوارگی سنگ، زمینه سنگ را قطع نموده‌اند. رگچه‌های سیلیسی متشکل از بلورهای کوارتز نیز در جهت برگوارگی سنگ دیده می‌شوند. قطع شدگی رگچه‌های سیلیسی توسط رگچه‌های کربناتی، نشانه جوان‌تر بودن رخداد تشکیل رگچه‌های کربناتی نسبت به رگچه‌های سیلیسی است. به همراه برگوارگی سنگ نیز کانی‌های کربناتی در سنگ دیده می‌شود، بنابراین دو نسل کانی‌های کربناتی در سنگ دیده می‌شود (شکل ۵ g).

۴-۸- گرافیت شیست

گرافیت شیست متعلق از اجزای کربناتی و باندهای اپاک (کانی‌های رسی و احتمالاً مواد آلی) تشکیل شده که سنگ در اثر دگرگونی ناحیه‌ای دارای جهت یابی شده است. اجزای تشکیل دهنده سنگ در زیر میکروسکوپ شامل کانی‌های کربناتی، کلسیت، کوارتز، کانی‌های اپاک و اکسیدهای آهن هستند. به موازات برگوارگی سنگ کانی‌های اپاک و کوارتز به فراوانی دیده می‌شوند. کوارتز به شکل رگچه‌های سیلیسی نازک و ضخیم در سنگ حضور دارد. باندها و لایه‌های غنی از کانی‌های کربناتی و لایه‌های غنی از کانی‌های اپاک به موازات برگوارگی

برگوارگی سنگ دیده می شود که لایه های کربناتی و کانی های اپاک را قطع نموده اند (شکل ۵ h)..

سنگ، از ویژگی های دیگر در این نمونه است. باندها و لایه های اکسید آهن و کانی های اپاک دارای ریزچین های در مقیاس میکروسکوپی هستند. رگچه های کربناتی در جهت عمود بر



شکل ۵- (a) گرانیت، (b) توف سیلیسی، (c) ویتتریک توف، (d) تراکایت، (e) دولومیت زین اسبی، (f) کلریت شیست، (g) اپیدوت شیست، (h) گرافیت شیست.

اختصارات: Kf فلدسپار پتاسیم، Q کوارتز، Pl پلاژیوکلاز، Carb کربنات، Dol دولومیت، Chl کلریت، Ep اپیدوت، Op کانی های تیره. (Whitney and Evans , 2010)

Fig. 5. (a) Granite, (b) Siliceous tuff, (c) Wittrik Tuff, (d) Trachyte, (e) saddle dolomite, (f) chlorite schist, (g) epidote schist, (h) graphite schist.

Abbreviations: Op potassium feldspar; Q quartz, Pl Plagioclase, Carb carbonate, Dol dolomite, Chl chlorite, Ep Epidote, Op Opac

۵- کانی سازی

مطالعات صحرایی و میکروسکوپی نشان‌دهنده وجود بافت‌هایی مانند: رگه-رگچه‌ای ناهم‌هنگ (شکل ۶ a)، پرکننده فضای خالی و در راستای شمالی-جنوبی (شکل ۶ b)، افشان (شکل ۶ c)، توده‌ای (شکل ۶ d) و افشان (شکل ۶ e) در سنگ میزبان محدوده‌ی معدنی آنتیموان سیرزار هستند. این بافت‌ها حاکی از آن است کانی‌زایی بعد از تشکیل سنگ بستر داخل درز و شکاف‌ها و به صورت تاخیری تشکیل شده است.

استینیت کانی غالب در محدوده معدنی سیرزار می‌باشد. از نظر ماکروسکوپی، دارای رنگ خاکستری سربی براق است و به صورت خوشه‌های پراکنده یا به صورت بلورهای تیغه‌ای و کشیده به چشم می‌خورد. استینیت به صورت رگه‌های ناهم‌هنگ در بعضی موارد تا بیش از ۸۰ درصد در امتداد شکستگی‌های سنگ‌های آهکی انتشار یافته است. پیریت به صورت دانه‌های ریز با فراوانی کم در سطح زمینه سنگ پراکنده می‌باشند. کانی پیریت در بیشتر موارد به گوتیت تجزیه شده است. بخش اعظم کالکوپیریت نیز به کولیت، مالاکیت و آزوریت تبدیل شده است. گالن تنها در بخش جنوبی محدوده به صورت توده‌ای قابل تشخیص می‌باشد. اسفالریت با فراوانی کم در بعضی موارد هم‌زمان یا کمی پس از گالن تشکیل شده است.

کانی‌های ثانویه که در زون اکسایشی تشکیل شده‌اند بیشتر شامل کوولیت، مالاکیت، آزوریت، گوتیت و هماتیت هستند که به اکسایش کانی‌سازی مرحله اول وابسته‌اند. به علت حضور کم پیریت و دیگر کانی‌های آهن‌دار مقدار هماتیت و گوتیت بسیار محدود است. پیریت به گوتیت و بخش عمده کالکوپیریت و کالکوسیت به کوولیت، مالاکیت و آزوریت اکسید شده‌اند. با توجه به سنگ میزبان کربناتی و در نتیجه حضور کربنات در محیط، حضور آزوریت قابل توجه است. بر اساس بررسی مغزه-نگاری و همراهی کانی شناسی و بافتی، کانی‌سازی و توالی پاراژنزی در این منطقه در سه مرحله انجام شده است:

مرحله اول

این مرحله از کانی‌زایی به عنوان بخش اصلی کانی‌زایی در منطقه سیرزار است. کانی‌زایی عناصر فلزی تشکیل شده در این مرحله به ترتیب در قالب کانی‌های سولفیدی حاوی آنتیموان، روی و سرب (شامل: استینیت، پیریت، گالن و اسفالریت) و کانی‌های سولفاتی نظیر باریت صورت گرفته است. کانی‌های کلسیت، دولومیت، کلریت، اپیدوت، سرپسیت و کوارتز نیز در

این مرحله مشاهده می‌شوند. کانی‌سازی غالباً به صورت تجمعات تک کانی، رگه‌ای، دانه پراکنده و افشان دیده می‌شود. کانه استینیت حاوی طیف گسترده‌ای از نظر اندازه می‌باشد و نسبتاً شکل‌دار رخمون دارد.

مرحله دوم

بلورهای استینیت غالباً همراه سنگ‌های میزبان هستند و بررسی روند تحولی یا حضور آنها اندکی مشکل است. لیکن در سنگ‌های کربناته (آهکی تا دولومیتی) بررسی رابطه کانه‌زایی و کانه‌ها با سنگ‌های میزبان آسانتر است. در این سنگ‌ها، کانه‌زایی عمدتاً در امتداد زون‌های گسلی صورت گرفته است. بررسی دقیق مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهد که در بخش میکرایتی سنگ میزبان اثری از کانه‌زایی دیده نمی‌شود. عمدتاً کانه‌زایی در بخش برشی شده یا خرد شده به شکل رگه و رگچه صورت گرفته است. در بخش‌های برشی شده بلورهای درشت و شکل‌دار استینیت در فضای بین قطعات خرد شده رشد کرده‌اند. در برخی موارد رگه‌های متشکل از کلسیت و استینیت به صورت متقارن نیز دیده می‌شود. در حاشیه رگه‌ها، بلورهای ریز و شکل‌دار، استینیت حضور دارند. همچنین شواهد صحرایی به وضوح نشان می‌دهد که بلورهای ریز تا درشت و شکل‌دار استینیت در زمینه‌ای از کلسیت‌های دانه درشت و شیل یافت می‌شوند (شکل ۶ c, e).

مرحله سوم

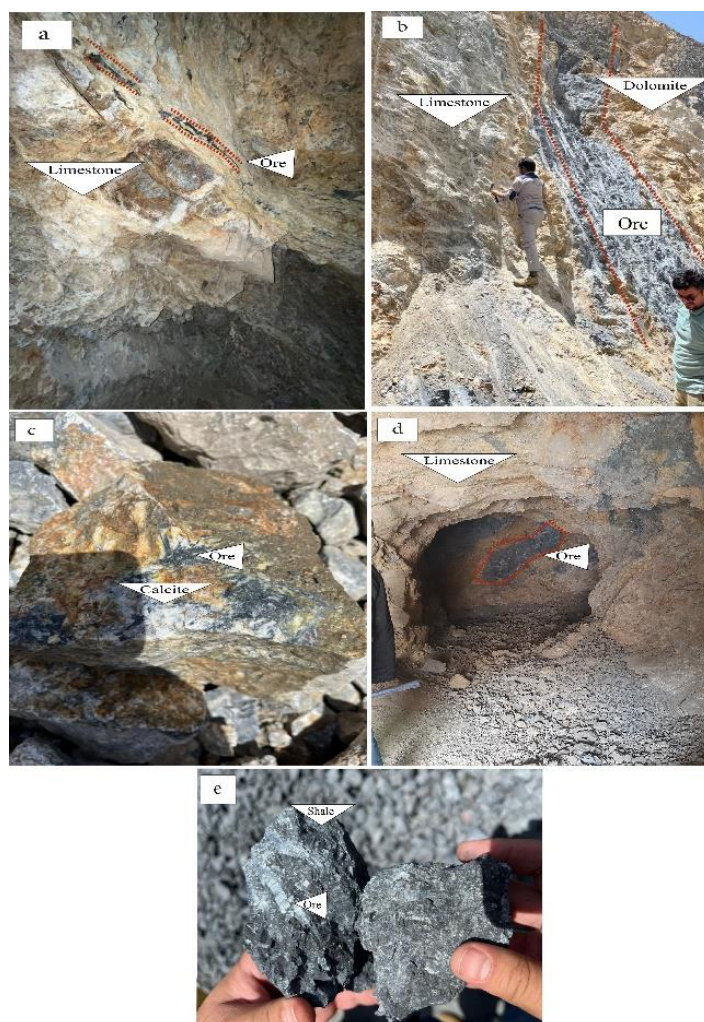
این مرحله بعد از تشکیل کانسار و وابسته به شرایط هوازدگی (عوامل ثانویه) موثر بر کانی‌زایی اولیه هستند که به ترتیب فراوانی و اولویت تشکیل، با کانی‌های ثانویه اکسید و هیدروکسید آهن (هماتیت و گوتیت) که از واپاشی کانی پیریت به وجود آمده است، آزوریت و مالاکیت و کانی اکسید آنتیموان (بیندهمیت) همراه می‌باشد

۶- دگرسانی

دگرسانی دولومیتی: جانشینی کانی‌های کربنات کلسیم توسط دولومیت و ته‌نشست سیمان دولومیتی بلافاصله بعد از اینکه رسوبات ته‌نشین شدند، یعنی هم‌زمان با رسوبگذاری و در طی دیاژنز اولیه یا مدتی طولانی بعد از رسوبگذاری معمولاً بعد از سیمانی شدن و در طی دفن انجام گیرد. کانی مشخص دولومیت و کانی‌های دیگر کوارتز، آنکریت به صورت بسیار ناچیز می‌باشد. این دگرسانی با فراوانی کمی در بخش شمال شرقی محدوده و جنوبی محدوده به چشم می‌خورد (شکل ۹ a).

