Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Summer 2025, Vol. 15(2): 138 - 163

Research Article

Geological, mineralogy, and geochemical investigation of the Sirzar antimony deposit, northeastern Iran

Mahya Manouchehry Nia[1], Hasan Zamanian[2*], Alireza Zarasvandi[3]

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

Keywords: *Mineralogy, Geochemistry, Antimony, Sirzar, Binalud zone*

1-Introduction

The Sirzar antimony deposit is situated north of Mahmoud Abad village in Torbat-e Jam County, Khorasan Razavi, and is located within the Binalud zone. Some researchers believe that the subduction of the Sabzevar oceanic lithosphere beneath the Binalud zone caused the occurrence of Late Cretaceous-Tertiary magmatism (Ghasemi et al., 2010; Rossetti et al., 2010). On the northeastern edge of the Sabzevar ophiolite zone and the southern edge of the Binalod zone, a 200 km long young magmatic arc consisting of volcanic-internal rocks with mostly calc-alkaline to adakitic characteristics has emerged in a subduction zone (Ghasemi et al., 2010; Spies et al., 1983).

To date, more than 22 antimony deposits and mineral indications with reserves of approximately 144,000 tons have been identified in Iran, accounting for about 8% of the world's antimony reserves (Ghorbani, 2013). These reserves are located in five regions: 1. Qorveh-Bijar-Takab, 2. Central Iran, 3. Ferdows-Kashmar-Torbat Jam, and 4. Sistan and Baluchestan. 5- South Khorasan. The antimony deposits of Arabshah (et al., 2017; Najafzadeh et al., 2017), Shorab (Mehrabi et al., 2011, 2019), Choupan (Mehrabi et. al., 2011), Lakhshak (Mazloum, 2018), Koh Shoro (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2020), and Sefidsang and Dargyaban (Boomeri et al., 2018). Mughanlu (Bawie et al., 2023), Hyderabad (Sabouri et al., 2018).

2-Materials and methods

Following field observations, cores and various rock units in the study area were sampled. To investigate the mineralogy and alteration of the Sirzar antimony deposit, 30 rock samples containing mineralization were transferred to the sectioning workshop at Damghan University and subsequently studied using a polarizing optical microscope at Tarbiat Modares University. For geochemical studies of the study area, 13 samples of mineral and host rock were selected using the Lip-Perry method. An attempt was also made to cover the entire area with the selected samples. Fifty-seven elements were sent to the ZarAzma laboratory for ICP-MS analysis, and 10 samples were sent to Tarbiat Modares University for XRF analysis. Then, various software programs were used to analyze the results and create graphs.

3-Results and discussions

According to lithological studies, microscopic examinations were conducted in the studied area, which includes metamorphic rocks, sedimentary rocks, and igneous rocks within the antimony mineral range of Sirzar.

Field and petrological studies of mineralization samples and their host rocks show various silicic, chloritic, dolomitic, and carbonate alteration events associated with mineralization and bedrock.

* Corresponding author: hasanzamanian@ut.ac.ir
DOI: 10.22055/aag.2025.49669.2515
Received: 2025-05-15
Accepted: 2025-08-29

ISSN: 2717-0764

According to mineralogical studies, stibnite mineralization is accompanied by galena, chalcopyrite, iron oxide and hydroxide minerals, malachite, azurite, and waste minerals such as quartz, barite, and calcite, forming a mineral paragenesis. The presence of void-filling, veinlet, foliation, replacement, and blade textures is evident in this area.

Geochemical data of igneous and metamorphic rocks of the region indicate a calc-alkaline origin related to a subduction environment. The enrichment of LILE elements (e.g., Rb, Th) and depletion of HFSE (e.g., Nb, Ti) in the spider diagrams, together with a REE pattern similar to rocks of active continental margins, support the formation of these rocks in a magmatic arc related to the subduction of oceanic crust beneath the Binalud zone. Additionally, the positive correlation between antimony and barium, and lead and silver, suggests the role of hydrothermal fluids of deep origin (possibly related to regional metamorphism or magmatic activity) in the transport and concentration of these elements.

4-Conclusion.

Considering the lack of direct connection between mineralization and young intrusive masses, and the vein nature of the ore, the proposed model for the Sirzar deposit is a mesothermal to epithermal hydrothermal system with a metamorphic fluid origin. Trapped by faults and fractures associated with thrust structures. This deposit is tectonically similar to other Iranian antimony deposits (such as Arabshah and Shurab), which were formed in subduction environments with the pivotal role of fault structures. The results of this study are the first comprehensive analysis of the geology, mineralogy, and geodynamics of the Sirzar deposit, highlighting the importance of structural and alteration studies in the exploration of antimony deposits.

5-References

Boomeri, M., Mojadadi Moghadam, H., Biabangard, H., 2018. Petrography and geochemistry of igneous rocks and Sb and Au mineralization in Sefidsang and Dargiaban areas, southeastern Iran. Petrological Journal 93, 193-216. http://dx.doi.org/10.22108/ijp.2018.110097.1077.

Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khan Alizadeh, A.R. Tanha, A., 2010. Petrology, geochemistry, and radiometric ages of silica adakitic domes of Neogene continental arc, south of Quchan, Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 18, 347-370.

Ghorbani, M., 2013. The Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources. Springer, Dordrecht 1-450. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5625-0

Mehrabi, B., Tale Fazel, T., Yardley, B., 2019. Ore geology, fluid inclusions and O-S stable isotope characteristics of Shurab Sb-polymetallic vein deposit, eastern Iran, Geochemistry 79, 2, 307-322. https://doi.org/10.1016/j.geoch.2018.12.004

Meshkani, S.A., Mehrabi, B., Yaghubpur, A., 2011. The Application of Geochemical Pattern Recognition to Regional Prospecting: A Case Study of the Sanandaj-Sirjan Metallogenic Zone. Iran Journal of Geochemical Exploration, 108, 183-195. http://dx.doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.01.006.

Najafzadeh, M., Ebrahimi, M., Mokhtari, M.A.A., Kohestani, H., 2017. The Arabshah occurrence: An epithermal Au-As-Sb Carlin-type mineralization in the Takab-Angouran-Takht-e-Soleyman metallogenic zone, western Azerbaijan Journal of Advanced Applied Geology Issue 22 https://www.researchgate.net/publication/315739604.

Rossetti, F., Nasrabady, M., Theye. T., Gerdes, A., Monié, P., Lucci, F., 2014. Gianluca Vignaroli Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran) February, Geological Society of America Bulletin 126, 3-4. https://doi.org /10.1130/B30913.1

Sabouri, S., Ferdoust, F., Bomari, M., Kahrazhi, M.R., 2018. Mineralogy, geochemistry, and genesis of the Heydarabad antimony deposit, northwest of Zahedan, Thesis, Shahrood University of Technology, master's degree.

Spies, O., Bauman. A., Lensch. G., 1983. Strontium isotopic composition of post-ophiolithic tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar, and Quchan NE Iran, In: Almassi. A., (Ed.), Geodynamic project (geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 267-276 PP. https://doi.org/0.1127/njgpa/168/1984/409

ISSN: 2717-0764

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Manouchehry Nia, M., Zamanian, H., Zarasvandi, A,. 2025. Geological, mineralogy, and geochemical investigation of the Sirzar antimony deposit, northeastern Iran. Adv. Appl. Geol. 15 (2), 138-163.
DOI: 10.22055/aag.2025.49669.2515
https://aag.scu.ac.ir/article_20217.html

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

ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

بررسی زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کانسار آنتیموان سیرزار، شمال شرق ایران

محیا منوچهری نیا
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران
حسن زمانیان
گروه زمین‌شناسی، دانشکدگان علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران
علیرضا زراسوندی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
hasanzamanian@ut.ac.ir
تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۲/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۶/۰۷

چکیده
کانسار آنتیموان سیرزار شهرستان تربت جام، خراسان رضوی در زون بینالود قرار گرفته است. ترکیب سنگ‌شناسی غالب در محدوده معدنی آنتیموان سیرزار شامل سنگ‌های رسوبی (آهکی)، افیولیتی، دگرگونی (شیستی)، آتشفشانی (توفیت) و مقدار کمی توده نفوذی (گرانیت) است. کانی‌سازی به شکل رگه‌ای درون درزه‌ها و شکستگی‌های سنگ‌های آهکی صورت گرفته است. بر اساس مطالعات کانی‌شناسی، کانه‌زایی اصلی شامل استیبنیت، گالن، کالکوپیریت، کانی‌های اکسیدی و هیدروکسید آهن، مالاکیت، آزوریت و کانی‌های باطله کوارتز، باریت و کلسیت قابل شناسایی می‌باشد. وجود بافت‌های پرکننده فضای خالی، رگه-رگچه‌ای، افشان، جانشینی و تیغه‌ای در این محدوده به چشم می‌خورد. داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه نشان‌دهنده منشأ کالک‌آلکالن مرتبط با محیط فرورانش است. غنی‌شدگی عناصر LILE (مانند Rb، Th) و تهی‌شدگی HFSE (مانند Nb، Ti) در نمودارهای عنکبوتی، همراه با الگوی REE مشابه سنگ‌های حاشیه فعال قاره‌ای، مؤید تشکیل این سنگ‌ها در یک کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پهنه بینالود است. همچنین، همبستگی مثبت آنتیموان با باریم و سرب با نقره، نشانگر نقش سیالات هیدروترمال با منشاء عمیق (احتمالاً مرتبط با دگرگونی ناحیه‌ای یا فعالیت ماگمایی) در انتقال و تمرکز عناصر است. تشابه الگوی بهنجار شده عناصر خاکی کانسنگ آنتیموان سیرزار با سنگ‌های دگرگونی نشاندهنده منشاء سیال دگرگونی کانسار می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: *کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، آنتیموان، سیرزار، زون بینالود*

۱-مقدمه

کانسار آنتیموان سیرزار در شمال روستای محمودآباد در شهرستان تربت‌جام در خراسان رضوی واقع شده و در زون بینالود قرار گرفته است. به باور برخی از پژوهشگران فرورانش سنگ کره اقیانوسی سبزوار یه زیر پهنه بینالود باعث رخداد ماگماتیسم کرتاسه پسین - ترشیری شده است (Ghasemi et al., 2010; Ghasemi Rossetti et al., 2014). در کرانه شمال شرقی پهنه افیولیتی سبزوار و در لبه جنوبی پهنه بینالود یک کمان ماگمایی جوان به درازای ۲۰۰ کیلومتر شامل سنگ های آتشفشانی-درونی با خصوصیات اغلب کالک آلکالن تا آداکیتی در یک پهنه فرورانشی پدید آمده است (Ghasemi et al., 2010; Spies et al., 1983).

تاکنون بیش از ۲۲ کانسار و نشانه معدنی آنتیموان با ذخیره حدود ۱۴۴ هزار تن در ایران شناخته شده است که حدود ۸ درصد از ذخایر آنتیموان جهان را شامل می‌شوند (Ghorbani, 2013) این ذخایر در پنج منطقه: ۱- قروه- بیجار- تکاب، ۲- ایران مرکزی، ۳- فردوس- کاشمر- تربت جام، ۴- سیستان و بلوچستان و ۵- خراسان جنوبی کانسارهای آنتیموان عربشاه (Afzal et al., 2017; Najafzadeh et al., 2017) شوراب (Mehrabi et al., 2019; Meshkani et al., 2011) چوپان (Mehrabi et. al., 2019) لخشک (Mazloum, 2017) کوه شورو (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2020) و

سفیدسنگ و درگیابان (Boomeri et al., 2018). مغانلو (Bawie et al., 2023) حیدرآباد (Sabouri et al. 2018).

با توجه به بررسی‌های انجام شده مشخص گردید که تا کنون مطالعات جامعی بر روی این کانسار صورت نگرفته است، در پژوهش حاضر ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، زمین-شیمی و پتروژنز در کانسار آنتیموان سیرزار مورد بررسی قرار گرفته است.

