



بررسی کانی شناسی و ایزوتوپ های پایدار هیدروژن و اکسیژن در منطقه کانساری کالجویه

مهوری، رضوان*؛ نقره بیان، موسی؛ مکی زاده، محمد علی؛ جعفری، ربابه؛ تقی پور، بتول

دانشگاه اصفهان، دانشکده ی علوم، گروه زمین شناسی

E- Mail: r.mehvary@gmail.com

چکیده:

اندیس مس کالجویه در ۱۱۰ کیلومتری شرق اصفهان در کمربند ولکانوپلوتونیک ارومیه- دختر واقع شده است. کانه زایی مس در سنگ های آتشفشانی و توف های اتوسن رخ داده و دگرسانی فراگیر منطقه از نوع پروپلیتیک و از مجموعه کانیهای شاخص اپیدوت، کلریت و کلسیت تشکیل شده است. کانه زایی هیپوژن عمدتاً شامل دو فاز سولفیدی کالکوپیریت و گالن و کانیهای سوپرژن سولفیدی شامل کوولیت و کالکوسیت می باشند. مقادیر ۷/۹۷۸ در هزار و ۱۶۸/۱۵۵- در هزار به ترتیب برای میانگین $\delta^{18}O$ و δD از رگه های کوارتز به دست آمده اند. نتایج آنالیزهای ایزوتوپی پایدار منشا محلول های کانه ساز در این منطقه را مخلوط آب های ماگمایی و جوی تعیین می نماید.

کلمات کلیدی: کالجویه، ایزوتوپ های پایدار، زون ارومیه- دختر

Mineralogical and stable isotopic (H and O) studies in the Kalchoyeh deposit

Abstract:

Kalchoyeh Copper deposit is located at 110 K.m. East of Isfahan province in Urumieh-Dokhtar volcanoplutonic belt. Copper deposit is occurred in Eocene volcanics and tuffs. Propylitic alteration is occurred mainly in area and formed epidote, chlorite and calcite minerals. Ore minerals formed in area comprise hypogene mineralization with two phases sulfidic (Chalcopyrite and Galena). In secondary mineralization, sulfidic supergene mineralization mainly consist of Covellite and Chalcocite. The mean values of 7.978 ‰ and -168.155 ‰ for $\delta^{18}O$ and δD isotopes calculated from quartz veins. Based on stable isotopic data, mineralizing fluids in Kalchoyeh are mixing of magmatic and meteoric waters.

Keywords: Kalchoyeh, stable isotope, Urumieh- Dokhtar belt.

مقدمه:

روستای کالجویه در عرض جغرافیایی ۳۳° ۳۲' شمالی و ۵۵° ۵۲' شرقی قرار گرفته است [۱]. سنگ میزبان اندیس کالجویه، سنگ های آتشفشانی و توف های اتوسن با سنگ شناسی توف ماسه ای، لیتیک توف و گدازه پیروکسن آندزیتی می باشند که توف های ماسه ای را می توان سنگ میزبان اصلی کانسار در نظر گرفت. کانی سازی در این اندیس غالباً به شکل پر کننده فضای باز حاصل از شکستگی و گسل خوردگی بوده و شکل جانیشینی در سنگ میزبان بسیار کم است. کانی سازی سولفیدی در منطقه به صورت رگه و رگچه اتفاق افتاده که در واحدهای آذر آواری و آتشفشانی اتوسن ایجاد شده اند. این رگه و رگچه های حاوی فازهای سولفیدی احتمالاً مربوط به فاز کششی پیرنه می باشند و در واقع مجراهایی برای هدایت محلول های گرمابی هستند. واحدهای سنگی در بر گیرنده منطقه کانی سازی شده تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتیک قرار گرفته اند. کانی های این دگرسانی عبارتند از اپیدوت، کلریت، کلسیت، کانی های رسی و کمی سریسیست. گسل ها در منطقه، حرکات ضربانی داشته اند و کوارتزها با ساخت های شانه ای، رگه ای و برشی ایجاد شده اند. توده های نفوذی جوانتر (اولیگو- میوسن) عمدتاً دارای ترکیب تونالیتی بوده و کانسار سازی احتمالاً در ارتباط با آنها می باشد. این توده های نفوذی حاصل از فاز کوهزایی پیرنه، علاوه بر تأمین سولفور لازم جهت کانی سازی، با ایجاد یک محرک گرمایی، یک سیستم گرمابی که در آن منشأ سیالات اغلب آب های جوی بوده (آنالیز ایزوتوپی)، را ایجاد کرده اند.