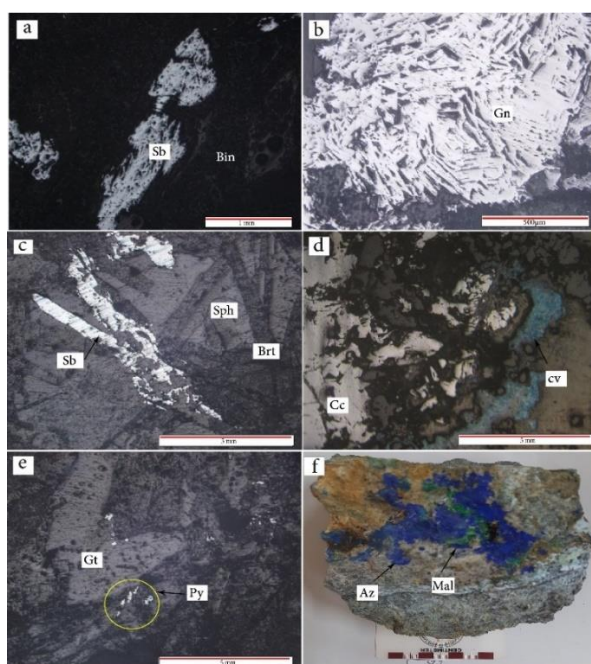
دگرسانی سیلیسی: قابلیت انحلال سیلیس با افزایش دما و فشار افزایش می‌یابد پس بنابراین در نواحی که فشار و حرارت پایین می‌باشد ته‌نشست می‌شوند. فرآیند سیلیسی شدن و تشکیل پهنه اکسیدی در سنگ میزبان در منطقه به صورت تشکیل رگه و رگچه‌هایی با ضخامت‌های متفاوت دیده می‌شود. کانی‌شناسی این پهنه تقریباً ساده بوده و بیش از ۹۰ درصد کوارتز تشکیل شده است. سیلیسی شدن به صورت اضافه شدن SiO_2 به سنگ توسط محلول‌های ماگمایی یا گرمابی صورت می‌گیرد. دگرسانی سیلیسی شدن در این محدوده بسیار ناچیز می‌باشد و عمدتاً بدون کانی‌زایی هستند (شکل ۸ c).

دگرسانی کلسیتی: این نوع دگرسانی نسبت به دگرسانی دولومیتی فراوانی بیشتری دارد. به طور کلی این نوع دگرسانی در کانسارهای با سنگ میزبان حاوی آهک مشاهده می‌شود کلسیتی شدن در محدوده مورد مطالعه بیشتر به صورت رگه - رگچه‌های کلسیت قابل مشاهده می‌باشند، رگه - رگچه‌های کلسیتی در چند فاز همراه با کانی‌زایی و تاخیری در محدوده اتفاق افتاده است. این رگچه‌ها به وفور در منطقه قابل رویت هستند و ضخامت آنها از ۱ میلیمتر تا ۲ متر متغیر است. فراوانی این رگه‌ها در قسمت مرکز محدوده افزایش نشان می‌دهد (شکل ۹ b).



شکل ۶- (a) بافت رگه‌ای استیبنیت در سنگ بستر آهکی، (b) کانه‌زایی استیبنیت به صورت شکافه پر کن در سنگ آهک، (c) کانی‌زایی استیبنیت به صورت شعاعی داخل کلسیت، (d) کانه‌زایی توده‌ای استیبنیت داخل سنگ آهک، (e) استیبنیت با بافت تیغ‌ای داخل شیل.

Fig. 6. (a) Stibnite vein texture in limestone bedrock, (b) Stibnite mineralization as fissure filler in limestone, (c) Stibnite mineralization radially within calcite mineral, (d) Stibnite mass texture inside limestone, (e) Stibnite with lamellar texture in shale.



شکل ۷- (a) کانی استیبنیت با زمینه کربنات و تبدیل استیبنیت به کانی ثانویه بیندهمیت (اکسید آنتیموان)، (b) گالن در زمینه کلسیت، (c) اسفالریت با بافت سوزنی همراه با باریت و اسفالریت، (d) کالکوسیت که از حاشیه به کولیت تبدیل شده است، (e) تصویر میکروسکوپی از کانی‌های پیریت ریز دانه و گوتیت نیمه شکل‌دار، (f) نمایی نزدیک از کانی‌زایی آزوریت و ملاکیت. اختصارات: Sb استیبنیت، Bin بیندهمیت، Gn گالن، Sph اسفالریت، Brt باریت، Cv کولیت، Cc کالکوسیت، Gt گوتیت، Py پیریت، Mal ملاکیت، Az آزوریت (Whitney and Evans, 2010).

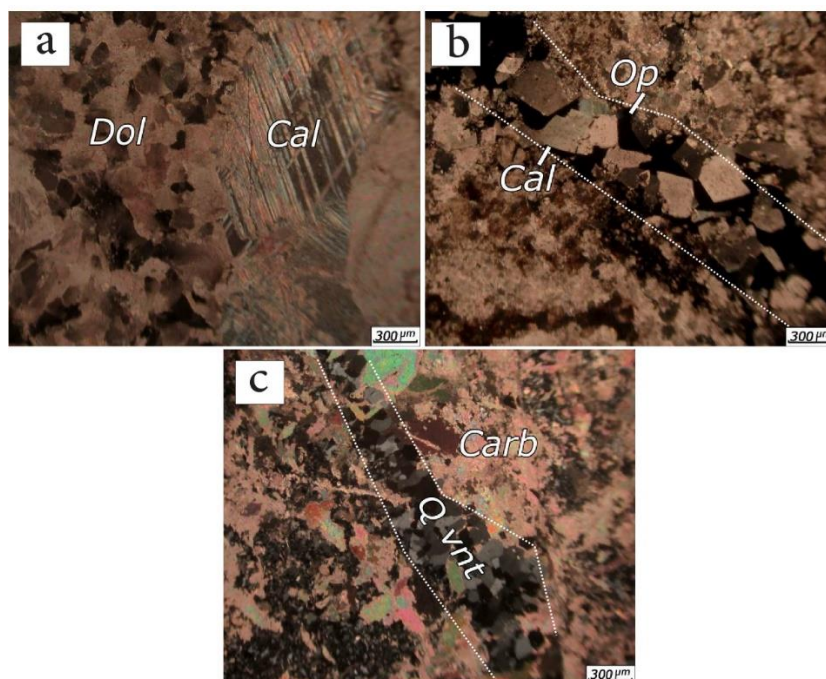
Fig. 7. (a) Stibnite mineral with carbonate background and transformation of Stibnite into Bindhemite secondary mineral (antimony oxide), (b) Galena in calcite background, (d) Chalcocite that has transformed from the margin to Choline, (e) Microscopic image of fine-grained pyrite and semi-formed Goethite minerals, (f) Close-up view of Azurite and Malachite mineralization.

Abbreviations: Sb Stibnite, Bin Bindhemite, Gn galena, Sph sphalerite, Brt Barite, Cv Choline, Cc Chalcocite, Gt Goethite, Py pyrite, Mal Malachite, Az Azurite (Whitney and Evans, 2010).

Stage Minerals	First Stage	Second Stage	Oxidized zone
Stibnite			
Pyrite			
Galena			
Sphalerite			
Quartz			
Barite			
Clacite			
Dolomite			
Bindheimite			
Malachite			
Azurite			
Geotite			
Hematite			
Covellite			

شکل ۸- توالی پاراژنزی محدوده معدنی سیرزار

Fig. 8. Paragenesis of mineral association in the Sirzar area



شکل ۹- (a) دگرسانی دولومیتی، (b) دگرسانی کلسیتی، (c) دگرسانی سیلیسی.
Fig. 9. (a) Dolomites alteration, (b) Calcite alteration, (c) Silica alteration

۷- پتروگرافی و ریزدماسنجی میانبارهای سیال

با توجه به اهمیت بسیار بالای پتروگرافی، مطالعات پتروگرافی به صورت کامل بر روی ۲۰ عدد مقطع دو بر صیقل از کانی کلسیت مربوط به مراحل مختلف کانی‌زایی انجام گرفت. به لحاظ ژنتیکی هر سه گروه میانبارهای سیال (اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب) مشاهده می‌شود. میانبارهای اولیه توسط شواهدی مانند قرارگیری در زون‌های رشد بلور، توزیع تصادفی در سه بعد، مجزا بودن از میانبارهای سیال مجاور و نسبت به کانی میزبان اندازه‌ی قابل توجهی دارند تشخیص می‌شوند. لازم به ذکر است به صرف مشاهده اشکال بلوری منفی نمی‌توان به اولیه بودن آن نظر داد (Simmons et al., 2000). میانبارهای ثانویه با اندازه‌های کوچکتر از سیالات اولیه که بیشتر در ترک‌ها و شکستگی‌های کوچک داخل بلورها گسترش یافته‌اند، به صورت تک ردیفی و چند ردیفی در کنار هم مشخص‌اند. میانبارهای سیال ثانویه کاذب به صورت ردیف‌هایی وابسته به میانبارهای سیال اولیه می‌باشند و بر خلاف میانبارهای ثانویه از ترک‌ها و شکستگی‌های موجود در کلسیت عبور نمی‌کنند. میانبارهای سیال مطالعه شده به طور عمده از نوع اولیه، مطابق معیارهای (Rodder, 1984) است. تقسیم‌بندی

میانبارهای سیال اولیه موجود در کانی کلسیت طبق تقسیم‌بندی ژنزی و بافت رودر (۱۹۸۴) انجام گرفت که اخیراً به وسیله Van den Kherkof and Hein (2001) مورد تجدید نظر قرار گرفته شده است.