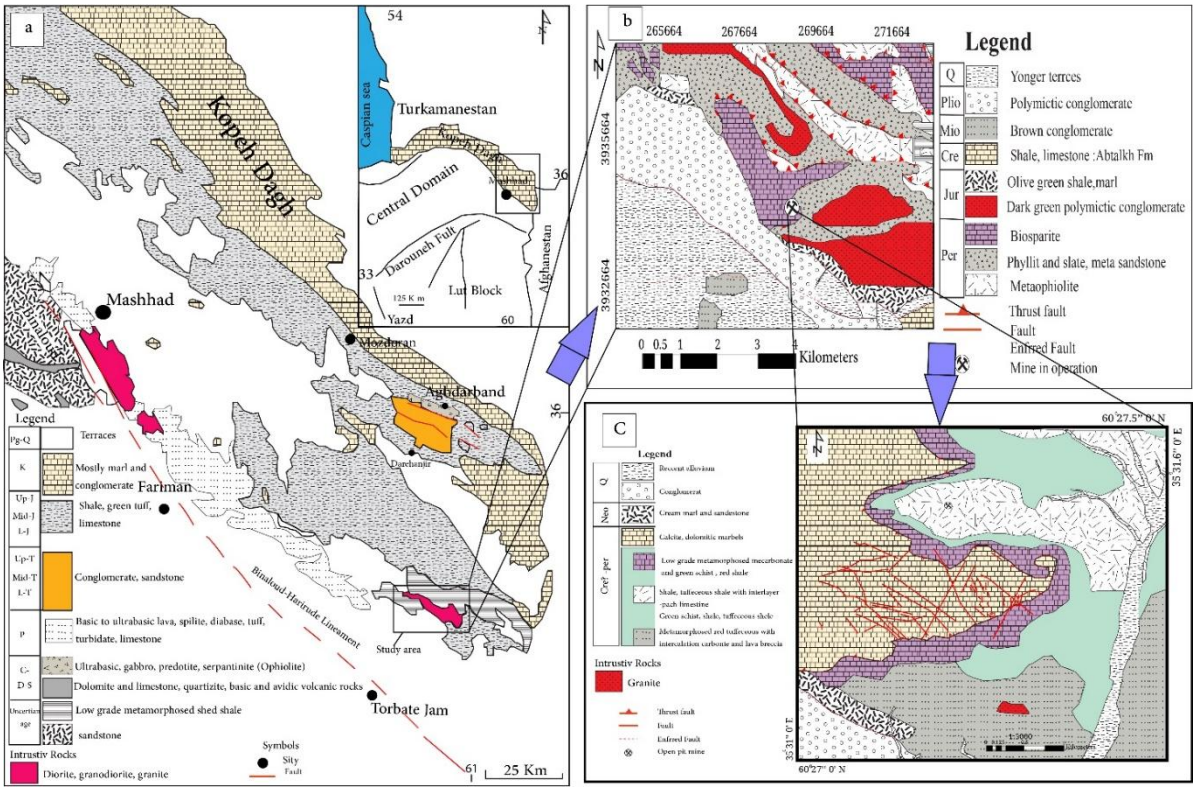
۲-زمین‌شناسی

۲-۱- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

سیرزار، بخشی از چهار گوش نقشه توپوگرافی ۱/۲۵۰،۰۰۰ تربت‌جام و برگه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰،۰۰۰ شهرستان سفید سنگ می‌باشد (شکل ۱ a). 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 برافزایشی 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 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 متوسط تا ضخیم لایه پرمین بر روی واحدهای یاد شده رانده شده‌اند و کانی‌زایی آنتیموان به صورت رگه‌ای و جانشینی در همین واحد تشکیل شده است. این واحد آهکی در پادگانه‌های قاره‌ای و در لبه‌ی ایران به وجود آمده و پس از برخورد دو ورقه ایران و توران به صورت راندگی روی مجموعه افیولیتی و سنگ-های 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 منتهی‌الیه 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 ۱ b).

مهمترین واحدهای زمین‌شناسی کانسار آنتیموان، واحدهای پرمین می‌باشند 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) (شکل ۱ c). این درحالی است که سکانس‌های پوسته‌ای افیولیت‌ها معمولاً از توالی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی نظیر بازالت، بازالت بالشی و میکرودیوریت در بخش آذرین شیل، شیل توفی، توف سیلیسی، ویتریک توف، تراکیت و حتی سنگ-های 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 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 می-گردد. این توالی بیانگر فرورانش پوسته اقیانوسی-قاره‌ای بوده است. توده نفوذی گرانیت به صورت بسیار جزیی در قسمت جنوبی محدوده برون‌زد دارد. سایر واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه واحدهای رسوبی متعلق به ژوراسیک را شامل می-شوند که پس از کوهزایی سیمرین پیشین (تریاس میانی) بر روی رسوبات قدیمی نهشته شده است. رسوبات جوان و عهد حاضر که غالباً کنگلومرایی 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 ۱ c).



شکل ۱- (a) زون ساختاری بینالود و محدوده مورد مطالعه (Ghavi et al., 2018)، (b) نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰سفید سنگ (Ghaemi and Hosseini, 2008) و (c) نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰۰ از کانسار آنتیموان سیرزار (Part Gwal Gity Company, 2018).

Fig. 1. (a) Binaloud Structural Zone and the study area (Ghavi et al., 2018), (b) Geological map of the study area taken from the 1: 100,000 Sephidsang (Ghaemi and Hoseeiiny, 2008) and (c) Geological map with a scale of 1:5000 of Sirzar mining area (Part Goval Gity Company, 2018).

۳-آماده سازی نمونه و روش آنالیز

پس از مشاهدات صحرایی، نمونه‌برداری از مغزه‌ها و واحدهای سنگی مختلف برداشت گردید. تعداد ۳۰ نمونه از سنگ‌های در برگیرنده کانی‌سازی جهت بررسی کانی‌شناسی و دگرسانی کانسار آنتیموان سیرزار به کارگاه مقطع‌گیری دانشگاه دامغان انتقال داده شد و در نهایت به وسیله‌ی میکروسکوپ نوری پلاریزان در دانشگاه تربیت مدرس مورد مطالعه قرار گرفت.

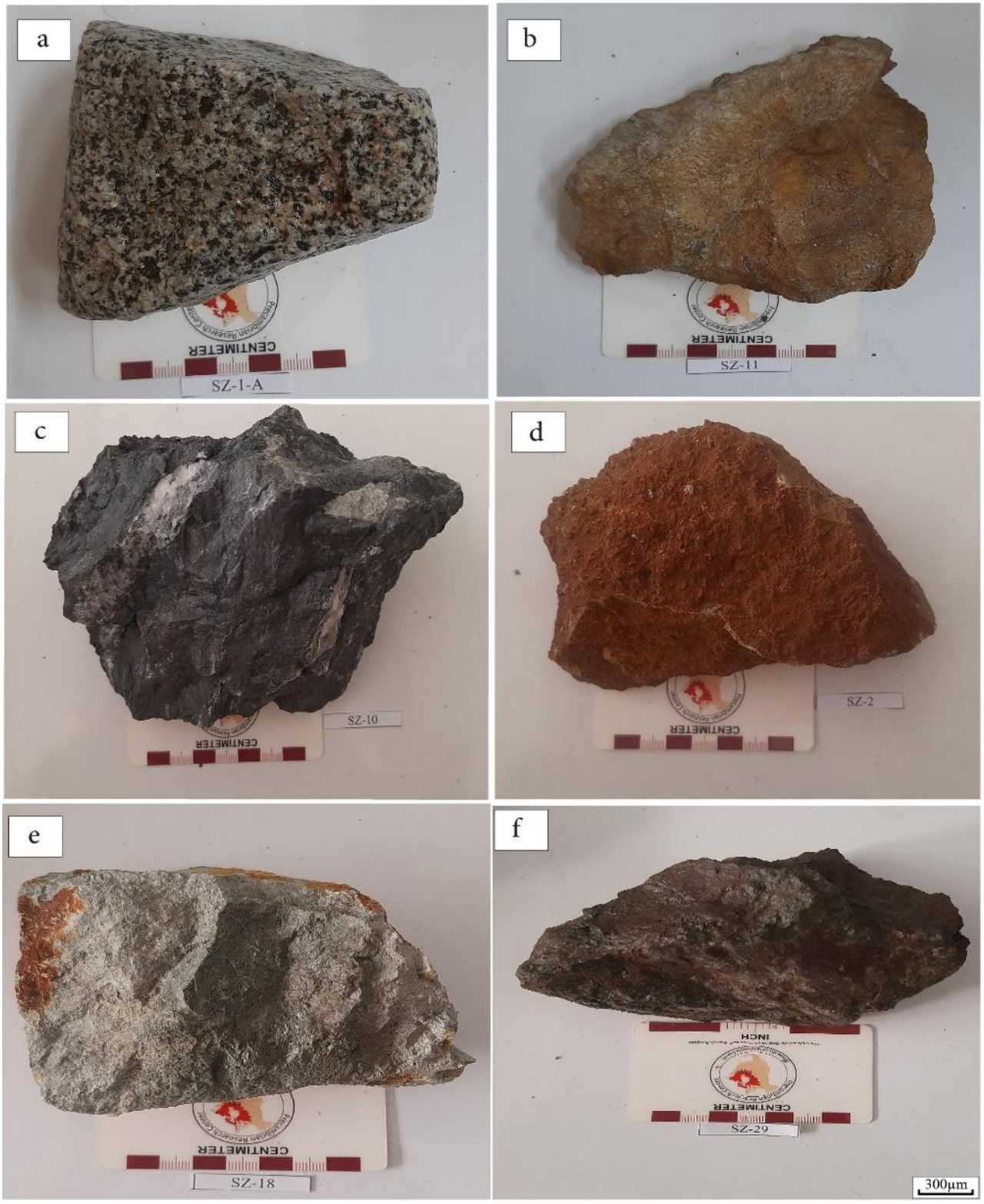
به منظور مطالعات ژئوشیمی محدوده مورد مطالعه تعداد ۲۰ نمونه از ماده معدنی و سنگ میزبان کانی‌سازی سالم و بدون دگرسانی به روش لب‌پری انتخاب شد همچنین سعی گردید تا نمونه‌های انتخاب شده تمام محدوده را پوشش دهد و جهت انجام آنالیز ICP-MS ۵۷ عنصری به آزمایشگاه زرآزما ارسال گردید و تعداد ۱۰ نمونه جهت آنالیز XRF به دانشگاه تربیت مدرس ارسال شد و سپس برای تحلیل نتایج حاصل از این آنالیز و رسم نمودارها از نرم افزارهای مختلف استفاده شد.

۴-سنگ‌نگاری

سنگ‌های نفوذی محدوده مورد مطالعه، تنها در قسمت جنوبی منطقه داخل واحد آهکی رخنمون یافته‌اند. سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه در بررسی‌های ماکروسکوپی دارای رنگ روشن تا صورتی و بافت پورفیریک هستند. نمونه‌های مورد مطالعه در بررسی‌های میکروسکوپی عموماً دارای بافت پورفیری و شامل کانی‌های اصلی کوارتز، آلکالی فلدسپات، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند بوده است. کانی‌های فرعی نیز شامل زیرکن و

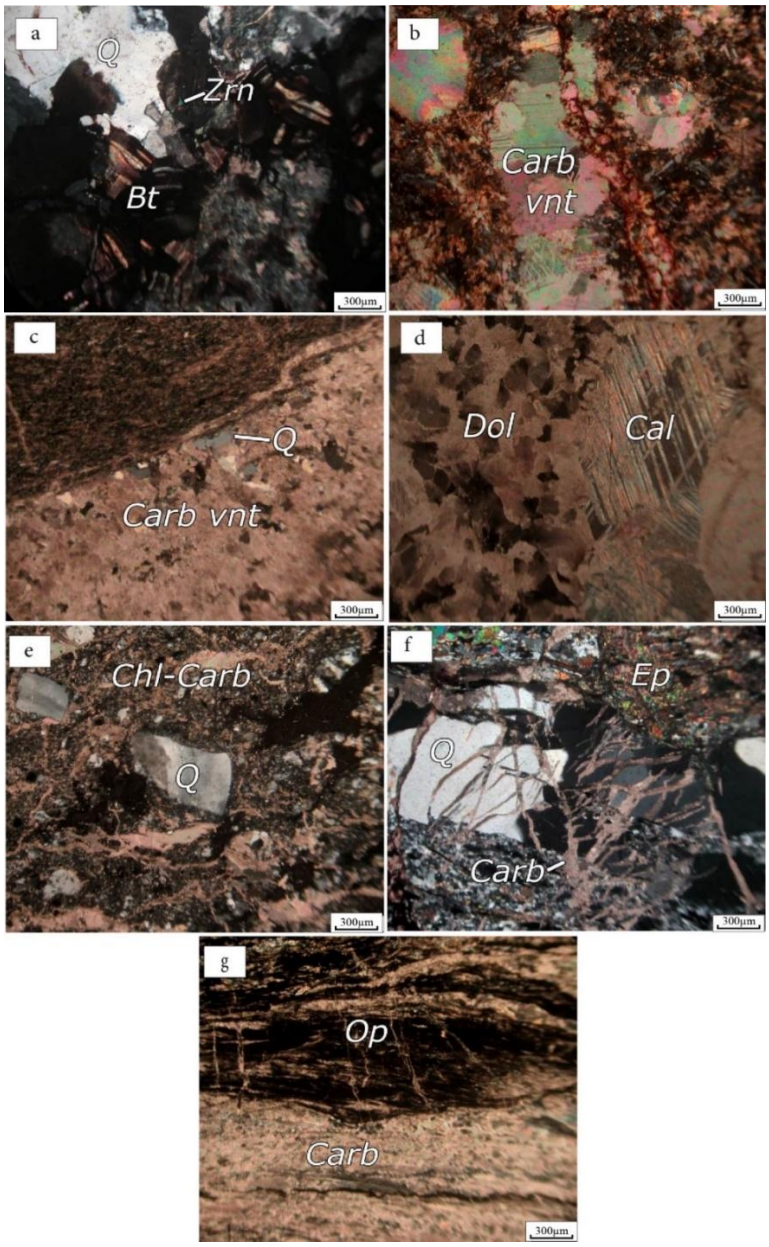
کانی‌های اپاک هستند. کوارتز و فلدسپات آلکالی اغلب فضای بین کانی‌های دیگر در سنگ را پر نموده‌اند. کانی بیوتیت گاهی دارای پیچ و خم‌هایی مارپیچی بوده که نتیجه آزاد شدن اکسیدهای آهن در سطح این کانی و حرکات تکتونیکی است. کانی بیوتیت به شکل تجمعاتی نیز در سنگ حضور دارد. زیرکن کانی فرعی در سنگ بوده که غالباً 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، سریسیت، اکسیدهای آهن ثانویه و در مواردی کوارتز است (شکل ۵ a). سنگ‌های آتشفشانی به صورت پراکنده با فراوانی کم در محدوده مورد مطالعه رخنمون دارند. این سنگ‌ها شامل توف سیلیسی، ویتریک توف (توف شیشه‌ای) و تراکیت است. سنگ-های آتشفشانی منطقه بیشتر توفیتی هستند. سنگ‌های تراکیتی در محدوده به شدت دگرسان شده است. سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در نمونه دستی بیشتر تیره می‌باشند یک سری بلورهای درشت در یک زمینه دانه ریز می‌باشند سنگ‌های آتشفشانی منطقه اسیدی می‌باشند. بافت غالب سنگ‌های آتشفشانی تراکیتی منطقه تراکیتی - میکرولیتی است. سنگ‌های آندزیتی مورد مطالعه دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالی می‌باشند. دگرسانی تراکیت شدید بوده و شامل دگرسانی کربناتی است که کانی‌های کربناتی به همراه اکسیدهای آهن ثانویه به شکل پراکنده در زمینه سنگ و رگچه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۵ b). اجزای تشکیل دهنده توف‌های سیلیسی و ویتریک توف شامل کوارتز، شیشه‌های ولکانیکی، قطعات سنگی، همراه با کانی های اُپک هستند. رگچه‌های ضخیم کربناتی زمینه سنگ را قطع نموده که گاهی سنگ در مجاورت رگچه‌ها خرد و برشی شده است (شکل ۵ c). سنگ‌های آهکی محدوده مورد مطالعه با تنوع زیاد تقریبا بیشتر قسمت منطقه را در برمی‌گیرند. این واحد در نمونه دستی و صحرایی به رنگ کرم تا آجری رخنمون دارد. در زیر میکروسکوپ اجزای اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل بلورهای دولومیت، کلسیت، اکسیدهای آهن ثانویه، کوارتز و کانی‌های اپاک هستند (شکل ۵ d). سنگ‌های دگرگونی منطقه که شامل کلریت شیست، اپیدوت شیست، گرافیت شیست می-باشند در همبری با واحد آهکی به چشم میخورند.

بر اساس مطالعات میکروسکوپی کلریت‌شیست در محدوده مورد مطالعه شامل کوارتز، کانی‌های کربناتی، کلریت، کانی‌های اپاک است. بافت این سنگ لپیدوبلاستیک 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 جهت یابی 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 (شکل ۵ e). کانی‌های اصلی تشکیل دهنده اپیدوت شیست 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 جهت‌یابی و برگوارگی است. در برخی از باندها کانی کوارتز و در برخی اپیدوت غالب است. کلریت فراوانی کمتری در سنگ دارد (شکل ۵ f). گرافیت‌شیست 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 سنگ، از ویژگی‌های دیگر در این نمونه است. باندها و لایه‌های اکسید آهن و کانی‌های اپاک دارای ریزچین‌هایی در مقیاس میکروسکوپی هستند (شکل ۵ g).



شکل ۴- تصاویر نمونه دستی (a) گرانیت، (b) واحد تراکیتی، (c) واحد توفیتی، (d) دولومیت، (e) کلریت شیست و (f) اپیدوت شیست

Fig. 4. Field pictures (a) Granite chlorite schist unit, (b) Trachyte unit, (c) Tofity unit, (d) dolomite, (e) chlorite schist and (f) epidote shist



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی (a) کانی گرانیت همراه یا کانی فرعی زیرکن، (b) تراکیت دگرسان که میکرولیت‌های فلدسپات آلکالی در بخش‌هایی از سنگ سالم باقی مانده است، (c) رگچه ضخیم کربناتی که دارای کوارتز پراکنده دانه است، (d) تشکیل بلورهای درشت کلسیت درون سنگ دولومیتی، (e) کانی کلریت و کرناتی همراه بلور درشت کوارتز که در حاشیه آن سایه فشاری تشکیل شده است، (f) کانی کوارتز و اپیدوت که رگچه کربناتی (متشکل از بلورهای کلسیت) زمینه را قطع نموده و (g) دو لایه غنی از کانی‌های اپاک (شامل کانی‌های رسی، گرافیت، هیدروکسیدهای آهن) و باند کربناتی. اختصارات: Q، کوارتز. Zrn، زیرکن. Bt، بیوتیت. Carb، کربنات. Dol، دولومیت. Cal، کلسیت. Chl، کلریت. Ep ، اپیدوت. Op، کانی‌های تیره. (Whitney and Evans , 2010).

Fig. 5. Microscopic images (a) Associated granite mineral or accessory mineral of zircon, (b) Altered trachyte, where alkali feldspar microliths remain in parts of the intact rock, (c) Thick carbonate vein containing dispersed quartz grains, (d) Formation of large calcite crystals within dolomite rock, (e) Chlorite and carnate minerals with coarse quartz crystals, on the edge of which a compression shadow has formed, (f) Quartz and epidote minerals cut through the background of carbonate veins (composed of calcite crystals) and (g) Two layers rich in opaque minerals (including clay minerals, graphite, iron hydroxides) and carbonate band.
Abbreviations: Q, quartz. Zrn, Zircon. Bt, Biotite. Carb, carbonate. Dol, dolomite. Cal, Calcite. Chl, chlorite. Ep, Epidote. Op, opac (Whitney and Evans, 2010).

۵-دگرسانی

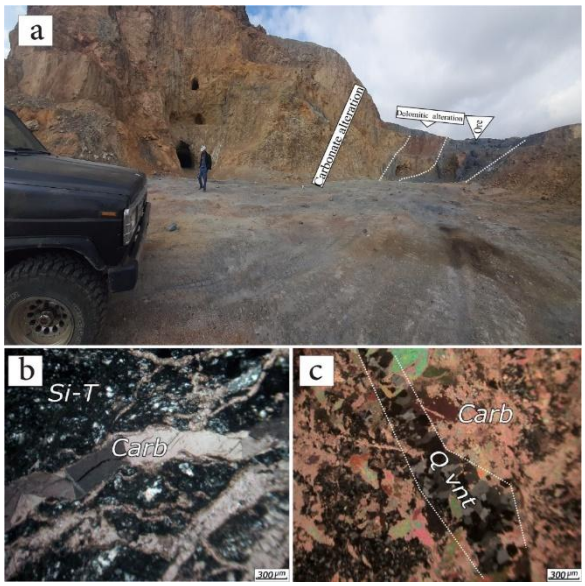
بررسی‌های میدانی و سنگ‌شناسی نمونه‌های کانی‌سازی و سنگ‌های در برگیرنده آنها رخدادهای دگرسانی گوناگون سیلیسی، کلریتی، دولومیتی کربناتی در همراهی با کانی‌سازی و سنگ بستر را نشان می‌دهد (شکل ۶ a-c).

دگرسانی کربناتی مهمترین دگرسانی در محدوده مورد مطالعه می‌باشد و تقریباً تمام محدوده را تحت تاثیر قرارداده است. دگرسانی کربناتی در مقیاس بسیار بزرگ تا میکروسکوپی قابل شناسایی می‌باشد. بخش عمده کانی‌زایی تحت تاثیر دگرسانی کربناتی هستند. دگرسانی دولومیتی نیز تاثیر بسزایی را در منطقه به جا گذاشته است، این دگرسانی در بخش شمال شرقی و جنوبی محدوده به چشم میخورد. دگرسانی ضعیفی گرانیت‌ها را تحت تاثیر قرارداده که طی آن کانی‌های. هورنبلند به کانی‌های کلریتی و کربناتی دگرسان شده است. بیوتیت نیز در بخش‌هایی به اکسیدهای آهن ثانویه تبدیل شده است. تقریباً در تمامی سنگ‌های محدوده، کانی‌های کربناتی جایگزین بخش زیادی از سنگ شده و همچنین به شکل رگچه‌ای نیز دیده می‌شوند. دگرسانی سیلیسی با پراکندگی ناچیز تنها در مطالعات میکروسکوپی قابل شناسایی می‌باشد که ارتباطی با کانی‌زایی ندارد.

۶-کانه‌نگاری و بافت

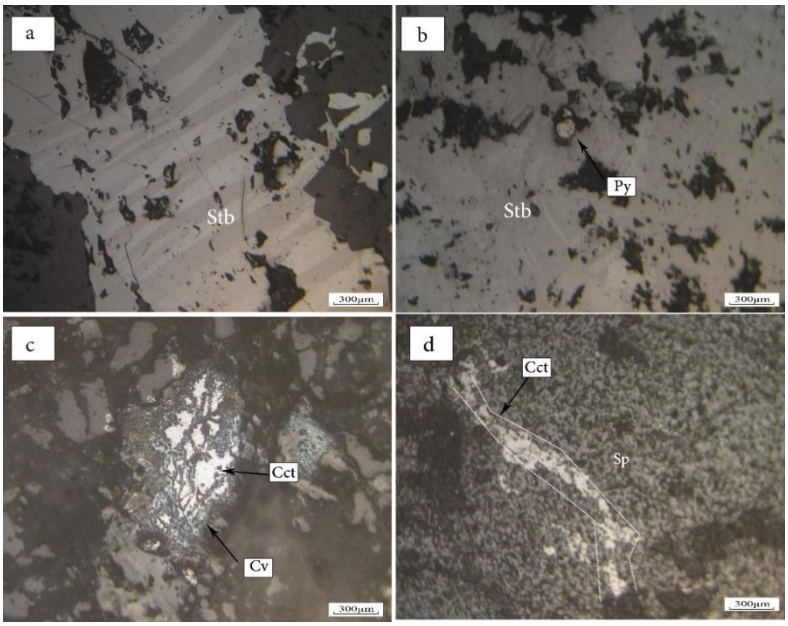
مشاهدات صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی نشان‌دهنده ساخت و بافت‌هایی مانند پرکننده فضای خالی، رگه رگچه‌ای، افشان، جانشینی و تیغه‌ای در سنگ میزبان کانسار آنتیموان سیرزار هستند. وجود این بافت‌ها حاکی از منشاء غیرهمزاد برای کانه‌زایی است. کانه‌زایی آنتیموان همراه با گالن، کالکوپیریت، اسفالریت و پیریت، کانی‌های اکسید و هیدروکسید آهن، کوارتز، باریت و کلسیت در بین فضای بازشدگی در آهک کریستالیزه وجود دارد. کانه‌زایی به صورت پرشدگی فضاهای خالی در آهک‌های تبلور مجدد یافته رخ داده است.

کانی استیبنیت دارای بیشترین فراوانی در محدوده می‌باشد (شکل ۶ a, b). بررسی مقاطع صیقلی در واحدهای رسوبی نشان می‌دهد که افزون بر حضور استیبنیت، پیریت، کالکوپیریت، گالن و اسفالریت هم کانه‌زایی را همراهی می‌کنند البته کانی پیریت در بیشتر موارد به گوتیت و بخش اعظم کالکوپیریت نیز به کوولیت، مالاکیت و آزوریت تبدیل شده است. در مقاطع مورد بررسی مالاکیت بیشتر به صورت رگه‌ای است و همین طور شکاف‌ها و فضاهای خالی بین دانه‌ای را پرکرده‌اند که ساخت غیرهمزاد (اپی‌ژنتیک) را اثبات می‌کند و کالکوسیت در حال تبدیل به کولیت است (شکل ۶ c). همچنین کالکوسیت اولیه به صورت رگه‌ای اسفالریت را قطع نموده است (شکل ۶ d). پیریت به صورت بافت دانه پراکنده به گوتیت تجزیه شده است به علت حضور کم پیریت و دیگر کانی‌های آهن‌دار مقدار هماتیت و گوتیت بسیار محدود است. از مهم‌ترین کانی‌های باطله می‌توان به کوارتز، کلسیت، ژیپس و باریت اشاره کرد.