۱- تک فازی مایع (L): این نوع میانبار سیال تماماً از مایع پر شده است و ساده‌ترین نوع میانبار است و به اشکال مختلفی دیده می‌شوند (اکثراً نامنظم) و احتمالاً حاصل یک باریک‌شدگی می‌باشد. این نوع میانبار سیال برای حرارت‌سنجی مناسب نیستند. میانبار سیال تک فازی مایع فراوانی بسیار کمی و با اشکال نامنظم به چشم می‌خورند. (شکل ۱۰ a).

۲- تک فازی گاز (V): تک فازی گازی در این تیپ از سیالات درگیر حباب تنها فاز تشکیل دهنده می‌باشد. لذا از این نوع از سیالات نمی‌توان جهت اندازه‌گیری ریزدماسنجی استفاده نمود. این میانبارهای فراوانی زیادی در نمونه‌ها دارند و بیشتر به شکل نامنظم، منفی بلور و بیضوی با رنگ تیره دیده می‌شود. اندازه‌ی آنها از ۵ تا ۱۲ میکرون می‌باشد. این میانبار به صورت همزیست با میانبارهای دو فازی دیده می‌شوند که نشان دهنده جوشش ثانویه در محیط می‌باشد (شکل ۱۰ b).

۸- میانبارهای چند فازي ($L+V+S+H$): در این نوع از میانبارهای سیال بلور هالیت بعنوان کانی دختر (Daughter Crystal) است و همراه کانی‌های اوپاک و کمتر روشن در آنها مشاهده می‌شود. بلور هالیت در بیشتر نمونه‌ها در اشکال مکعبی و کانی سیلویت با بی رفتارانس متفاوت و زرد رنگ به شکل گرد قابل مشاهده است. این میانبارها با اندازه‌ای حدوداً ۲۰ میکرون و فراوانی بسیار کمی در نمونه قابل تشخیص می‌باشند. اشکال مشاهده شده بیشتر به شکل نامنظم می‌باشد (شکل ۱۰ h).

۷-۱- ریزدماسنجی میانبارهای سیال

هدف اصلی از مطالعات میکروسکوپی و ریز دماسنجی میانبارهای سیال، بازسازی شرایط تشکیل سیال و کانی‌زایی می‌باشد. آزمایش سرمایش - گرمایش بر روی ۱۴۵ میانبار سیال اولیه انجام شد. برای انجام مطالعات، میانبارهای سیال تا حدود ۱۱۰- درجه سانتی‌گراد سرد شده و پس از انجماد کامل، گرم شده‌اند دمای ذوب اولین (Tu) و آخرین بلور یخ (Tm) و دمای همگن شدن (Th) و جهت تعیین شوری از معادله ۱ استفاده شد (Bodnar and Vityk, 1994). برای تعیین شوری میانبارهای سیال دارای بلور هالیت از دمای ذوب بلور هالیت و از معادله ۲ استفاده گردید (Bodnar and Vityk, 1994). این معادلات θ برابر با دمای ذوب آخرین بلور یخ (Tm) و Ψ دمای ذوب بلور هالیت می‌باشد.

$$1) \text{ Salinity (Wt. \%)} = 0.00 + 1.78 \theta - 0.0442 \theta^2 + 0.000557 \theta^3$$

$$2) \text{ Salinity (Wt. \%)} = 26.242 + 0.4928\Psi + 1.42\Psi^2 - 0.223\Psi^3 + 0.04129\Psi^4 + 6.295 * 10^{-3}\Psi^5 - 1.967 * 10^{-3}\Psi^6 + 1.1112 * 10^{-4}\Psi^7$$

نتایج به دست آمده از مطالعات ریز دماسنجی میانبارهای سیال، موجود در کانی کلسیت محدوده‌ی معدنی سیرزار در شکل ۱۱ (a تا c) ترسیم شده است. با توجه به هیستوگرام‌های دمای همگن شدگی و شوری میانبارهای سیال سه بازه دمایی و شوری تشخیص داده شد:

بازه دمای همگن شدگی ۲۳۰ تا ۲۶۰ سانتی‌گراد و شوری بالا است.

بازه دمای همگن شدگی ۱۳۰ تا ۲۳۰ سانتی‌گراد و شوری کم تا متوسط است.

بازه دمای همگن شدگی ۶۰ تا ۱۴۰ سانتی‌گراد و شوری کم است که نشان‌دهنده تاثیر بیشتر سیالات جوی می‌باشد.

۳- دو فازي غنی از مایع ($L+V$): در این نوع میانبار سیال فاز مایع همراه با فاز حباب گاز وجود دارد. بیشترین حجم میانبار سیال را فاز مایع دربرمی‌گیرد و فاز گازی تنها ۱۰ تا ۴۰٪ حجم میانبارهای سیال مطالعه شده را شامل می‌شود. بیشترین نوع میانبار سیال مطالعه شده در نمونه‌ها این نوع میانبارهای سیال می‌باشند. این میانبارهای فراوانی خوبی در نمونه دارند و بیشتر به شکل نامنظم و بیضوی دیده می‌شود. اندازه‌ی آنها از ۵ تا ۲۰ میکرون و به ندرت به ۳۵ میکرون می‌رسد (شکل ۱۰ c).

۴- دو فازي غنی از گاز ($V+L$): در این تیپ از سیالات حباب گاز بیشترین حجم سیال را در برگرفته است. در بعضی موارد بیش از ۷۰ درصد حجم سیال را حباب گاز فرا گرفته است. همگن‌شدگی در این نوع از میانبارها با تشکیل بخار همراه می‌باشند. فراوانی این تیپ از میانبارهای سیال و همراهی آنها با تیپ دوفازه غنی از مایع نشان دهنده فرایند جوشش است (Simmons et al., 2000). این میانبارها فراوانی خوبی دارند و بیشتر به شکل نامنظم و بیضوی دیده می‌شود. اندازه‌ی آنها از ۱۰ تا ۱۵ میکرون می‌باشد (شکل ۹ d).

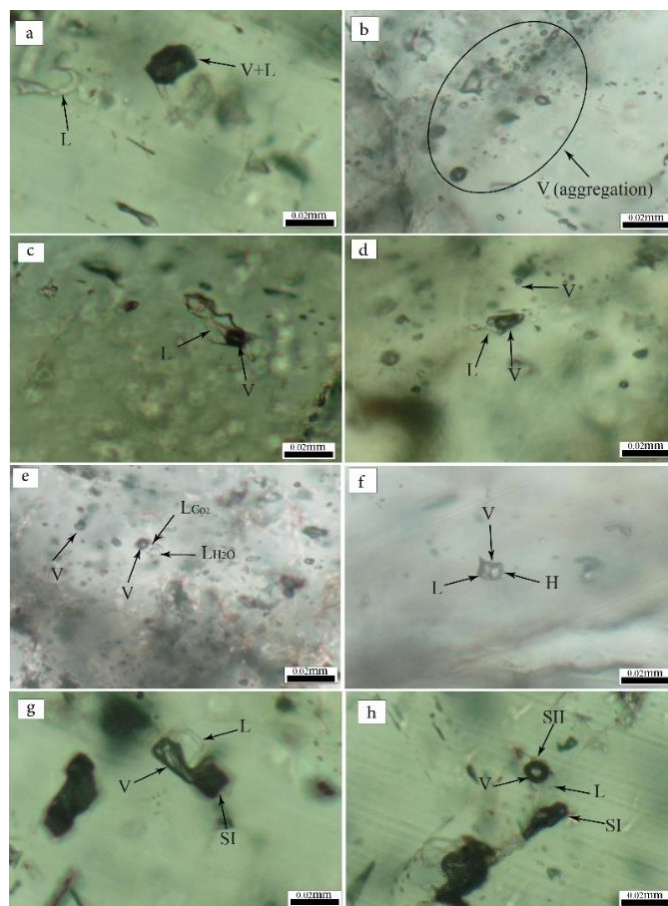
۵- دو فازي غیر قابل امتزاج (LH_2O+LCO_2+V): در این تیپ از سیالات دو فاز کاملاً مجزای گازی غنی از Co_2 و H_2O قابل مشاهده می‌باشد. در تعدادی از نمونه‌های میانبارهای سیال مطالعه شده حضور مقادیر بالای Co_2 در فاز گازی موجب شده تا بصورت دو فاز غیر قابل امتزاج اطراف فاز گازی در دمای اتاق قابل مشاهده باشند. این میانبارهای فراوانی کمی در نمونه دارند و بیشتر به شکل نامنظم دیده می‌شود. اندازه‌ی آنها حدوداً ۱۵ میکرون می‌باشد (شکل ۱۰ e).

۶- میانبارهای سه فازي مایع - جامد - هالیت ($L+V+H$): در این نوع از میانبارهای سیال بلور هالیت بعنوان کانی دختر (Daughter Crystal) مشاهده می‌شود. بلور هالیت در بیشتر نمونه‌ها در اشکال مکعبی و بندرت به صورت گرد شده مشاهده می‌شود. این میانبارهای فراوانی بسیار کمی در نمونه دارند و بیشتر به شکل نامنظم دیده می‌شود. اندازه‌ی حدوداً ۱۵ میکرون می‌باشد (شکل ۱۰ f).

۷- میانبارهای سه فازي مایع - جامد - گاز ($L+V+S$): فاز جامد در این نوع میانبارها، در حجمی از مایع احاطه شده است. فاز جامد محصور شده هم به صورت شفاف و هم اپاک (کانی مجهول) می‌باشد (شکل ۱۰ g).