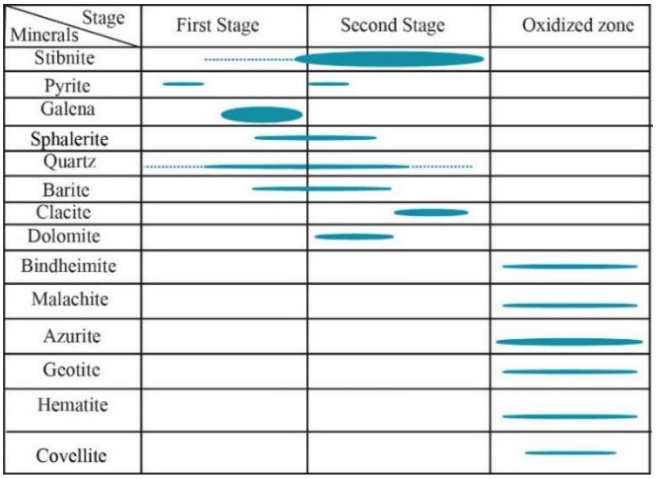
شکل ۶- (a) تصویر صحرایی دگرسانی کربناتی و دگرسانی دولومیتی همراه با کانی‌زایی، (b) دگرسانی کلسیتی سنگ آتشفشانی توف سیلیسی و (c) دگرسانی سیلیسی.

Fig. 9. (a) Field image of carbonate alteration and dolomitic alteration with mineralization, (b) Calcite alteration of siliceous tuff volcanic rock and (c) Silica alteration



شکل ۷- (a) بخشی از رگچه دارای کانه‌زایی استیب‌نیت، (b) کانه‌زایی استیب‌نیت که دارای بلورهای پراکنده پیریت به شکل ادخال است، (c) کانی کالکوسیت اولیه که از حاشیه و درون شکستگی‌ها به کوولیت تبدیل شده است و (e) قطعه درشت اسفالریت که توسط رگچه کالکوسیت اولیه قطع شده که نشانه تشکیل کالکوسیت پس از اسفالریت است. اختصارات: Stb، استیبنیت. Py، پیریت. Cct، کالکوسیت. Cv، کولین. Sp، اسفالریت (Whitney and Evans , 2010).

Fig. 6. (a) Part of the vein with stibnite mineralization, (b) Stibnite mineralization that has scattered pyrite crystals in the form of inclusions, (c) Primary chalcocite mineral that has been transformed into covellite from the margins and within fractures and (e) A large piece of sphalerite cut by a vein of primary chalcocite, indicating the formation of chalcocite after sphalerite.. Abbreviations: Sbt, Stibnite. Py, Pyrite. Cct, Chalcocite. Cv, Coveline. Sp, Sphalerite (Whitney and Evans, 2010).



شکل ۸- توالی پاراژنزی محدوده معدنی سیرزار.

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

۷-زمین شیمی

جهت بررسی فراوانی اکسیدهای اصلی، عنصرهای فرعی و کمیاب، ۱۰ نمونه از سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی و دگرگونی ۱۰نمونه از کانسنگ اصلی از تونل و پیت‌های بهره-برداری برداشت و با به کارگیری روش‌های XRF و ICP-MSتجزیه شدند.

جدول ۱- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های درونی و بیرونی منطقه سیرزار با استفاده از روش ICP-MS و XRF

Table 1. Results of geochemical analysis of internal and external samples of the Sirzar area using ICP-MS and XRF methods

No	SZ-1-A	SZ-1-B	SZ-1-AA	SZ-1-BB	SZ-11	SZ-10	SZ-16a
Name	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	تراکیت	ویتریک توف	توف سیلیسی
SiO2	66.467	66.207	66.467	66.207	26.246	52.397	7.445
Al2O3	14.013	14.254	14.013	14.254	11.943	13.309	2.748
CaO	2.939	1.481	2.939	1.481	21.546	7.579	37.398
Cr2O3	0.019	0.013	0.019	0.013	0.013	0.011	0.012
Fe2O3	4.63	4.541	4.63	4.541	9.29	4.811	4.684
K2O	3.595	3.568	3.595	3.568	0.167	1.373	0.058
Na2O	2.962	2.733	2.962	2.733	1.664	1.585	0.209
MgO	2.321	3.631	2.321	3.631	4.169	2.594	7.662
P2O5	0.251	0.317	0.251	0.317	0.584	0.076	0.019
SO3	0.014	0.017	0.014	0.017	0.03	0.049	0.089
TiO2	0.432	0.498	0.432	0.498	2.867	0.417	0.241
MnO	0.133	0.102	0.133	0.102	0.46	0.309	0.564
L.O.I.	2.05	2.48	2.05	2.48	20.91	15.4	38.75
Sum	99.826	99.842	99.826	99.842	99.889	99.91	99.879
Ag	0.2	<0.1	0.5	0.2	0.2	0.4	0.4
Al	84300	75881	78893	74349	60876	64107	13356
As	23.6	16.7	19.6	15.2	10.6	15.5	3.8
Ba	548	635	547	605	27	123	148
Be	2.7	2.8	2.7	2.8	1.4	1.5	0.7
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ca	20689	10538	19965	10922	86307	55416	>10%
Cd	0.2	0.1	0.3	0.3	0.2	0.4	0.5
Co	11.4	9.5	11.1	9.2	23.2	13.8	10
Cr	115	81	102	74	87	82	44
Cs	3.8	6.4	3.5	6.4	0.9	4.2	0.6
Cu	27	9	26	9	94	124	10
Fe	35430	32617	34742	31530	52469	37582	24387
Hf	1.4	1.3	1.3	1.1	1.8	2.6	<0.5
In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
K	26598	25892	26417	24574	3728	10909	3134
Li	29	36	29	35	38	32	22
Mg	14312	16943	14229	16103	19218	>2%	>2%
Mn	1131	775	1115	756	2750	2557	3301
Mo	1.1	0.7	2	1.5	<0.5	0.7	<0.5
Na	22559	23991	22696	24032	16450	11535	1891
Nb	15.3	16.9	13.7	15.8	6	7.4	1.8
Nd	25	27.6	20.7	27.1	27.8	27.7	15.7
Ni	10	6	10	5	107	41	21
P	702	844	697	810	1855	328	118
Pb	26	17	16	11	32	56	15
Pr	7.07	7.88	5.69	7.93	7.09	7.61	3.1

ادامه جدول ۱

Rb	94	108	82	103	4	44	<1
S	848	301	192	119	320	647	1006
Sb	>0.01%	72.1	29.4	20.2	6.9	39	>0.01%
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn	1.7	2	1.3	1.9	1.2	1.2	<0.1
Sr	440	349	425	351	263	127	326
Ta	1.3	0.2	0.9	1.1	0.3	0.5	1.2
Te	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Th	13.4	1.1	10.2	13.9	3	10.3	12.4
Ti	3026	856	3089	2900	11470	2585	3097
U	2.8	0.2	1.7	2.6	1.2	2.2	1.9
V	92	49	102	89	220	97	103
W	6.2	<1	6.7	5.5	<1	1	7.2
Zn	77	61	57	74	63	33	58
Zr	28	6	35	27	74	82	34
Cl	0.051	0.031	0.051	0.031	0.026	0.017	0.022
Zn	0.007	0.008	0.007	0.008	0.007	0.002	0.008
Rb	0.008	0.01	0.008	0.01	0	0.004	0
Sr	0.04	0.034	0.04	0.034	0.033	0.011	0.038
Nb	0	0.001	0	0.001	0.004	0	0
Ni	0	0	0	0	0.014	0.005	0
Cu	0	0	0	0	0.008	0.004	0
REE							
Ce	54	59	48	61	45	47	15
Dy	3.8	3.5	3.6	3.2	5.8	5	9.2
Er	1.8	1.5	1.8	1.6	2.4	2.5	5.1
Eu	1.21	1.39	1.06	1.38	2.13	1.2	1.91
Gd	4.33	4.92	4.18	4.61	5.53	5.3	5.9
La	27	31	23	31	22	27	7
Lu	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.4	0.7
Sc	15.3	12.4	14.7	12.5	17.5	13.7	14.3
Sm	4.7	5.1	4	5.2	5.8	5.5	5.2
Tb	0.4	1.6	0.4	0.4	1	0.8	0.5
Tm	0.3	0.8	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3
Y	10.4	48.4	14.1	10.6	22	21.8	14.6
Yb	1.07	3.59	1.56	1.03	2.19	2.25	1.56
ΣREE	124.61	173.4	117	133.02	131.95	132.85	81.27
ΣLILE	106.94	115.41	95.34	116.09	98.96	100.5	49.81
ΣHFSE	17.67	57.99	21.66	16.93	32.99	32.35	31.46
Na2o+K2o	6.557	6.301	6.557	6.301			
Zr/TiO2					0.006	0.07	0.06
Y+NB					7	12	9

جدول ۲- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های دگرگونی منطقه سیرزار با استفاده از روش ICP-MS و XRF

Table 2. Results of geochemical analysis of metamorphic samples in the Sirzar region using ICP-MS and XRF methods

No	SZ-18	SZ-29	SZ-32	No	SZ-18	SZ-29	SZ-32
Name	کلریت شیست	اپیدوت شیست	گرافیت شیست	Name	کلریت شیست	اپیدوت شیست	گرافیت شیست
				Ag	0.5	<0.1	0.4
Na2O	1.364	2.339	0.108	Al	61617	69250	42484
MgO	8.316	9.083	2.007	As	10.7	1.9	40
Al2O3	12.199	12.354	10.663	Ba	74	21	254
SiO2	45.205	42.656	19.666	Be	0.8	0.8	1.4
P2O5	0.14	0.158	0.183	Bi	<0.1	<0.1	<0.1
SO3	0.99	0.01	5.876	Ca	46053	64297	92712
Cl	0.02	0.021	0.031	Cd	0.2	0.7	0.5
K2O	0.239	0.387	1.845	Co	42.4	42.7	26.3
CaO	8.458	11.971	25.291	Cr	208	248	125
TiO2	1.185	1.308	1.167	Cs	3.3	0.8	3.8
Cr2O3	0.026	0.035	0	Cu	164	84	58
MnO	0.18	0.198	0.143	Fe	63881	74493	99656
Fe2O3	9.744	11.569	12.396	Hf	<0.5	<0.5	1.9
L.O.I.	11.88	7.84	20.48	In	<0.5	<0.5	<0.5
Sum	99.946	99.929	99.856	K	3869	5399	13620

جدول ۳- ادامه جدول: نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های دگرگونی منطقه سیرزار با استفاده از روش ICP-MS و XRF

Table 3. Table continued: Results of geochemical analysis of metamorphic samples of the Sirzar region using ICP-MS and XRF methods

No	SZ-18	SZ-29	SZ-32	No	SZ-18	SZ-29	SZ-32
Name	کلریت شیست	اپیدوت شیست	گرافیت شیست	Name	کلریت شیست	اپیدوت شیست	گرافیت شیست
Li	31	27	23	Ree			
Mg	>2%	>2%	14239	Ce	14	5	43
Mn	1279	1309	1013	Dy	5.9	6.1	3.9
Mo	0.9	<0.5	4.6	Er	3.4	3.4	1.6
Na	16361	21056	507	Eu	1.21	1.11	1.3
Nb	2.3	1.5	25.4	Gd	4.26	4.24	4.35
Ni	78	113	77	La	5	4	26
P	418	481	624	Lu	0.5	0.5	0.2
Pb	143	67	18	Nd	12.4	10.7	21.3
Rb	5	1	40	Pr	2.79	2.05	6.24
S	12268	706	>3%	Sc	31.3	33	13
Sb	76.5	>0.01%	>0.01%	Sm	3.4	3.3	4
Se	0.5	0.5	0.5	Tb	0.8	0.9	0.5
Sn	0.2	0.1	0.4	Tm	0.6	0.6	0.3
Sr	116	173	581	Yb	3.79	4.13	2.27
Ta	0.3	0.3	1.1	Y	0.002	0.003	0
Te	0.5	0.5	0.5	ΣREE	89.352	79.033	127.96
Th	1.4	1	3.7	ΣLILE	59.97	51.55	92.15
Ti	6828	5059	6299	ΣHFSE	29.382	27.483	35.81
Tl	0.1	0.1	0.9				

ادامه جدول ۳

U	0.3	0.2	4.4
V	231	285	116
W	1	1	2.3
Zn	133	96	39
Zr	14	9	89

جدول ۴- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های کانسنگ کانسار سیرزار با استفاده از روش ICP-MS

Table 4. Results of geochemical analysis of ore samples from the Sirzar deposit using the ICP-MS method

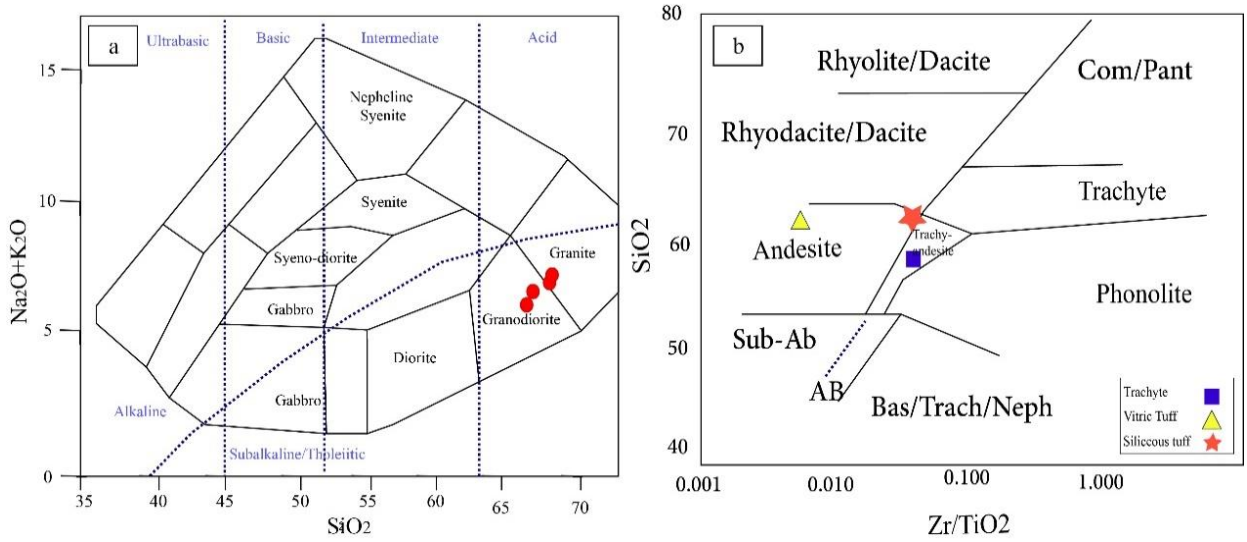
No	SZ-7	SZ-17	SZ-20	SZ-21	SZ-22	SZ-23	SZ-24	SZ-25	SZ-34	SZ-36
Name	مالاکیت	گالن (پیت اول)	استیبنیت (پیت اول)	استیبنیت (پیت اول)	استیبنیت (پیت اول)	استیبنیت (پیت اول)	استیبنیت (تونل D- C)	استیبنیت (تونل D- C)	استیبنیت (تونل D- B)	استیبنیت (پیت شیلی)
Ag	>200	21.6	0.6	0.6	0.3	0.5	0.6	<0.1	0.5	<0.1
Al	998	8221	3631	4637	11674	4474	2068	708	3981	3685
As	21.6	89.7	<0.5	<0.5	12.2	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ba	79	1331	61	<1	39	<1	19	147	82	67
Be	0.5	0.8	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	0.5	0.6	0.6
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ca	1411	2380	8511	15313	39098	33077	>10%	21317	37609	45091
Cd	129	15.9	0.5	0.7	1.1	0.8	0.2	0.4	1.1	0.7
Co	3.8	13.3	<1	1.9	<1	<1	1.5	<1	1	<1
Cr	8	30	11	62	40	25	12	8	17	14
Cs	<0.5	0.8	<0.5	<0.5	3.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cu	5194	>5%	17	13	10	7	5	6	10	8
Fe	3277	6570	1061	8083	8385	3038	19192	3353	3361	2644
Hf	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
In	1.2	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
K	2719	3339	2651	3005	5431	2988	3334	2629	2973	2911
Li	18	26	17	17	17	17	17	17	17	17
Mg	316	646	219	644	1055	403	19574	2995	6459	7020
Mn	12	108	<5	50	63	<5	2702	34	157	108
Mo	2.3	3.3	<0.5	1.2	0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Na	<100	<100	<100	<100	144	<100	<100	<100	<100	<100
Nb	1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	1.8	<1
Ni	8	77	1	13	14	2	8	<1	3	2
P	115	667	82	78	106	68	88	75	96	98
Pb	>3%	19049	28	31	37	10	12	6	1	1
Rb	<1	<1	<1	<1	12	<1	<1	<1	<1	<1
S	>3%	1665	>3%	>3%	16740	>3%	714	>3%	>3%	>3%
Sb	>0.01%	>0.01%	>0.01%	>0.01%	>0.01%	>0.01%	121	>0.01%	>0.01%	>0.01%
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sr	167	403	74.1	19.3	124	24.8	520	42.4	59.9	65.6
Ta	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2

ادامه جدول ۴

Te	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Th	0.7	1	0.3	0.3	0.7	0.7	0.6	0.5	0.4	0.9
Ti	<10	119	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Tl	3.4	<0.1	0.7	3.9	1	0.3	<0.1	1.1	4.5	3.6
U	1.2	10.5	0.4	4.2	12.8	5.8	0.5	0.1	0.3	0.3
V	1	13	2	13	5	1	4	1	2	1
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	8089	12256	8	126	63	28	11	6	50	16
Zr	<5	6	<5	<5	6	<5	5	<5	<5	<5
REE										
Ce	15	57	4	5	22	11	12	5	7	8
Dy	1	4.5	0.9	1	2.3	1.9	1.9	0.7	1.2	1.2
Er	0.2	1.9	0.3	0.4	1	1	0.7	0.2	0.4	0.4
Eu	0.11	2.05	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	0.26	<0.1	<0.1	<0.1
Gd	2.06	6.31	1.24	1.23	2.57	1.77	2.15	1.12	1.35	1.37
La	6	30	<1	1	11	3	7	<1	1	1
Lu	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Nd	6.9	34	0.5	<0.5	10.2	3.3	5.8	<0.5	0.9	0.8
Pr	1.72	8.46	<0.05	<0.05	2.58	0.81	1.54	<0.05	0.18	0.13
Sc	0.8	8.2	0.7	0.5	1.7	0.9	1.3	0.5	0.6	0.5
Sm	1.2	8	<0.1	<0.1	1.9	0.5	1.1	<0.1	<0.1	0.1
Tb	<0.1	0.9	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Tm	<0.1	0.3	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	<0.1	0.1	0.1
Y	<0.5	9.6	2.3	4.5	15.3	13.6	7.6	<0.5	2.5	2.6
Yb	<0.05	1.03	<0.05	<0.05	0.15	<0.05	0.07	<0.05	<0.05	<0.05
ΣREE	34.99	172.55	10.04	13.73	71.3	37.98	41.62	7.52	15.23	16.2
ΣLILE	29.89	120.92	5.94	7.73	42.05	17.98	25.35	6.62	10.13	11.1
ΣHFSE	8.1	51.63	4.1	6	29.25	20	16.27	0.9	5.1	5.1

۷-۱- نام گذاری و رده‌بندی سنگ‌های میزبان آذرین

نمودارهای بسیاری برای نام گذاری شیمیایی سنگ‌های آذرین به کار برده است، که از مهمترین آنها نمودار TAS (Middlemost, 1985) می‌باشد. این نمودار بر پایه مجموع آلکالی (Na2O+K2O) در برابر SiO2 است که پایه این نمودار نمونه‌های برداشت شده سنگ‌های نفوذی در قلمرو گرانیت تا گرانودیوریت قرار گرفته‌اند. به علت دگرسانی شدید در سنگ-های آتشفشانی منطقه جهت رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی محدوده مورد مطالعه از نمودار عناصر فرعی کمیاب کم تحرک استفاده شد بدین منظور با استفاده از نمودار Winchester and Floyd (۱۹۷۷) که نسبت Zr/Ti در مقابل SiO2 است، نمونه‌های مورد نظر در محدوده تراکی آندزیت تا آندزیت قرار می‌گیرند.



شکل ۹- (a) رده‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های درونی منطقه نمودار TAS (Middlemost, 1985) و (b) سنگ‌های آذرین بیرونی منطقه سیرزار در نمودار SiO2 درمقابل Zr/Ti (Winchester and Floyd, 1977).

Fig. 9. (a) Geochemical classification of the internal rocks of the TAS diagram (Middlemost, 1985) and (b) External igneous rocks of the Sirzar region in the SiO2 versus Zr/Ti diagram (Winchester and Floyd, 1977).

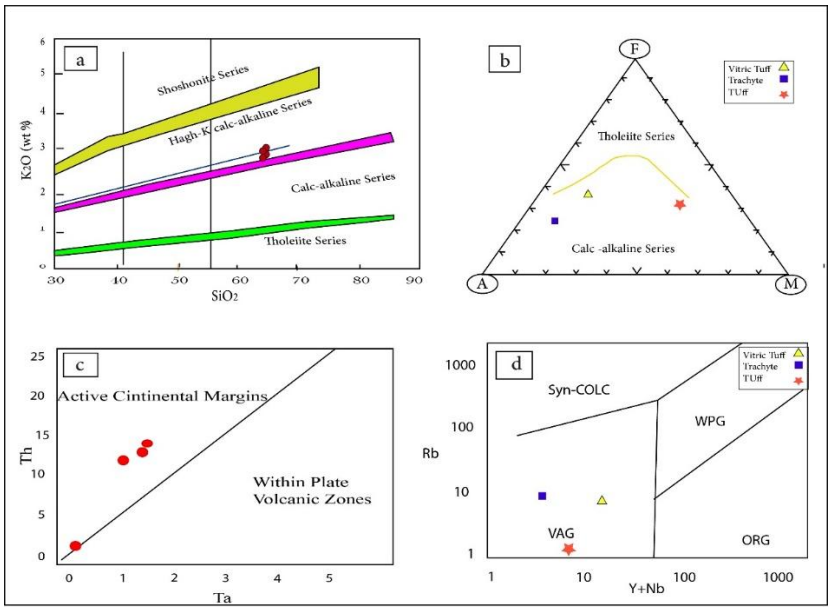
۷-۲- تعیین سری ماگمایی و موقعیت زمین ساختی

برای تعیین سری ماگمایی از نمودار K2O در برابر SiO2 (Peccerillo and Taylor, 1976) (شکل ۹ a) و از نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) (شکل ۱۰ b) استفاده شده است. با توجه به ترسیم نمونه‌ها سنگ‌های آذرین درونی منطقه در محدوده سری کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط به بالا و سنگ‌های آذرین بیرونی سری کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند. سنگ‌های کالک‌آلکالن یکی از مهمترین نشانه‌های ماگماتیسم مناطق فرورانش هستند (Wilson, 1989).

استفاده از عناصر فرعی و اصلی در تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی توسط پژوهشگران زیادی استفاده می‌شود که در این میان عناصر Ti، Y، Nb و نسبت عناصر Ta/Y و Th/Yb به علت تحرک پایین در آنها در طی فرآیندهای تشکیل سنگ-های ماگمایی همانند پدیده فرورانش، اهمیت بیشتری دارند (Pearce, 2005; Maanijou et al., 2013). برطبق نمودار Ta در مقابل Th (Gorton and Schandl., 2002) (شکل ۱۰ c) سنگ‌های درونی کانسار آنتیموان سیرزار در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرد. همچنین بر اساس نمودار Nb+Y در مقابل Rb (شکل ۱۰ d) تمام نمونه‌های درونی متعلق به کمان آتشفشانی هستند.

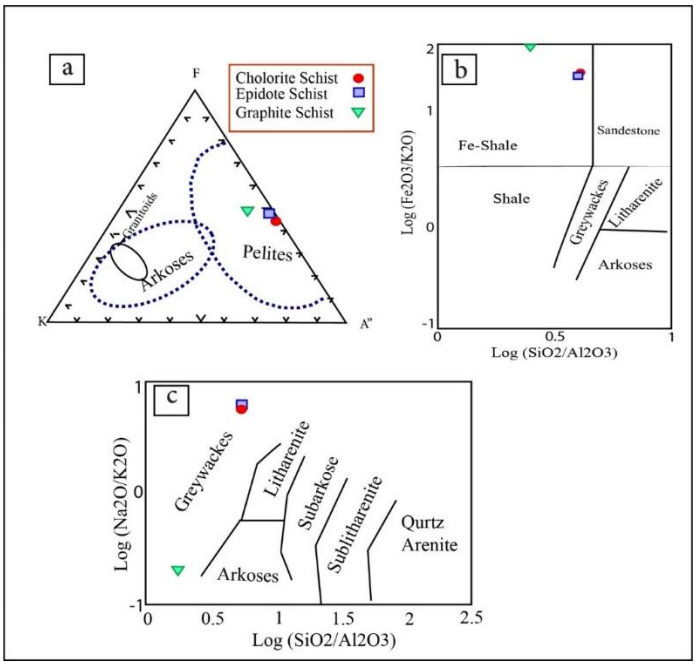
۷-۳- تعیین منشاء و نامگذاری سنگ‌های دگرگونی

بنا بر نمودارهای شکل ۱۱ سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی مورد بررسی در گروه سنگ‌های پلیتی قرار می‌گیرند و بر مبنای تغییرات لگاریتمی Na2O/K2O و Fe2O3/K2O نسبت به تغییرات لگاریتمی SiO2/Al2O3 گریوک و شیل با آهن بالا به عنوان سنگ رسوبی اولیه دگرگون شده در نظر گرفته می شوند.



شکل ۱۰- (a) نمودار تعیین سری ماگمایی K2O در برابر SiO2 در سنگ‌های آذرین درونی منطقه سیرزار (Peccerillo and Taylor, 1976)، (b) نمودار تعیین سری ماگمایی AFM در سنگ‌های آذرین بیرونی منطقه سیرزار (Irvine and Baragar, 1971)، (c) نمودار Ta در مقابل Th در سنگ‌های آذرین درونی و (d) تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه سیرزار (Pearce et al. 1984).