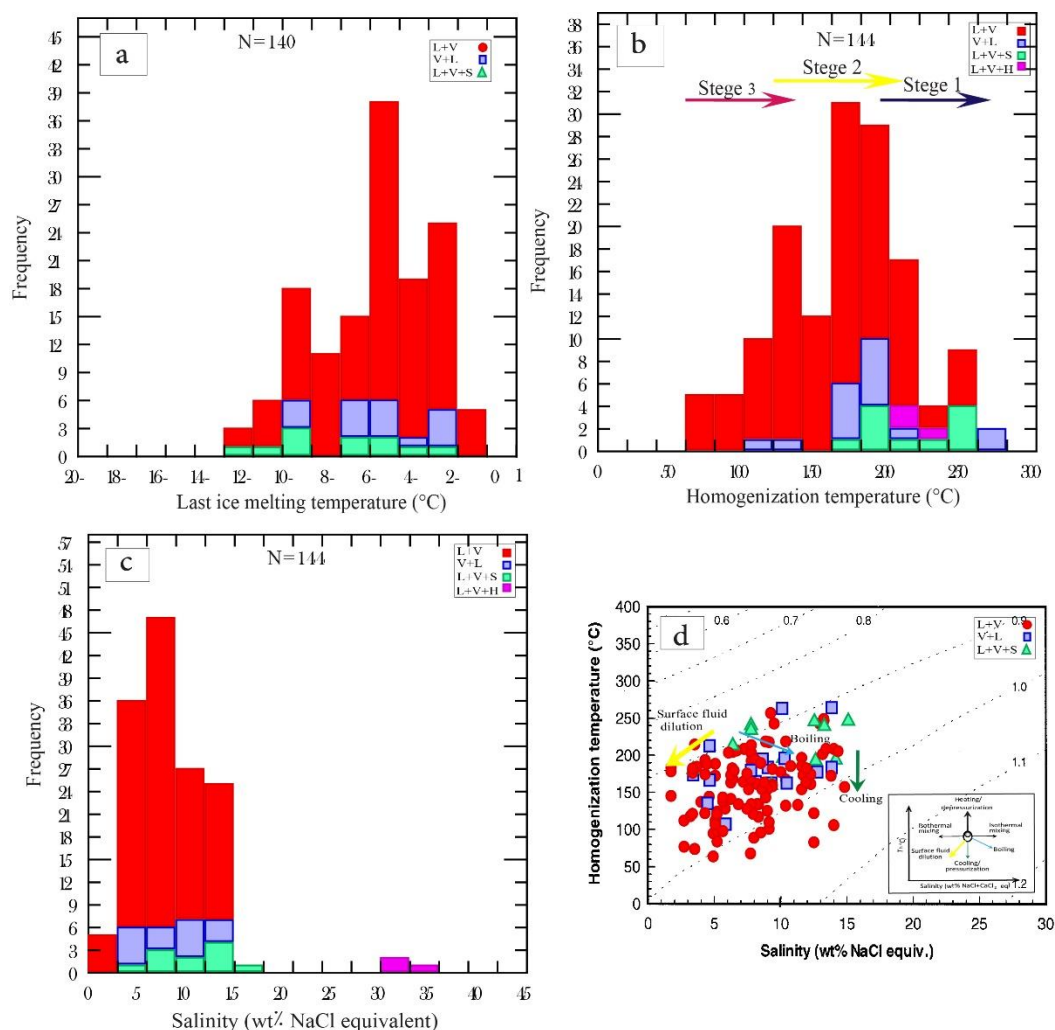
می‌دهد. تغییرات چگالی دو فرآیند سرد شدن و جوشش را در روند تحول سیال گرمایی کانه‌ساز نشان می‌دهد. فرآیند سرد شدن باعث کاهش دمای یکنواختی و سبب افزایش چگالی و کاهش سرعت سیال کانه‌دار و نهایتاً سبب ته‌نشینی و تمرکز مواد معدنی می‌شود، در حالیکه میانبارهای سیال تشکیل شده از پدیده جوشش در نتیجه کاهش دما یا کاهش فشار به سمت تشکیل یک سیال چگال‌تر با شوری بیشتر نسبت به میانبارهای اولیه پیش می‌روند.

اختلاف در چگالی سیال، اهمیت ویژه‌ای دارد، چرا که فرآیند جریان سیال، متأثر از چگالی آن می‌باشد (Wilkinson, 2001)، از این رو با استفاده از نمودار شوری میانبارهای سیال در مقابل دمای همگن شدن، چگالی سیال، با تقریب نسبتاً خوبی قابل تخمین است (Zang and Frantz., 1987) (شکل ۱۱ d). در این حالت با استفاده از خطوط هم چگال، در دیاگرام شوری-دمای همگن شدن، می‌توان چگالی سیال را به دست آورد. میانبارهای سیال مطالعه شده در محدوده معدنی سیرزار، چگالی سیال را از ۰/۹ تا ۱ گرم بر سانتی‌متر مکعب نشان



شکل ۱۰- (a) میانبارهای سیال تک فازی مایع به همراه سیال درگیر دو فازی غنی از گاز، (b) میانبارهای سیال تک فازی گازی، (c) میانبار سیال دو فازی غنی از مایع، (d) همزیستی سیال درگیر دو فازی غنی از گاز به همراه تک فازی گازی که نشان‌دهنده جوشش می‌باشد، (e) دو فازی مایع-مایع-گاز (LH2O+LCO2+V)، (f) سیال درگیر سه فازی شور، (g) سیال درگیر سه فازی، (h) چند فازی شور.

Fig. 10. (a) Liquid single-phase fluid inclusion with Vapor-rich two-phase fluid inclusion, (b) Vapor single-phase fluid inclusion, (c) Liquid -rich two-phase fluid inclusion, (d) The coexistence of the fluid inclusion in two phases rich in Vapor along with the single phase of Vapor which indicates boiling, (e) Two-phase liquid-liquid- Vapor (LH2O+LCO2+V), (f) Fluid inclusion in saline three-phase, (g) Fluid inclusion in three-phase, (h) polyphasic salty.



شکل ۱۱- (a) دمای ذوب آخرین بلور یخ (Tm)، (b) هیستوگرام دمای همگن شدگی (Th)، (c) شوری در میانبرهای سیال اندازه‌گیری شده در کلسیت، (d) نمودار دمای همگن شدگی در برابر شوری Zang and Frantz (۱۹۸۷)، (e) دیاگرام شوری و دمای همگن شدگی میانبرهای سیال در کانی کلسیت نمودار پایه (Beane, 1983) با تطبیق تیپ MVT، Epithermal و Irish (Wilkinson, 2001).

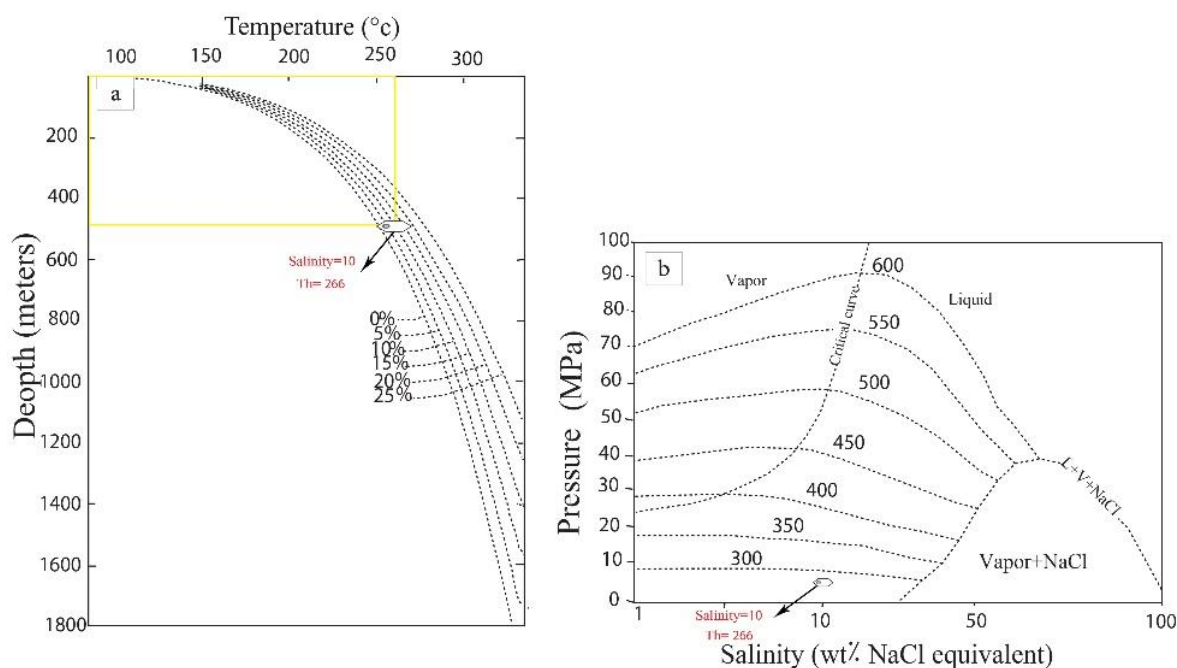
Fig. 11. (a) Histogram of last ice melting temperature, (b) Homogenization Temperature, (c) Salinity in fluid inclusions measured in Calcite, (d) Fluid inclusions density diagram In Quartzes Hesar Iron deposit (Zang and Frantz., 1987), (e) Diagram of salinity and temperature of homogenization of fluid interlayers in calcite mineral base diagram (Beane, 1983) by matching MVT, Epithermal and Irish type (Wilkinson, 2001).

۸- عمق و فشار به دام افتادن میانبرهای سیال

پetroگرافی میانبرهای سیال به دام افتاده و شواهد بافتی در محدوده آنتیموان بر رخداد جوشش ثانویه حین تکامل سیستم کانه‌زایی دلالت دارد. همزیستی میانبرهای سیال دو فاز غنی از گاز (VL) به همراه دو فاز غنی از مایع (LV) یکی از شواهد پetroگرافی مهم رخداد جوشش ثانویه در سیستم‌های گرمایی است (Moncada et al., 2017; White and Hedenquist, 1995). فراوانی تک فاز غازی نیز یکی دیگر از شواهد جوشش حین کانی‌زایی می‌باشد (Ronacher et al., 2000; Moncada et al., 2017). با توجه به اتفاق افتادن جوشش ثانویه در محدوده سیرزار، نیاز به تصحیح فشار و دمای به دام افتادن میانبرها نبوده و لذا می‌توان دمای همگن شدن و فشار میانبرهای سیال را معادل دما و فشار محلول گرمایی موثر بر کانه‌زایی در نظر گرفت.

دمای میانگین همگن شدگی گاز به مایع (LV) میانبرهای سیال رگه‌های کلسیتی همراه با کانه‌زایی محدوده سیرزار برای تعیین عمق و فشار تشکیل کانسار آنتیموان سیرزار استفاده گردید.