Fig. 10. (a) Diagram of determining the magmatic series of K2O versus SiO2 in the extrusive igneous rocks of the Sirzar region (Peccerillo and Taylor, 1976), (b) Diagram of AFM magmatic series determination in intrusive igneous rocks of the Sirzar region; (Irvine and Baragar, 1971), (c) Ta versus Th diagram in extrusive igneous rocks and (d) Determination of the tectonic setting of volcanic rocks in the Sirzar (region. Pearce et al. 1984).



شکل ۱۱- (a) نمایش اقسام سنگ‌ها در نمودار AFK سنگ‌های دگرگونی سیرزار، (b) رده‌بندی Pettijohn و همکاران (۱۹۷۲) و (c) رده‌بندی Herron (۱۹۸۸) که بر اساس آنها سنگ اولیه پیش از دگرگونی در منطقه سیرزار گریوک بوده است

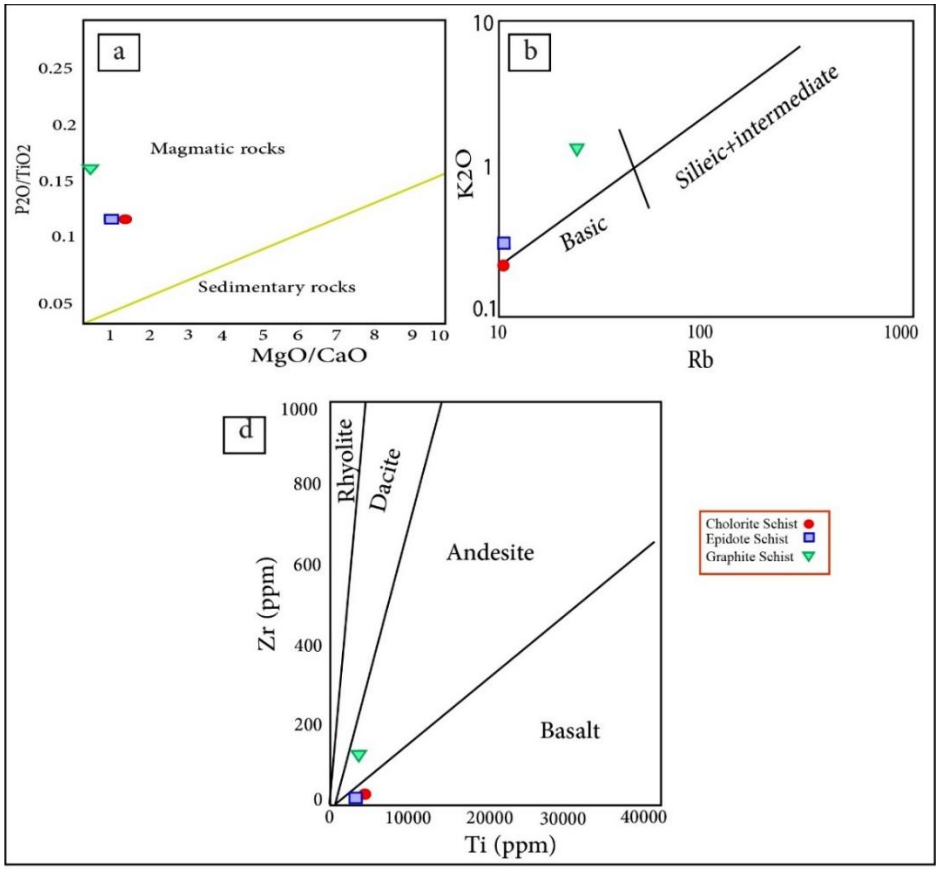
Fig. 11. (a) Representation of rock types in the AFK diagram of Sirzar metamorphic rocks, (b) Pettijohn et al., 1972 classification and (c) Herron, 1988 classification, based on which the primary pre-metamorphic rocks in the Sirzar region

نمودار دو تایی MgO/CaO نسبت به P_2O_5/TiO_2 برای تعیین خاستگاه رسوبی اولیه سنگ‌های دگرگونی منطقه استفاده گردید (Werner, 1987) (شکل ۱۲ a). که بر اساس آن سنگ‌های مورد بررسی خاستگاه آذرین دارند. در طرف دیگر بر اساس نمودار سنگ آذرین مولد این رسوب‌ها بازیک بوده است (Floyd et al., 1989) (شکل ۱۲ b). با استفاده از نمودارهایی که بر پایه‌ی دو عنصر نامتحرک Zr و Ti طراحی شده‌اند (Hallberg, 1984) مشخص شد سنگ آذرین اصلی ترکیبی در حد بازالت تا آندزیت داشته است که سنگ‌های آندزیت در منطقه رخنمون دارد (شکل ۱۲ c).

۷-۴- موقعیت زمین‌ساختی

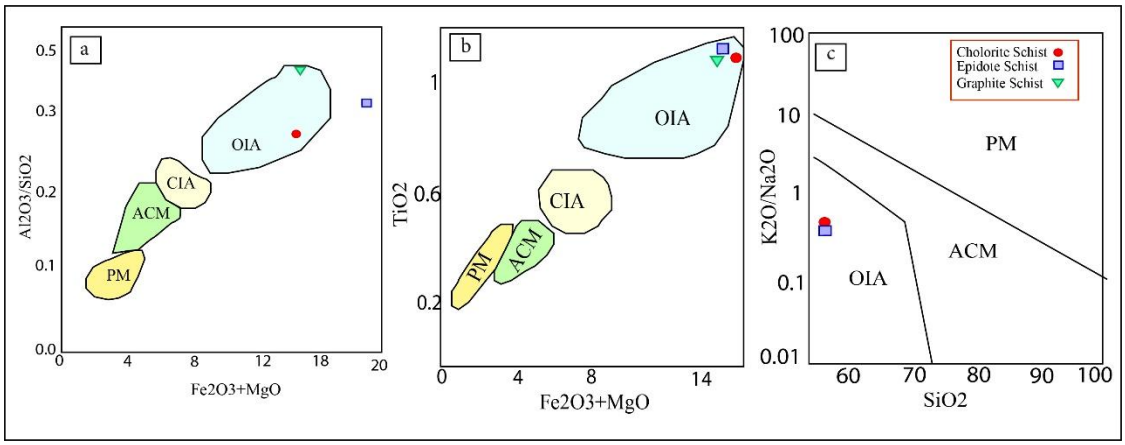
Bhatia و Crook (۱۹۸۶) عناصر Co، Sc، Y، Nb، Zr، La و Ti را به عنوان مفیدترین عناصر برای شناسایی محیط‌های مختلف زمین‌ساختی استفاده کرده است. با استفاده از عناصر مقاوم در برابر دگرسانی از قبیل آلومینیم و تیتانیوم و نمودارها می‌توان به محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ رسوبی پی‌برد (Bhatia, 1986; Roser and Korsch, 1988).

در تعیین محیط زمین‌ساختی هر سنگی اعم از آذرین و دگرگونی که فراوانی عناصر اصلی و متحرک مانند سدیم، پتاسیم و کلسیم مورد استفاده قرار می‌گیرند بایستی با احتیاط عمل کرد. دلیل آن فرآیندهای دگرسانی و متحرک بودن آنهاست. با توجه به نمودارهای شکل ۱۳ نمونه‌های دگرگونی کانسار آنیموان سیرزار در گستره‌ی جزایر قوسی قرار می‌گیرند.



شکل ۱۲- (a) نمودار جدایی خاستگاه آذرین و رسوبی که همه‌ی نمونه‌ها در گستره‌ی آذرین قرار گرفته‌اند (Werner, 1987)، (b) این نمودار نشاندهنده‌ی خاستگاه بازیکی برای رسوب‌های مادر منطقه است (Floyd et al., 1989) و (c) نمودار Zr-Ti نمونه‌ها در گستره‌ی آندزیت و بازالت واقع شده‌اند (Hallberg, 1984).

Fig. 12. (a) Igneous and sedimentary source rock separation diagram where all samples are located in the Adrian range (Werner, 1987), (b) This diagram indicates a basic origin for the parent sediments of the region (Floyd et al., 1989) and (c) Zr-Ti diagram of the samples are located in the andesite and basalt range (Hallberg, 1984).



شکل ۱۳- (a, b) نمودار Crook و Bhatia (۱۹۸۶) که بنابر این نمودارها سنگ‌های دگرگونی مناطق مورد مطالعه بیشتر در جزایر قوس اقیانوسی (OIA) قرار میگیرند CIA قوس جزایر قاره‌ای، PM حاشیه غیر فعال، ACM حاشیه فعال قاره و (c) بر اساس نمودار نمونه‌ها در گستره پشت قوس قرار گرفته‌اند (Roser and Korsch, 1988).

Fig. 13. (a, b) Bhatia and Crook (1986) diagram, according to which the metamorphic rocks of the studied areas are mostly located in the oceanic island arc (OIA), CIA continental island arc, PM passive margin, ACM active continental margin and (c) According to the diagram, the samples are located in the back-arc area (Roser and Korsch, 1988).

۷-۵- نمودار عنکبوتی

ژئوشیمی عناصر فرعی و نادر خاکی

نمودارهای عنکبوتی نمودارهایی هستند که بر اساس آنها مقادیر عناصر کمیاب نسبت به یک ترکیب اولیه مانند گوشته اولیه و یا شهاب سنگ‌های کندریتی بهنجار می‌شود. با استفاده از این نمودارها می‌توان میزان انحراف هر ترکیب را از الگوی ترکیبی اولیه تعیین کرد. در نمودارهای عنکبوتی میتوان مواردی مانند عمق نسبی تشکیل ماگما، تعیین نوع و درصد کانی‌های سنگ منشاء، شرایط ذوب، درصد ذوب، نوع ذوب و نظایر آن را تا حدودی مشخص نمود عناصر REE نسبت به سایر عناصر به مقدار کمتری در معرض هوازدگی و دگرسانی‌های گرمابی قرار می‌گیرند؛ بنابراین، الگوی فراوانی آنها می‌تواند نشانه‌هایی از منشاء آذرین سنگ‌ها را اثبات کند (Rollinson, 1993; Boynton, 1984) نمودارهای عنکبوتی از نسبت عنصری نمونه‌های آنالیز شده با یک نمونه مرجع به دست می‌آیند و غنی‌شدگی و تهی‌شدگی‌های عناصر در این نمودارها می‌توانند به درک بهتر از پتروژنز سنگ‌ها و نیز جایگاه زمین ساختی آنها کمک کنند. نمودارهای عنکبوتی عناصر جزئی نمونه‌های نفوذی مورد مطالعه که با مقادیر گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) به هنجار شده‌اند در شکل ۱۴ ارائه شده‌اند. ناهنجاری‌های مثبت و منفی ایجاد شده در این نمودارها تقریباً یکسان است.

غنی‌شدگی عناصری مانند U و Pb و تهی‌شدگی عناصر Nb و Ti از ویژگی‌های شاخص ماگماهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی در زون فرورانش است و افزایش آن، نشاندهنده اختلاط هر چه بیشتر پوسته قاره‌ای را در ماگما آشکار می‌کند (Pearce, 1983; Wilson, 1989; Winter, 2001; Zhang et al., 2006; Lie et al., 2009; Ma et al, 2014; Asran et al. 2017) از سوی دیگر، غنی شدگی عنصر Th نیز می تواند محصول فعالیت فازهای سیال مرتبط با فرورانش باشد (Dostal et al., 2021).

آنومالی منفی Sr احتمالاً نتیجه‌ی تبلورتفریقی پلاژیوکلاز در فشار پایین است (Wilson, 2007). بالا بودن مقادیر برخی از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ و همچنین تهی‌شدگی برخی از عناصر با قدرت یونی بالا نظیر استرانسیم در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، می‌تواند وابستگی سنگ‌های منطقه را به کمان‌های ماگمایی آتشفشانی حاشیه قاره نشان دهد (Dick and Bullen, 1984).

غنی‌شدگی ضعیف عناصر LREE نسبت به عناصر HREE نشان دهنده عدم حضور گارنت در منشاء است. نسبت *Eu/Eu در توده نفوذی گرانودیوریتی منطقه سیرزار متغیر است که نشان‌دهنده حضور مقدار کمتر و یا نبود پلاژیوکلاز در منشاء ماگما، شرایط اکسیدان تر محلول و آلودگی کمتر با پوسته قاره-ای است (Wilson, 1989).

غنی‌شدگی در عناصر LILE نسبت به HFSE و LREE نسبت به HREE نشان دهنده ماگمای مرتبط با مناطق فرورانش است (Gill, 1981; Pearce, 1983; Wilson, 1989 Winter, 2001).

بی‌هنجاری منفی عناصر Nb، Ba، Sr، Ta، Ti و P که در نمودار عنکبوتی قابل مشاهده است از ویژگی مناطق قوسی می-باشد.

وجود بی‌هنجاری منفی P، Ti و Nb در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌ها می‌تواند نشانگر شکل‌گیری سنگ‌ها در مناطق فرورانش باشد. آنومالی مثبت Eu نیز نشان دهنده یک منشاء حاوی پلاژیوکلاز به عنوان کانی تفاله‌ای است.

از طرف دیگر در این شکل LILEs (Th ،Rb) و LREE (Nd ،Ce ،La) نسبت به HFSE (Yb ،Y،Sm ،Zr ،Hf ،Ta ،Nb) غنی‌شدگی نشان می‌دهد که نشانگر محیط‌های در ارتباط با فرورانش هستند. همچنین بی‌هنجاری منفی Nb-Ta نیز حاکی از مناطق فرورانش است.

از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز میتوان برای تشخیص محیط زمین‌ساختی استفاده کرد چنانچه نسبت Zr/Y <3 باشد جایگاه زمین‌ساختی کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی و اگر Zr/Y <3 باشد کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای است. سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی مورد بررسی دارای نسبت Zr/Y <3 هستند لذا در گروه کمان آتشفشانی اقیانوسی قرار می‌گیرد.

فراوانی عناصر نادر خاکی نمونه‌ها نسبت به کندریت به هنجار شده است که بنابر آن یکنواختی غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک از Sm تا La در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) به چشم می‌خورد. الگوی جدایشی عناصر نادر خاکی سنگین HREEs نسبت به عناصر نادر خاکی سبک LREEs برای این نمونه‌ها احتمالاً بیانگر نقش خاستگاه این سنگ‌هاست و الگوی عناصر نادر خاکی در متاپلیت‌های مورد بررسی مشابه عناصر نادر خاکی سنگ‌های آذرین حاشیه فعال قاره‌ای است.

۷-۶- ژئوشیمی کانسنگ

مطالعات ژئوشیمیایی بر روی کانی‌های استیبنیت وگالن در منطقه معدنی آنتیموان سیرزار نشان از تنوعی از عناصر فرعی چه بسا ارزشمند در این کانی‌ها دارد. نمونه‌های استفاده شده برای انجام آزمایشات شیمی گالن از رگه-رگچه‌های موجود در سینه کارها انتخاب شده است. نمونه‌های استیبنیت نیز از پیت و تونل‌های اکتشافی انتخاب شده‌اند.

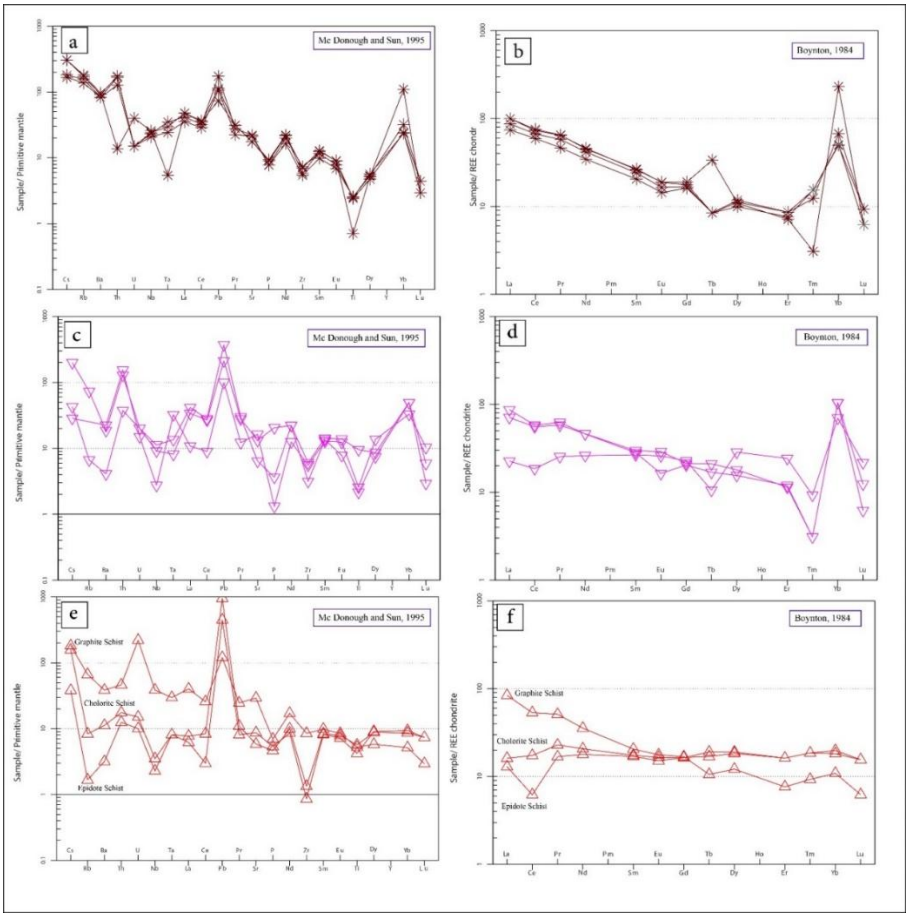
۷-۶-۱- بررسی همبستگی عناصر در کانسار سیرزار

وضعیت توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی یک کانسار و بررسی ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر، از مهمترین موارد در بررسی‌های زمین‌شیمیایی جهت تشخیص فرآیندهای موثر در تشکیل کانسار است (Barnes, 1997). با بررسی ضرایب همبستگی بین عناصر در کانسار سیرزار با توجه به جدول (۵) نتایج زیر به دست آمده است. آنتیموان و سرب که مهم‌ترین عناصر اقتصادی در محدوده معدنی محسوب می‌شوند، همبستگی کمتری نسبت به سایر عناصر دارند. با اینحال، آنتیموان با باریم (۰/۱۹) و سرب با نقره (۰/۴۶) همبستگی مثبت نشان می‌دهند. این در حالی است که گوگرد با نقره (۰/۶۳) آرسنیک(۰/۸۲) کادمیوم (۰/۵۶)، و حتی روی (۶۴/) همبستگی‌های قابل‌توجهی نشان می‌دهد. با توجه به اینکه آرسنیک و مولیبدین و کادمیوم در محیط‌های قلیایی به صورت محلول حضور دارند، همبستگی بالای این عناصر نشان‌دهنده حمل آنها توسط محلول‌های گرمابی با ماهیت قلیایی است. این همبستگی را میتوان به محتوای سولفیدی نمونه‌های بررسی شده پیت شیلی بجز سولفیدهای آنتیموان و احتمالاً پیریت نسبت داد. البته عدم همبستگی آهن با گوگرد در این نمونه‌ها قطعیت این ارتباط را مردود نموده است.

آنتیموان: عیار بالای آنتیموان در تونل D-C ۹ درصد و در انتهای تونل A-B ۲ درصد نشان می‌دهد. سرب نیز با نشان دادن عیار ۳/۰۳، ۳/۳۹ درصد همراه با مس با عیارهایی به ترتیب ۹۵ ،۱۱۰ درصد در بالای D-C جالب توجه است. کمترین ارتباط سرب و آنتیموان مربوط به نمونه‌های کانه‌دار برداشت شده از محل تونل تونل A-B و پیت شیلی می‌باشد. غلظت بالای آرسنیک در نمونه‌های پیت شیلی۶۰/۹ تونل D-C ۸۲۸ را علاوه بر کانه سازی‌های استیبنیت و گالن، می‌توان به وجود پاراژنزهای پیریت و آرسنوپیریت نیز نسبت داد. نقره ۲۳۳ بیشترین غلظت خود را در نمونه برداشت شده از تونل D-

C را نشان می‌دهد بالا بودن عیار سرب در این نمونه‌ها نشان‌دهنده همبستگی بالای سرب و نقره است. با وجود اینکه در بسیاری از رخدادهای آنتیموان در سایر نقاط جهان، به‌ویژه در مناطقی که کانه‌زایی پیریت و آرسنوپیریت نیز مشاهده می‌شود، طلا نیز دارای غلظت‌های بالا و اقتصادی است. این در حالی است که در کانسار آنتموان سیرزار، طلا با نشان دادن غلظت‌های ۶۱، ۶۲ پی‌پی‌بی بیشترین مقدار خود را دارا بوده که چندان جذاب نیست. مس تقریباً در هیچکدام از نمونه‌ها به صورت مستقل عیار اقتصادی نشان نداده و تمامی غلظت‌های بالای این عنصر غالباً در ارتباط با کانه‌سازی گالن مشاهده می‌گردد. عنصر بیسموت در ژئوشیمی کل گالن و استیبنیت مقدار بسیار پایینی دارد که این عدم حضور می‌تواند خود دلیلی بر عدم ارتباط با ماگماتیسم باشد (Malakhov, 1968).

در مقایسه نمودار عنکبوتی (شکل ۱۵ a-c) حاصل از کانسنگ با سنگ بستر دگرگونی و آذرین درونی - بیرونی کانه‌زایی روندی مشابه با سنگ‌های دگرگونی منطقه از خود نشان می‌دهد که احتمالاً منشاء کانه‌زایی، سنگ‌های دگرگونی محدوده مورد مطالعه است.



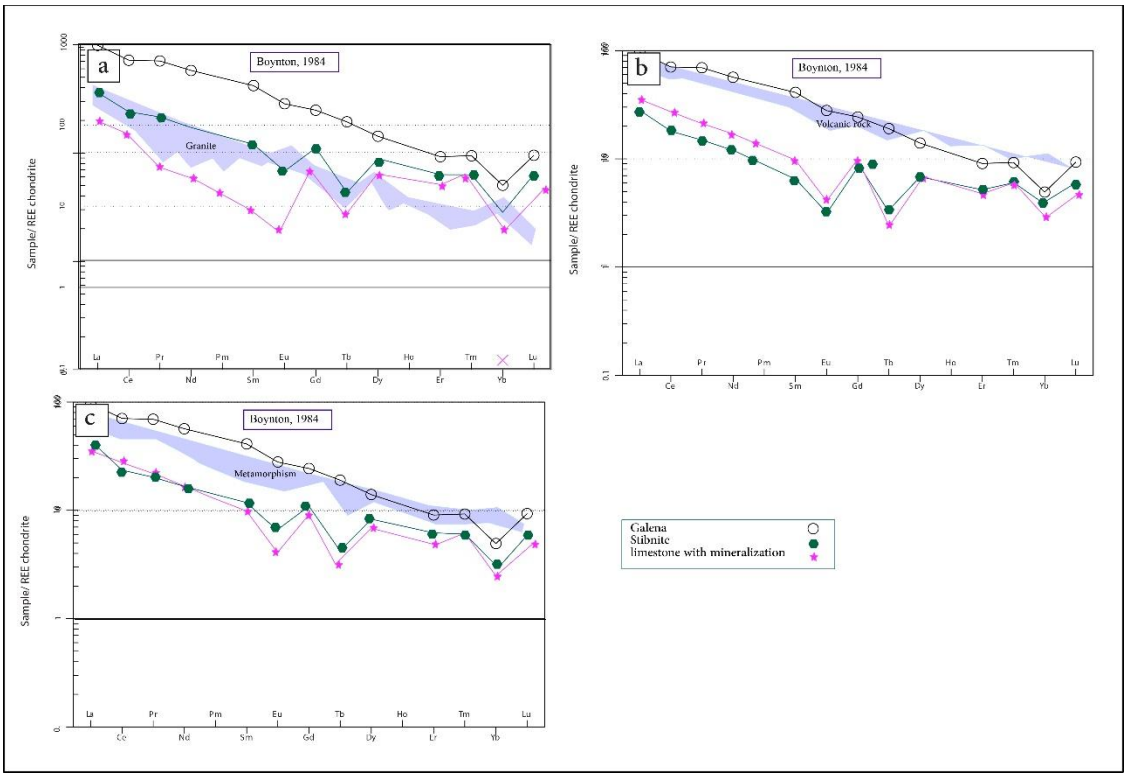
شکل ۱۴- (a) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی سنگ‌های آذرین درونی که نسبت به گوشته اوّلیه بهنجار شده‌اند؛ (McDonough and Sun, 1995)، (b) الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی سنگ‌های درونی که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (Boynton, 1984)، (c) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی سنگ‌های آتشفشانی بهنجار شده‌اند، (d) الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (Boynton, 1984)، (e) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی سنگ‌های دگرگونی بهنجار شده‌اند (McDonough and Sun, 1995) و (f) الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (Boynton, 1984).

Fig. 14. (a) Rare earth element spider diagram of inner igneous rocks normalized to the primary mantle (McDonough and Sun, 1995) ,(b) Rare earth element abundance pattern of inner rocks normalized to chondrites (Boynton, 1984), (c) Rare earth element spider diagram of normalized volcanic rocks normalized to the primary mantle, (d) Normalized rare earth element abundance patterns of the studied volcanic rocks normalized to chondrites (Boynton, 1984), (e) Values of these elements in the early mantle (McDonough and Sun, 1995) and (f) Chondrite values (Boynton, 1984).