برای تعیین عمق احتمالی کانسار سیرزار، از نمودار دمای همگن شدگی میانبارهای سیال در مقابل شوری استفاده شده است (Hass, 1971) (شکل ۱۲ a). این نمودار نشان می‌دهد که، این فرآیند احتمالاً در عمقی کمتر از ۵۰۰ متر زیر سطح زمین رخ داده باشد. شکل ۱۲ b به دام افتادن میانبارهای سیال با دما و شوری پایین را نشان می‌دهد. فشار محاسبه شده محلول گرمایی معادل ۱۰ بار است. بر اساس این نمودار تنوع شوری در میانبارهای سیال به جهت اختلاط سیالات گرمایی موثر ایجاد می‌شود (Wilkinson, 2001). فشار محاسباتی گیر افتادن میانبارهای سیال در رگه کلسیتی در آنتیموان در محدوده ۱۰ بار بوده که محدوده تشکیل کانسار را در عمق متوسط ۴۸۰ متر نشان می‌دهد.



شکل ۱۲. (a) تخمین عمق به دام افتادن سیال درگیر محدوده معدنی آنتیموان سیرزار (Hass, 1971)، (b) تخمین فشار برای میانبارهای سیال کانسار آنتیموان سیرزار (Bouzari and Clark, 2006).

Fig. 11. (a) Estimation of the trapping depth of fluid inclusion in the Sirzar antimony (Hass, 1971). (b), Estimation of the trapping Pressure of fluid inclusion in the Sirzar antimony (Bouzari and Clark, 2006).

۹-۱- ایزوتوپ گوگرد

مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ بر مبنای استاندارد CDT یا فاز سولفیدی تروپلیت شخانه (شهاب سنگ‌ها) برای ۸ نمونه در محدوده معدنی سیرزار محاسبه و در جدول ۱ و در شکل ۱۲ a آورده شده است. مقدار $\delta^{34}\text{S}$ استینیت و گالن از ۳٪ تا ۶٪- در تغییر است. با توجه به مقدار ایزوتوپ گوگرد اندازه گیری شده توسط آزمایشگاه و دمای تشکیل کانی، ایزوتوپ گوگرد محلول گرمایی را میتوان محاسبه نمود. بدین ترتیب با در نظر گرفتن میانگین دمای همگن شدگی بدست آمده توسط میانبار سیال و مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ اندازه‌گیری شده برای استینیت موجود در کانسار سیرزار و با

۹- تعیین منشأ سیال کانه دار به کمک ایزوتوپ پایدار

بررسی ایزوتوپهای پایدار بخشی مهم در بررسی کانسارهاست و نقش به سزایی در فهم ژنز کانسار دارد (Ohmoto 1972, Ohmoto and Rye, 1979; Calagari, 2003; Hoefs, 2004; Rye, 2005) از آنجاییکه در محدوده مورد مطالعه فراوانترین کانی سولفیدی استینیت و گالن است، برای آگاهی از منشأ گوگرد ۶ نمونه کانی استینیت و ۲ نمونه کانی گالن انتخاب شده‌اند. ایزوتوپ کربن و اکسیژن در ۶ نمونه کلسیت هم پاراژنز با کانه‌زایی و ۱ نمونه دولومیت آنالیز گردید که از روش McCrea (۱۹۵۰) استفاده گردید.

اصولاً مقادیر بسیار پایین $\delta^{34}\text{S}$ (کمتر از ۱۰ ‰-) حاصل فعالیت سولفیدهای باکتریوزنیک و احیا ترموشیمیایی سولفات به سولفید است (Ohmoto et al., 1990; Ohmoto and Goldhaber, 1997; Seal, 2006; Basuki et al., 2008; Yu et al., 2019) از طرف دیگر نهشته‌های سولفیدی حاصل از چرخش سیالات در لایه‌های رسوبی با سنگ‌های تبخیری و رسوبی دگرگون شده معمولاً $\delta^{34}\text{S}$ غنی شده‌اند. این غنی شدگی به منشاء گرفتن گوگرد از سنگ‌های رسوبی و دگرگونی این منطقه نسبت داده می‌شود (شکل ۱۳). با توجه به غنی شدگی در گوگرد سبک و فراوانی سنگ‌های رسوبی منطقه احتمال منشاء گرفتن گوگرد از سنگ‌های دگرگونی منطقه ضعیف به نظر می‌رسد.

توجه به معادله تفریق مقدار $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ موجود در سیال محاسبه شده از ۱۰/۵- تا ۵/۹- در تغییر می‌باشد. مقدار $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ گوگرد احیایی سیال در تعادل با استینیت و گالن با استفاده از متوسط دمای همگن شدگی میانبارهای سیال از طریق معادله تفریق (Li and Liu (2006) محاسبه شده است.

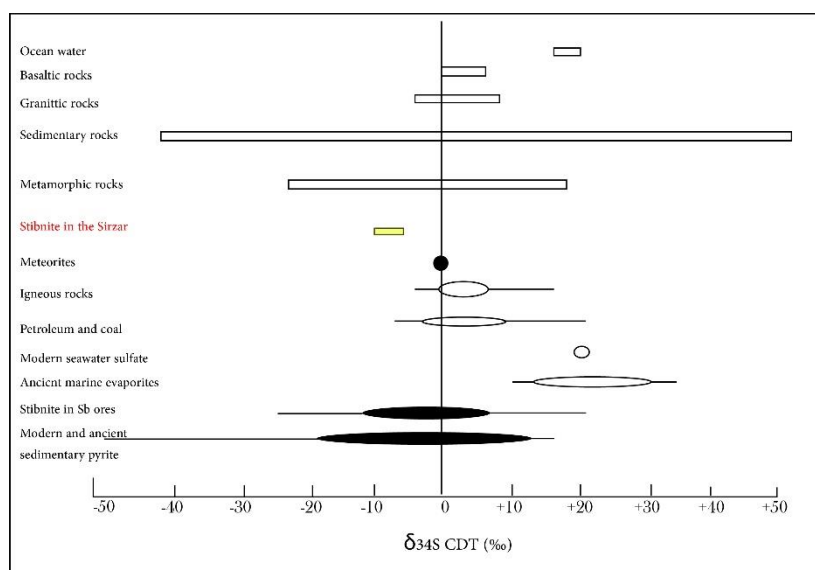
$$1000 \ln \alpha = \delta^{34}\text{S} - \delta^{34}\text{SH}_2\text{S} = (-0.75) * (106/T_2)$$

لذا با توجه به اعداد بدست آمده می‌توان گفت که مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در سولفیدهای موجود در منطقه از رگه‌های مختلف در گستره ۵/۹- تا ۱۰/۵- در استینیت و ۶/۶- تا ۷/۷- در گالن قرار می‌گیرد.

جدول ۱- داده‌های ایزوتوپی گوگرد ($\delta^{34}\text{S}$) مربوط به آنتیموان سیرزار

Table. 1. sulfur isotope compositions of the Sirzar antimony

NO	Sample	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ CDT (‰)	T(°C)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ fluid (‰)
1	SZ-5	Stibnite	-3.1	180	-7
2	SZ-20	Stibnite	-3.0	180	-5.9
3	SZ-23	Stibnite	-3.3	180	-7.2
4	SZ-25	Stibnite	-6.6	180	-10.5
5	SZ-34	Stibnite	-5.0	180	-8.9
6	SZ-36	Stibnite	-6.4	180	-10.3
1	SZ-17	Galena	-4.5	180	-6.6
2	SZ-17-1	Galena	-5	180	-7.7



شکل ۱۳- مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در کانسار آنتیموان سیرزار در مقایسه با محیط‌های مختلف زمین‌شناسی، برگرفته از (Hoefs, 2004)

Fig. 12. $\delta^{34}\text{S}$ values in Sirzar antimony deposit in comparison with different geological environments, taken from (Hoefs, 2004).

۹-۲- ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن

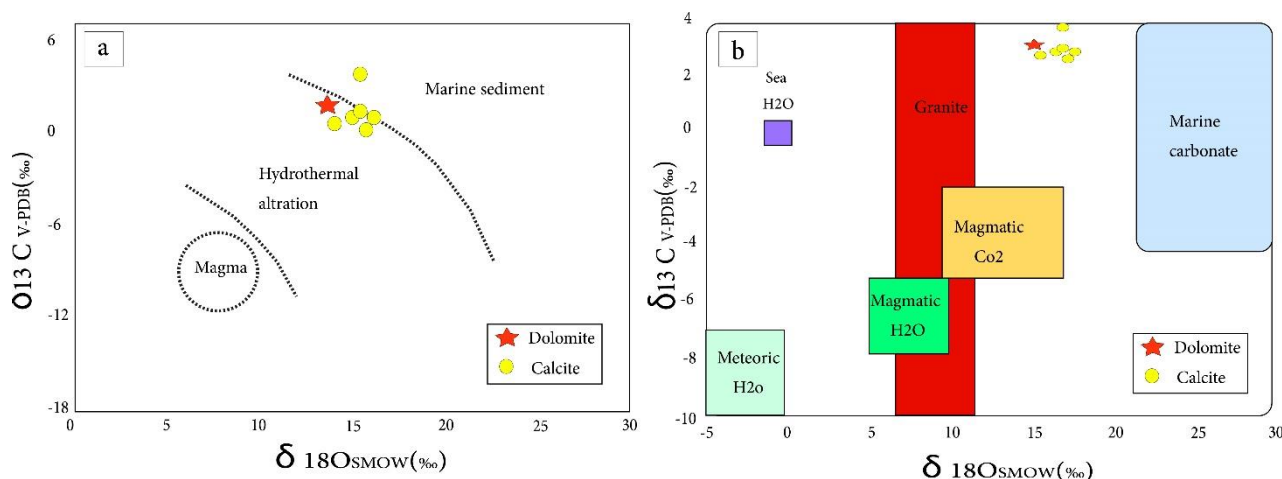
سیالات کانه ساز می‌توانند از منشأهای مختلف ماگمایی، شورآبه‌های آب‌های جوی یا دگرگونی و یا مخلوطی از آنها باشند. به منظور مشخص نمودن منشأ سیالات کانه ساز، اغلب از مطالعات ایزوتوپ اکسیژن استفاده می‌شود. در این پژوهش، مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن بر روی کانی دولومیت و کلسیت گرمابی در کانسار آنتیموان سیرزار صورت گرفته است تا ضمن مشخص شدن ترکیب ایزوتوپی اکسیژن، مقادیر ایزوتوپی کربن نیز تعیین گردد. بدین منظور ۱ نمونه از دولومیت همراه با کانی‌زایی آنتیموان و ۶ نمونه کلسیت همراه با کانه‌زایی آنتیموان در منطقه آنتیموان سیرزار، برداشت و مورد آنالیز قرار گرفته است. مطالعات انجام شده بر روی فاز کربناتی کانسار سیرزار نشان می‌دهد که دامنه تغییرات ایزوتوپ‌های کربن در این کانسار محدوده گسترده‌ای را نشان نمی‌دهد. دامنه تغییرات $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ کانی کلسیت و دولومیت در کانسار مورد مطالعه به ترتیب میان $\% ۱/۲$ تا $\% ۴/۰۷$ نسبت به VPDB و $\% ۱۷/۵$ تا $\% ۲۰/۵$ نسبت به VSMOW در تغییر است (جدول ۲). کربنات‌هایی با منشأ ماگمایی و گرمابی دارای

مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در حدود $\% ۳-$ و $\% ۸-$ هستند (Ohmoto, 1972; Jia and Kerrich, 2000) در حالی که مقدار متوسط $\delta^{13}\text{C}$ ترکیبات کربن دار در فرآیندهای زیستی حدود $\% ۲۵$ است (Hoefs, 2004). از آنجایی که مقدار $\delta^{13}\text{C}$ در آب دریاهای عهد حاضر صفر در هزار در نظر گرفته شده است. (Ohmoto, 1972) با توجه به مقادیر به دست آمده چنین دریافت می‌شود که مقادیر ایزوتوپی $\delta^{13}\text{C}$ در کانسار سیرزار هیچ گونه همخوانی با مقادیر ایزوتوپ کربن کربنات‌های حاصل از فرآیندهای زیستی ندارد. بر اساس مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن کلسیت‌های کانسار آنتیموان سیرزار می‌توان نتیجه گرفت که این کلسیت‌ها از محلول گرمابی تشکیل شده‌اند (شکل ۱۴ a). از آنجایی که سیالات ماگمایی احتمالاً به صورت سالم و دست نخورده در پوسته زمین موجود نیست، می‌توان گفت که ترکیب ایزوتوپی آن نه تنها در اثر تبادل با سنگ‌های پوسته ای در یک طیف دمایی گسترده تغییر می‌کند، بلکه ممکن است با آب‌هایی با منشأهای مختلف نیز مخلوط شود (شکل ۱۴ b) (Faure and Mensing, 2005)

جدول ۲- داده‌های ایزوتوپی کربن $\delta^{13}\text{C}$ و اکسیژن $\delta^{18}\text{O}$ مربوط به محدوده معدنی آنتیموان سیرزار

Table. 1. Carbon isotope and Oxygen isotope compositions of the Sirzar antimony

No	Sample.	Mineral	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) vs VPDB $\pm 1\sigma$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) vs VPDB $\pm 1\sigma$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) vs VSMOW $\pm 1\sigma$
1	SZ-2	Dolomite	3.38	-12.83	17.63
1	SZ-8	Calcite	2.1	-12.92	17.52
2	SZ-12	Calcite	2.64	-11.24	19.26
3	SZ-13	Calcite	1.2	-10.81	19.71
4	SZ-25-Ca	Calcite	4.07	-11.40	19.1
5	SZ-36-Ca	Calcite	3.41	-11.20	19.31
6	SZ-28	Calcite	1.8	-10	20.55



شکل ۱۴- (a) موقعیت مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ کانی کلسیت کانسار سیرزار (Zang et al., 2004)، (b) دامنه تغییرات مقادیر ایزوتوپی کربن مشتق شده از گوشته و محدوده $\delta^{13}\text{C}$ کانی کلسیت کانسار سیرزار (Niiranen et al., 2005).

Fig. 12. (a) The position of the values $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ range of the mineral calcite of Sirzar deposit. (Zang et al., 2004), (b) Carbon isotopic variable from the mantle and the $\delta^{13}\text{C}$ range of the mineral calcite of Sirzar deposit (Niiranen et al., 2005)

۱۰- بحث

۱۰-۱- ماهیت سیال کانسار ساز و تهنشست کانسار

در یک سیستم گرمابی، تهنشست مواد معدنی از محلول‌های گرمابی توسط چند مکانیسم مختلف کنترل می‌شوند (Richardson and Holland, 1979; Rimstidt, 1997; Wilkinson, 2001) که شامل: تغییرات دما و فشار، برهم کنش سیال و سنگ، اختلاط سیال و جدایش فازی (جوشش و اختلاط ناپذیری) می‌باشد.

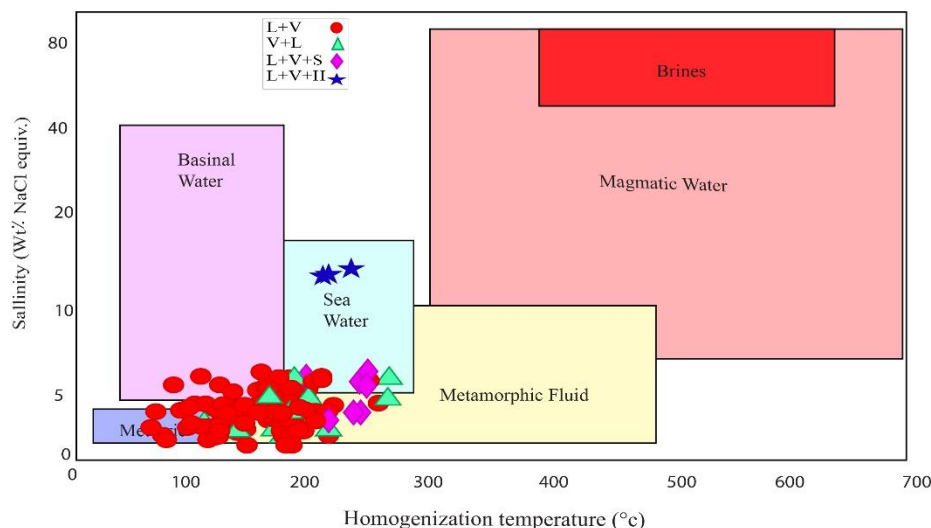
دیagram تکامل سیال در کانسار آنتیموان سیرزار در شکل ۱۵ نشان داده شده است. با توجه به ترسیم کردن شوری و دما، سیال گرمابی مؤثر در تشکیل این کانسار از نوع دگرگونی - جوی می‌باشد (Lattanzi, 1991). روند سرد شدن در کانسار آنتیموان مشاهده می‌شود که احتمالاً تحول پس رونده این سیستم‌ها را در فاز دمایی بالا منعکس نموده و توسط سرد شدن تدریجی و نفوذ آب‌های سطحی سرد در داخل سیستم دنبال شده که رقیق‌شدگی و کاهش دمای پسرونده را نتیجه می‌دهد. به دنبال روند سردشدگی و کاهش فشار لیتواستاتیکی و هیدرواستاتیکی، جوشش اتفاق افتاده است. اگرچه نسبت دما به شوری بدست آمده در محدوده آنتیموان هر دو حالت جوشش و اختلاط سیال دگرگونی و جوی را نشان می‌دهد اما غالب به دام افتادگی سیالات بیانگر کانه‌زایی در شرایط اختلاط است. اختلاط سیال معمولاً منجر به سرد شدن سیستم و تغییرات

فیزیکی شیمیایی قابل توجهی از جمله شوری، ترکیب شیمیایی، فوگاسیته اکسیژن می‌شود که نقش مهمی در تهنشست آنتیموان دارد (Varekamp and Buseck 1984; Krupp, 1988, 1989; Zotov et al. 2003; Hu and Peng 2018). استینیت در اکثر سیالات گرمابی بدون توجه به شرایط فیزیکی شیمیایی در دمای حدوداً ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد بسیار محلول می‌باشد (Hagemann and Luders, 2003) کاهش حدوداً ۵۰ درجه‌ای دما به یک باره حلالیت استینیت را کاهش می‌دهد (Hagemann and Luders, 2003) جوشش ثانویه و اختلاط دو فرآیند غالب و مهم در تهنشست مواد معدنی در سیستم‌های گرمابی در نظر گرفته شده‌اند (Bailly et al., 2000; Wilkinson, 2001; Korges et al. 2018). مطالعات ریزدماسنجی میانبرهای سیال نشان می‌دهد که سیالات کانه‌دار از نوع غنی از CO_2 با میانگین دمای همگن شدن ۳۰۰ درجه سانتیگراد و شوری میانگین ۱۱٪ معادل نمک طعام می‌باشند که نشان‌دهنده نقش غالب سیالات دگرگونی در کانه‌زایی است. در میدان‌های زمین گرمایی مرتبط با فاز ماگمایی بعد از برخورد، محلول‌های گرمابی کم دما و رقیق با منشأ جوی و دگرگونی، آنتیموان را از سنگ‌های رخساره دگرگون شده گرفته و به داخل گسل‌ها منتقل کرده که در نهایت در مکان‌های مناسب از لحاظ دما، فشار فوگاسیته اکسیژن، فعالیت گوگرد

ایران و جهان آورده شده است که محدوده مورد مطالعه بیشترین شباهت را با کانسار آنتیموان Lyhamyar در یونان شمالی و بائوت در زاهدان دارد.

Ph و Eh این عنصر به اشباع رسیده و موجب تشکیل استیبنیت شده است.

در جدول ۳ مقایسه محدوده معدنی آنتیموان سیرزار، از نظر ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی با انواع کانسارهای آنتیموان



شکل ۱۵- دیاگرام شوری و دمای همگن شدگی میانبارهای سیال در کانی کلسیت نمودار پایه (Beane, 1983) با تطبیق تیپ MVT، Epithermal و Irish (Wilkinson, 2001).

Fig. 15. Diagram of salinity and temperature of homogenization of fluid interlayers in calcite mineral base diagram (Beane, 1983) by matching MVT, Epithermal and Irish type (Wilkinson, 2001).

جدول ۳- مقایسه ویژگی‌های کانسار سیرزار با برخی از کانسارهای آنتیموان نوع اپیترمال در ایران و جهان

Table 4. Comparison of main characteristics of the Sirzar deposit with some epithermal Sb deposits in Iran and the world

The name of the deposit	Sirzar (torbate jam in iran)	Moghanlou (Zanjan in Iran)	Baoot (Zahedan in Iran)	Rizana (Eastern Myanmar.)	Lyhamyar (Northern Greece)
Host rock	limestone, dolomite, tuff	Amphibolite, granite amphibolite boundary	Listvenite	granites and satellite pegmatites and aplites	Limestone, metasediments
Ore Minerals	Stb, Py, Cpy, Bin Gu.Sph. mal.Az	Stb, Py, Stc	Stb, Stb oxide	Stb, Ber, Sph, Py, Cpy,	Stb, Py, Sph.
Gangue minerals	Qz, Cal.Brt	Qz, Cal, Tlc, Act. Chl	Qz	Quartz, minor barite and ankerite	Qz, Cal.

Ore texture	Vein-veinlet, brecciated, Filler of empty space, splash	Vein-veinlet, comb, disseminated, cockade, brecciated, crustiform, colloform, plomuse, vug infill	Vein-veinlet. mass	veins, discordant lodes and disseminations	Vein-veinlet, brecciated
Alteration	carbonatization, dolomitization, silicification,	Feldspathic, silicification, carbonatization, propylitic	Philic, propylitic	Sericitization and silicification	carbonatization, dolomitization, silicification
Fluid inclusion data	60-260 °C, 1.7-15.2 wt% NaCl equiv	143-295 °C, 7.9-19.7 wt% NaCl equiv.	143-152 °C, 4.6-15 wt% NaCl equiv	217-254 °C, 6.6-8.1 wt% NaCl equiv	143.8–260.4 °C 2.9–20.9 wt. % NaCl equiv
sulfur isotope	-10.5 - -5.9	---	12.12 - 7.9	---	4 - 10
References	This study	Bavi et al., 2023	Khorami. 2010	Stergiou et al., 2023	Min Oo et al., 2020

۱۱- نتیجه گیری

ترکیب سنگ شناسی سنگ های دربرگیرنده کانسار آنتیموان سیرزار شامل: شامل مجموعه رسوبی (آهک و دولومیت) دگرگونه (کلریت شیست، اپیدوت شیست و گرافیت شیست) و سنگ های نفوذی شامل گرانیت و آتشفشانی (توف سیلیسی، ویتریک توف و تراکیت) می باشند. کانه زایی آنتیموان در محدوده بصورت اپی ژنتیک و به صورت شکافه پرکن در طول گسل ها و شکستگی ها و به صورت رگه- رگچه ای در سنگ های رسوبی دیده می شود. بر اساس بررسی مغزه نگاری و همراهی کانی شناسی و بافتی، کانی سازی در این منطقه در سه مرحله انجام شده است. مطالعه میانبار سیال بر روی کانی کلسیت کانسار آنتیموان سیرزار شوری ۱ تا ۱۵ درصد وزنی معادل نمک طعام با بیشترین فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد وزنی معادل نمک طعام

و شوری سیالات شور (دارای بلور هالیت) حدودا ۳۳ درصد وزنی نمک طعام نشان می دهد. میانگین دمای همگن شدن برای سیالات کانسار ساز محدوده دمایی ۶۶ تا ۲۶۶ درجه سانتی گراد با بیشترین فراوانی ۱۸۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی اندازه گیری شده است. محدوده فشار کمتر از ۱۰ بار و عمق به دام افتادن میانبار سیال ۵۰۰ متری سطح زمین می باشد. منشاء سیالات کانسار ساز در این کانسار از محلول های دگرگونی و اختلاط آن با آب جوی مطابقت دارد. حضور سیالات غیر قابل امتزاج CO₂ دار شاهد مناسبی برای منشا دگرگونی سیال تامین کننده محلول گرمایی در این کانسار می باشد. نتایج حاصل از ایزوتوپ گوگرد کانی های سولفیدی نشان دهنده منشا گرفتن گوگرد از سنگ های رسوبی این منطقه می باشد. بر پایه مقادیر ایزوتوبی کربن و اکسیژن کلسیت های کانسار آنتیموان سیرزار می توان

نتیجه گرفت که این کلسیت‌ها از محلول گرمابی تشکیل شده‌اند. مطالعه پتروگرافی و توالی پاراژنزی، داده‌های میانبارهای سیال و نتایج ایزوتوپ‌های پایدار کربن، اکسیژن و گوگرد گویای این است که کانسار سیرزاز احتمالاً از یک محلول گرمابی تشکیل شده است و منشأ این سیالات کانه ساز محلول‌های دگرگونی می‌باشد که با آب‌های جوی اختلاط نشان می‌دهد و در نتیجه این اختلاط، کانسار سیرزاز تشکیل شده است.

مراجع

- Akcaay, M., Ozkan, H.M., Moon, C.J., Spiro, B., 2006. Geology, mineralogy and geochemistry of the gold-bearing stibnite and cinnabar deposits in the Emirli and Halikoy areas (Odemis, Izmir, West Turkey), *Ore Geology Reviews* 29, 19-51. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2004.12.006>
- Anderson, C.G., 2021. The metallurgy of antimony. *Geochemistry* 72, 3-8. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2012.04.001>
- Arribas, A., and Gumiel, P., 1984. First occurrence of a stratabound Sb–W–Hg deposit in the Spanish Hercynian Massif: In: Wauschkun, E. (Ed.), *Syngeneses and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits*, Springer, Berlin, 468-481. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.10.004>
- Ashbak, P., Malekzadeh Shafarodi, A., Karimpour, M.H., 2019. Gold-copper mineralization occurrence in Jalmabadan area (northwest of Sabzevar), *Geology, Alteration, Mineralization and Geochemistry Journal of Crystallography and Mineralogy of Iran*, round 26 (1), 31-46.
- BabaKhani, A.L., Rahimi, M., Jafari Rad, A.L., Sadeghi, M. Del Ara, S.T., 2001. Investigation of the status of antimony reserves to mineralization types in the bituminous articles of the Earth Sciences Conference. *Geological Survey of the country* 12(4). 471-489. <https://doi.org/10.22067/econg.v12i4.82554>
- Bauman, A., Spies, O., Lensch, G., 1983. Strontium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan NE Iran, In: Almassi, A., (eds.), *Geodynamic project (geotraverse) in Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, 267-276. <https://doi.org/10.1127/njgpa/168/1984/409>
- Bavi, M.H., Hossein Kouhestani, H., Mokhtari, M.A., 2023. Genesis of the Moghanlou Sb deposit (west of Zanjan): Evidence from geology, mineralization, geochemistry, and fluid inclusions. *Advanced Applied Geology* 13(1), 40-71. <https://doi.org/10.22055/AAG.2022.40141.228>
- Bodnar, R.J. and Vityk, M.O., 1994. Interpretation of Microthermometric Data for H₂O–NaCl Fluid Inclusions. In: De Vivo, B. and Frezzotti, M.L., Eds., *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications*, International mineralogical association, Short Course Volume, Virginia Polytechnic Institute and State University Press, 117-130.
- Boomeri, M., 2014. Mineral deposits and deposits of Sistan and Baluchestan. 6th National Conference of Economic Geology Society of Iran, Zahedan, Iran.
- Boomeri, M., 2017. Porphyry deposits in Sistan suture zone, Sistan and Baluchestan province, southeast Iran. 9th National Conference of Economic Geology Society of Iran, Birjand, Iran 14(3), 65-93. <https://doi.org/10.22067/econg.2022.69941.1017>
- Bouzari, F., Clark, A.H., 2006. Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit: the Cerro Colorado Hypogene Protore, I Region, Northern Chile. *Economic Geology* 101 (1), 95–134. <https://doi.org/10.2113/101.1.95>
- Brogi, A., Fabbrini, L., 2009. Extensional and strike-slip tectonics across the Monte Amiata-Monte Cetona transect (Northern Apennines, Italy) and seismotectonic implications. *Tectonophysics* 476, 195-209. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.020>
- Calagari, A.A., 2003. Stable isotope (S, O, H, and C) studies of the phyllic and potassic–phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21(7), 767–780. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00083-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00083-4)
- Cerny, I., 1981. Geochemische Untersuchungen von Karbonatgesteinen im Antimonbergbau Schlaining (Burgenland): Berg-und hüttenmännische Monatshefte 126, 524-527. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.10.004>