جدول ۵- ضرایب همبستگی عناصراصلی اکتشافی و آنتیموان هایلایت قرمز: همبستگی مثبت؛ هایلایت زرد همبستگی منفی

Table 5. Correlation coefficients of major trace elements and antimony Red highlight: positive correlation; Yellow highlight: negative correlation

Au	1													
Sb	0.22	1												
Pb	0.26	0.05	1											
Ag	0.26	0.06	- 0.46	1										
AS	0.36	0.08	0.21	0.79	1									
Cd	0.19	0.06	0.2	0.74	0.75	1								
S	- 0.46	0.27	0.24	0.63	0.82	0.56	1							
Fe	-0.37	-0.21	-0.01	-0.12	-0.28	0.01	-0.35	1						
Cu	0.08	-0.18	-0.09	0.07	0.1	0.11	-0.04	0.26	1					
Zn	0.23	0.11	0.25	0.88	0.82	0.83	0.64	-0.16	0.06	1				
Ca	0.01	0.1	0.08	0.05	0.19	0.16	0.21	-0.42	-0.41	0.12	1			
Mg	-0.29	-0.1	0.14	-0.08	-0.28	-0.03	-0.35	0.55	0.04	-0.15	0.03	1		
Ba	0.12	0.91	-0.01	-0.04	-0.05	-0.04	0.14	-0.13	-0.18	0	0.05	-0.04	1	
Al	-0.02	-0.22	-0.21	-0.15	-0.2	-0.17	-0.2	0.34	0.46	-0.19	-0.87	-0.2	-0.18	1
Element	Au	Sb	Pb	Ag	AS	Cd	S	Fe	Cu	Zn	Ca	Mg	Ba	Al



شکل ۱۵- نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی مقادیر کندریتی (Boynton, 1984).کانسنگ کانسار آنتیموان سیرزار همراه با (a) سنگ‌های گرانیتی، (b) آتشفشانی و (c) دگرگونی.

Fig.14. Spider diagrams of minor elements of chondrite values (Boynton, 1984). Sirzar antimony deposit ore associated with (a) granitic rocks, (b) volcanic and (c) metamorphic.

۸- نتیجه گیری

کانسار آنتیموان سیرزار در شمال شرق ایران، در زون ساختاری بینالود و در ارتباط با فرآیندهای فرورانش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس در طی کرتاسه پسین تا ترشیری شکل گرفته است. این کانسار در واحدهای آهکی پرمین واقع شده که بر اثر راندگی به سمت جنوب غرب بر روی مجموعه‌های افیولیتی و دگرگونی ناحیه‌ای رخساره شیست‌سبز تا اپیدوت-آمفیبولیت قرار گرفته‌اند. مطالعات زمین‌شناسی، کانه‌زایی، و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که کانی‌سازی عمدتاً به‌صورت اپی‌ژنتیک و در قالب رگه‌ها و فضاهای خالی پر شده در سنگ‌های آهکی کریستالیزه رخ داده است. کانی اصلی، استیبنیت است که همراه با گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، و کانی‌های ثانویه مانند مالاکیت و آزوریت مشاهده می‌شود. دگرسانی غالب در محدوده، کربناتی (کلسیت و دولومیت) است که گستره وسیعی از سنگ‌های میزبان را تحت تأثیر قرار داده است.

داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه نشان‌دهنده منشاء کالک‌آلکالن مرتبط با محیط فرورانش است. غنی‌شدگی عناصر LILE (مانند Rb، Th) و تهی‌شدگی HFSE (مانند Nb، Ti) در نمودارهای عنکبوتی، همراه با الگوی REE مشابه سنگ‌های حاشیه فعال قاره‌ای، مؤید تشکیل این سنگ‌ها در یک کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پهنه بینالود است. همچنین، همبستگی مثبت آنتیموان با باریم و سرب با نقره، نشانگر نقش سیالات هیدروترمال با منشاء عمیق (احتمالاً مرتبط با دگرگونی ناحیه‌ای یا فعالیت ماگمایی) در انتقال و تمرکز عناصر است.

با توجه به عدم ارتباط مستقیم کانی‌زایی با توده‌های نفوذی جوان و ماهیت رگه‌ای کانسنگ، مدل پیشنهادی برای کانسار سیرزار، یک سیستم هیدروترمال مزوترمال تا اپی‌ترمال با منشاء سیالات دگرگونی است که از طریق گسل‌ها و شکستگی‌های مرتبط با ساختارهای راندگی به دام افتاده‌اند. این کانسار از نظر زمین‌ساختی مشابه دیگر ذخایر آنتیموان ایران (مانند عربشاه و شوراب) است که در محیط‌های فرورانشی و با نقش محوری ساختارهای گسلی شکل گرفته‌اند.

نتایج این مطالعه، نخستین تحلیل جامع از زمین‌شناسی، کانه‌زایی، و ژئودینامیک کانسار سیرزار است که اهمیت بررسی‌های ساختاری و دگرسانی در اکتشاف ذخایر آنتیموان را برجسته می‌سازد.

Reference

Afzal, P., Heidari, S.M., Ghaderi, M., Yasrebi, A.B., 2017. Determination of mineralization stages using correlation between geochemical fractal modeling and geological data in Arabshah sedimentary rock-hosted epithermal gold deposit, NW Iran. Ore Geology 91, 278-295. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.09.021

Asran, M., Emam, A., El-Fakharani, A., 2017. Geology, structure, geochemistry and ASTER-based mapping of Neoproterozoic Gebel El-Delihimmi granites, Central Eastern Desert of Egypt Lithos 282–283, 358-372 https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.03.022.

Barnes, H.A., 1997. Thixotropy-A Review. Journal of Non-Newtonian Fluid Mechanics 70, 1-33. https://doi.org/10.1016/S0377-0257(97)00004-9.

Bawie, M.H., Kohistani, H., Mokhtari, M.A.A., 2023. Genesis of the Moghanlou Sb deposit (west of Zanjan): Evidence from geology, mineralization, geochemistry, and fluid inclusions, Journal of Advanced Applied Ore Geology 13(1), 40-71.

Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986. Trace Element Characteristics of Greywackes and Tectonic Setting Discrimination of Sedimentary Basins. Contributions to Mineralogy and Petrology 92, 181-193. http://dx.doi.org/10.1007/BF00375292

Boomeri, M., Mojadadi Moghadam, H., Biabangard, H., 2018. Petrography and geochemistry of igneous rocks and Sb and Au mineralization in Sefidsang and Dargiaban areas, southeastern Iran. Petrological Journal 93, 193-216. http://dx.doi.org/10.22108/ijp.2018.110097.1077.

Boynton, W.V., 1984. Chapter 3. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In Rare Earth Element Geochemistry (P. Henderson, ed.), Developments in Geochemistry 2, 63-114, Elsevier, Amsterdam.

Dick, H.J.B., Bullen, T., 1984. Chromian Spinel as a Petrogenetic Indicator in Abyssal and Alpine-Type Peridotites and Spatially Associated Lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology 86, 54-76.

Dostal, J., Corney, R., Church, B.N., Connolly, R.M., 2021. Petrogenesis of Eocene shoshonitic rocks from South-Central British Columbia: Melting of Proterozoic lithospheric mantle. Lithos 398–399, 106289. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106289

Floyd, P.A., Winchester, J.A., Park, R.G., 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Lock Marie Group of Gairlock, Scotland. Precambrian Research 45, 203-214.

Ghaemi, F., Hosseini, K., 2008. Geological map 1:100000 Sefid Sang, Geological Organization of Iran.

Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khan Alizadeh, A.R. Tanha, A., 2010. Petrology, geochemistry, and radiometric ages of silica adakitic domes of Neogene continental arc, south of Quchan, Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 18, 347-370.

Ghorbani, M., 2013. The Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources. Springer, Dordrecht 1-450. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5625-0

Gill, J.B., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer, Berlin. https://doi.org/10.1007/978-3-642-68012-0.

Gorton, M.P., Schandl, ES., 2002. From Continents to Island Arc: A Geochemical Index of Tectonic Setting for Arc-Related and within Plate Felsic to Intermediate Volcanic Rocks. Canadian Mineralogist 38, 1065-1073. http://dx.doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065.

Hallberg, J.A., 1984. A geochemical aid to igneous rock identification in deeply weathered terrain. Journal of Geology Exploration 20, 1-8.

Herron, M.M., 1988. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. Journal of Sedimentary Petrology 58, 820-829.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canadian Journal of Earth Science 8, 523-548. https://doi.org 10.4236/jsea.2008.11008

Ma,Y., Yang, T., Yang, M., Zhang, S., Wu, H., Li, H., Chen, W., Jikai, H., 2014. Paleomagnetism and U-Pb zircon geochronology of Lower Cretaceous lava flows from the western Lhasa terrane: New constraints on the India-Asia collision process and intracontinental deformation within Asia 119, 10, 7404-7424 https://doi.org/10.1002/2014JB011362

Maanijou, M., Miri, M., Lentz, D.R., Aliani, F., 2013. Geochemistry and petrology of igneous assemblage in the south of Qorveh area, West Iran, Geochemistry 73(2):181–196 https://doi 10.1016/j.chemer.2013.04.001

Malakhov, A.A., 1968. Bismuth and antimony in galenas as indicatirs of some conditions of ore formation. Geochemistry International 7(9) 1055-1068.

Mazloum, G.H.R., 2017. Mineralogy, geochemistry and genesis of Lakhshak antimony ore deposit, northwest of Zahedan M.Sc. Thesis in Economic Geology, University of shahrud pp.1-188.

McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The Composition of the Earth. Chemical Geology 120, 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Mehrabi, B., Tale Fazel, T., Yardley, B., 2019. Ore geology, fluid inclusions and O-S stable isotope characteristics of Shurab Sb-polymetallic vein deposit, eastern Iran, Geochemistry 79, 2, 307-322. https://doi.org/10.1016/j.geoch.2018.12.004

Meshkani, S.A., Mehrabi, B., Yaghubpur, A., 2011. The Application of Geochemical Pattern Recognition to Regional Prospecting: A Case Study of the Sanandaj-Sirjan Metallogenic Zone. Iran Journal of Geochemical Exploration, 108, 183-195. http://dx.doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.01.006.

Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology. Longman Group Ltd., London, New York, 266 p. https://doi.org/10.4236/ojg.2022.123014

Najafzadeh, M., Ebrahimi, M., Mokhtari, M.A.A., Kohestani, H., 2017. The Arabshah occurrence: An epithermal Au-As-Sb Carlin-type mineralization in the Takab-Angouran-Takht-e-Soleyman metallogenic zone, western Azerbaijan Journal of Advanced Applied Geology Issue 22 https://www.researchgate.net/publication/315739604.

Part Gwal Gity Company, 2018. Supplementary exploration report of the Sirzar mineral range.

Pearce, J.A., 1983. Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J., Eds., Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva Cheshire UK, 230-249.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. Journal of Petrology, 25, 956-983. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Pearce, P.L., 2005. Tourist Behaviour: Themes and Conceptual Schemes.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58, 63-81. http://dx.doi.org/10.1007/BF00384745

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1972. Sand and Sandstone. Springer-Verlag, Berlin.

Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, Wiley, New York, 352.

Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Provenance Signature of Sandstone-Mudstone Suites Determined Using Discriminant Function Analysis of Major Element Data. Chemical Geology 67, 119-139. http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1

Rossetti, F., Nasrabady, M., Theye. T., Gerdes, A., Monié, P., Lucci, F., 2014. Gianluca Vignaroli Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran) February, Geological Society of America Bulletin 126, 3-4. https://doi.org /10.1130/B30913.1

Sabouri, S., Ferdoust, F., Bomari, M., Kahrazhi, M.R., 2018. Mineralogy, geochemistry, and genesis of the Heydarabad antimony deposit, northwest of Zahedan, Thesis, Shahrood University of Technology, master's degree.

Spies, O., Bauman. A., Lensch. G., 1983. Strontium isotopic composition of post-ophiolithic tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar, and Quchan NE Iran, In: Almassi. A., (Ed.), Geodynamic project (geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 267-276 PP. https://doi.org/0.1127/njgpa/168/1984/409

Werner, C.D., 1987. Saxonian granulites-igneous or lithogenous, A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in highmetamorphic complexes, ZfI-Mitteilungen 133, 221-250.

Wilson, J.M., 2007. Group Learning. Academy of Management Review 32, 1041-1059. https://doi.org/10.5465/amr.2007.26585724

Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, London, 466 p. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4

Winchester, J.A., Floyd, P.A.,1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements. Chemical Geology 20, 325-343. http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2

Winter, J.D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall Inc., Upper Saddle River, 697.

Zhang, Y.C., Rossow, P.W., Stackhouse, J.r., 2007. Comparison of different global information sources used in surface radiative flux calculation: Radiative properties of the near-surface atmosphere. Geophysical Research 112, 1-20. http://dx.doi.org/10.1029/2005JD007008.