- Stergiou, CL., Sakellaris, GA., Melfos, V., Voudouris, P., Papadopoulou, L., Kantiranis, N., Skoupras, E., 2023. Mineralogy, Geochemistry and Fluid Inclusion Study of the Stibnite Vein-Type Mineralization at Rizana, Northern Greece. *Geosciences* 13(2), 61. <https://doi.org/10.3390/geosciences13020061>
- Dehm, RM., Klemm, DD., Müller, C., Wagner, J., and Weber-Diefenbach, K., 1983. Exploration for antimony deposits in southern Tuscany, Italy: *Mineralium Deposita* 18, 423-434. <https://doi.org/10.1007/BF00206490>
- Demeny, A., Ahijado, A., Casillas, R., Vennemann, TW., 1998. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study. *Lithos* 44, 101-115. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00050-4](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00050-4)
- Eftekharnajad J., 1980. Separation of different parts of Iran in terms of construction status in relation to sedimentary basins, *Iran Petroleum Association Journal* 82, 19-28.
- Fu, SL., Hu, RZ., Yin, RS., Yan, J., Mi, XF., Song, ZC., Sullivan, NA., 2020. Mercury and in situ sulfur isotopes as constraints on the metal and sulfur sources for the world's largest Sb deposit at Xikouangshan, southern China. *Miner Deposita* 55, 1353-1364. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00940-1>
- Ghaemi, F., Hosseini, K., 2008. Geological map 1:100000 Sefid Sang, Geological Organization of Iran.
- Guilbert, JM., Park, CF., 1997. *The Geology of Ore Deposits*, W.H. Freeman, New York, NY, USA.
- Haas., JL., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology* 1971, 66 (6): 940-946. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.6.940>
- Hagemann, SG., Luders, V., 2003. P-T-X conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: conventional and infrared microthermometric constraints. *Miner Deposita* 38, 936-952. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0351-6>
- Haynes, FM., 1985. Determination of fluid inclusion compositions by sequential freezing. *Economic Geology* 80, 1436-1439. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00253-V](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00253-V)
- Hoefs, J., 2004. *Stable isotope geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, 244. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-70708-0>
- Hofstra, AH., and Kreiner, D.C., 2020. Systems-Deposits-Commodities-Critical Minerals Table for the Earth Mapping Resources Initiative (ver. 1.1, May 2021): U.S. Geological Survey Open-File Report 2020-1042, 26 p., <https://doi.org/10.3133/ofr20201042>
- Hu, AX., Peng, JT., 2018. Fluid inclusions and ore precipitation mechanism in the giant Xikouangshan mesothermal antimony deposit, South China: conventional and infrared microthermometric constraints. *Ore Geology Reviews* 95, 49-64. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.005>
- Karimpour, MH., 2005. Comparison of QalehZari Cu-Au-Ag deposit with other Iron Oxides Cu-Au (IOCG-Type) deposits & new classification, *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 13, 165-184.
- Karimpour, MH., Malekzadeh Shafaroudi, A., Sfandiarpour, A. Mohammadnejad, H., 2011. Neyshabour turquoise mine: The first IOCG-U-REE. *Journal of Economic Geology* 2(3), 193-216. (in Persian). <https://doi.org/10.22067/econg.v10i2.62579>
- Karimpour, MH., Stern, CR., Farmer, L., Saadat, S., Malekzadeh Shafaroudi, A., 2011. Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. *Journal of Geopersia* 1 (1), 19-36.
- Khan, MA., Lal, JK., Chandra, S., and Singh, RN., 1991. Geochemical appraisal of possible mineralization of noble metals in the rocks of Bijawar Group in Sonbhandra district. *Uttar Pradesh: Records Geological Survey of India* 124 (8), 111-113.
- Khorrani, Z., 2010. Genes of Baut Antimony Deposit, Master's Thesis, University of Sistan and Baluchistan.
- Korges, M., Weis, P., Luders, V., Laurent, O., 2018. Depressurization and boiling of a single magmatic fluid as a mechanism for tin-tungsten deposit formation. *Geology* 46 (1), 5-78. <https://doi.org/10.1130/G39601.1>
- Krupp, RE., 1988. Solubility of stibnite in hydrogen sulfide solutions, speciation, and equilibrium constants, from 25 to 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52 (12), 3005-3015. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90164-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90164-0)

- Krupp, RE., 1989. Paragenesis and conditions of formation of the Moschell and Sberg mercury deposit, SW Germany. *Miner Deposita* 24(2), 69–76. <https://doi.org/10.1007/BF00206305>
- Lattanzi, P., 1991. Applications of fluid inclusions in the study and exploration of mineral deposits. *European Journal of Mineralogy* 3(4), 689-701.
- Li, YB., Liu, JM., 2006. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 70, 1789–1795. [10.1016/j.gca.2005.12.015](https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.12.015)
- Brugger, J., Liu, W., Etschmann, B., Mei, Y., Sherman, DM., Testemale, DA., 2016. A review of the coordination chemistry of hydrothermal systems or do coordination changes make ore deposits? *Chemical Geology* 447 (6), 219-253. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.10.021>
- Mason, B., Moore, CB., 1982. *Principles of Geochemistry*. John Wiley and Sons, Inc. 344. <https://doi.org/10.4236/gep.2021.94012>
- Min Oo, A., Xinbiao, L., Zaw, K., Htay, T., Binke, S., Mohammed Abdalla Adam, M., 2020. Ore Geology, Fluid Inclusions, and (H-O-S-Pb) Isotope Geochemistry of the Sediment-Hosted Antimony Mineralization, Lyhamyar Sb Deposit, Southern Shan Plateau, Eastern Myanmar: Implications for Ore Genesis. *Minerals* 10, 296. <https://doi.org/10.3390/min10040296>
- Moncada, D., Baker, D., Bodnar, RJ., 2017. Mineralogical, petrographic, and fluid inclusion evidence for the link between boiling and epithermal Ag-Au mineralization in the La Luz area, Guanajuato Mining District, México. *Ore Geology Reviews* 89, 143–170. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.024>
- Mosera, MR., Rankin, HA., Milledge., 1991. Hydrocarbon-bearing fluid inclusions in fluorite associated with the Windy Knoll bitumen deposit, UK. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 155-168. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90123-Z](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90123-Z)
- Niiranen, T., Lahti, I., Nykänen, V., Karinen, T., 2014. Report of Investigation 209 In: Central Lapland Greenstone Belt 3D modelling project final report. Geological Survey of Finland, 78.
- Ohmoto, H., 1972. Systematic of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67(5), 551–581. <https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.67.5.551>
- Ohmoto, H., Rye, RO., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* John Wiley & Sons, Newyork, 509-567.
- Part Gwal Gity Company, 2018. Supplementary exploration report of Sirzar mineral range.
- Peng, J. T., Hu, RZ., Burnard, PG., 2003. Samarium-neodymium isotope systematics of hydrothermal calcites from the Xikuangshan antimony deposit (Hunan, China): the potential of calcite as a geochronometer, *Chemical Geology* 200, 129-136. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00187-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00187-6)
- Pirajno, F., 2009. In: *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, Berlin, 1250. <http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-8613-7>
- Qin, ZM., Zhao, ST., Shi, TR., Zhang, FY., Pei, Z R., Wang, YH., Liang, YR., 2022. Accumulation, regional distribution, and environmental effects of Sb in the largest Hg-Sb mine area in Qinling Orogen, China. *Science of The Total Environment* 804:150218. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.150218>
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions: Reviews in mineralogy 12, 644. <https://doi.org/10.1515/9781501508271>
- Ronacher, E., Richards, JP., Johnston, MD., 2000. Evidence for fluid phase separation in high-grade ore zones at the Porgera gold deposit, Papua New Guinea. *Mineralium Deposita* 35(7), 683–688. <https://doi.org/10.1007/s001260050271>
- Rye, RO., 2005. A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems. *Chemical Geology* 215 (1-4), 5-36. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.034>
- Schwarz-Schampera, U., 2014. Antimony. In *Critical Metals Handbook*; Gunn, G., Ed.; John Wiley & Sons: Hoboken, NJ, USA 70–98. <https://doi.org/10.1002/9781118755341.ch4>
- Seal, R., 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *US Geological Survey* 61, 633-677. <https://doi.org/10.2138/rmg.2006.61.12>
- Shabanian, E., Bellier, O., Siame, L., Arnaud, N., Abbassi, MR. Cochemé, J., 2009. New tectonic configuration in NE Iran: Active strike-slip faulting between the Kopeh Dag and Binalud mountains. *Tectonics* 28(5), 1–29. <https://doi.org/10.1029/2008TC002444>
- Simmons, SF., Simpson, MP. Mauk, J., 2000. The mineral products of boiling in the golden cross epithermal deposit. *New Zealand Minerals and Mining Conference Proceedings*, 209-216.

- Simmons, SF., White, NC., John, DA., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In: Hedenquist, JW., Thompson, JFH., Goldfarb, JR., Richards, JP. (Eds.), *Econ. Geol.* 100th Ann. 485-522. <https://doi.org/10.5382/AV100.16>
- Spies, O., Lensch, G., Mihem, A., 1983. Chemistry of the post-ophiolitic tertiary volcanic between Sabzevar and Quchan, NE Iran, In: Almassi. A., (eds.), *Geodynamic project (geotraverse) in Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran 247-266. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)1032.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)1032.3.CO;2)
- Stergiou, CL., Melfos, V., Voudouris, P., Papadopoulou, L., Spry, PG., 2022. Peytcheva, I.; Dimitrova, D.; Stefanova, EA Fluid Inclusion and Critical/Rare Metal Study of Epithermal Quartz-Stibnite Veins Associated with the Gerakario Porphyry Deposit, Northern Greece. *Applied Sciences* 12 (2), 909. <https://doi.org/10.3390/app12020909>
- Van den Kerkhof., AM., Hein, U. F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos* 55, 27-4. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00037-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00037-2)
- Varekamp, JC., Buseck, PR., 1984. The speciation of mercury in hydrothermal systems, with applications to ore deposition. *Geochim Cosmochim Acta* 48(1), 177-185. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90359-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90359-4)
- Wang, L., Qin, KZ., Song, GX., Li, GM., 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews* 107, 434-456. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.023>
- White, NC., Hedenquist, JW., 1995. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. *SEG News Letters* 23(1), 9-13. <https://doi.org/10.5382/SEGnews.1995-23.fea>
- Wilkinson, JJ., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposit. *Lithos* 55, 229-72. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Wilson, MG., Dejoy, DM., Vandenberg, RJ., Richardson, HA., Mcgrath, AL., 2004. Work characteristics and employee health and well-being: Test of a model of healthy work organization. *J. Occup. Organ. Psychol* 77, 565-588. <https://doi.org/10.1348/0963179042596522>
- Wu, J., 1993. Antimony vein deposits of China, *Ore Geology Reviews* 8, 213-232. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(93\)90017-S](https://doi.org/10.1016/0169-1368(93)90017-S)
- Yang, YH., Tatebayashi, K., Yamamoto, K., Saito, H., 2009. Glycosylation defects activate filamentous growth Kss1 MAPK and inhibit osmoregulatory Hog1 MAPK. *EMBO J* 28(10):1380-91. <https://doi.org/10.1038/emboj.2009.104>
- Yu, GY., Li, SD., Wang, YC.; Wang, KY., 2019. Fluid evolution and ore genesis of the Qibaoshan polymetallic ore field, Shandong Province, China: Constraints from fluid inclusions and H-O-S isotopic compositions. *Minerals* 9 (7), 394. <https://doi.org/10.3390/min9070394>
- Zhang, YG., Frantz, JD., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geology*, 64, 335-350. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(87\)90012-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90012-X)
- Zheng, YF., 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal* 33, 109-126. <https://doi.org/10.2343/geochemj.33.109>
- Zhou, Z., Li, H., Yonezu, K., Imai, A., Tindell, T., 2023. In-situ trace elements and sulfur isotopic analyses of stibnite: Constraints on the genesis of Sb/Sb-polymetallic deposits in southern China. *Journal of Geochemical Exploration* 247, 107177. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107177>
- Zotov, AV, Shikina, ND, Akinfiev. NN., 2003. Thermodynamic properties of the Sb (III) hydroxide complex Sb (OH) 3 (aq) at hydrothermal conditions. *Geochim Cosmochim Acta* 67, 1821-1836. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)01281-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01281-4)