**روش مطالعه:**

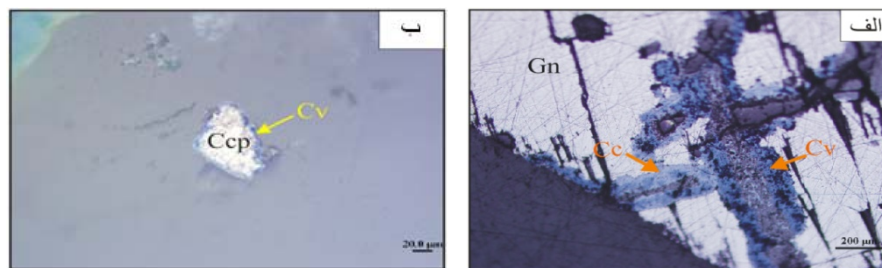
در ابتدا به منظور بررسی دگرسانیهای موجود در منطقه از بین نمونه های برداشت شده تعدادی به منظور تهیه مقطع نازک انتخاب و مورد بررسی کانی شناسی و تعیین نوع دگرسانی آنها پرداخته شد. مطالعات کانی شناسی به وسیله میکروسکوپ پلاریزان معمولی مدل BH-۲ انجام گردید. از تعدادی از نمونه ها که حاوی رگه های سیلیسی مینرالیزه بودند نیز مقطع صیقلی تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان با نور انعکاسی مدل BX۶۰ مطالعه شدند. به منظور تعیین منشا سیالات کانسار ساز از نمونه های حاوی رگه های سیلیس انتخاب و جهت آماده سازی برای این منظور خرد شدند و از نمونه های ریز و همگن که هیچگونه آلودگی نداشتند انتخاب و به مرکز تحقیقات ESIC آلمان ارسال گردید. ترکیب ایزوتوپ اکسیژن و دوتریم از کانی های سیلیکاته توسط روش های کلیتون، میدا (۱۹۶۳) و بوت ویک، هارمون (۱۹۸۲) محاسبه شدند.

بحث:

ته نشینی کالکوپیریت طی واکنش زیر می تواند از محلول های گرمایی ایجاد شود:



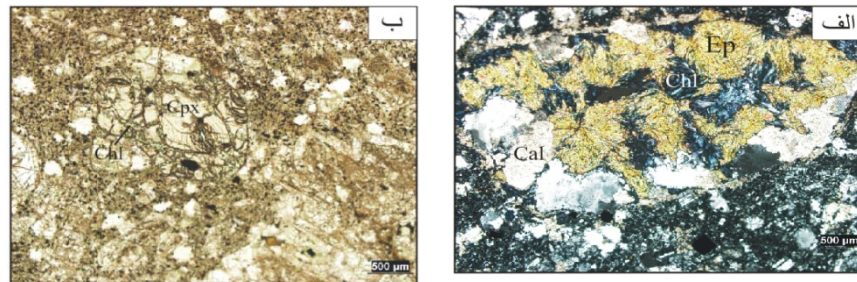
کانی سازی اولیه (هیپوزن) دارای دو فاز سولفیدی کالکوپیریت و گالن است. در کانی سازی ثانویه، فاز اکسیدی شامل هماتیت، گوتیت و دیگر هیدروکسیدهای آهن می شود و کانه زایی سوپرژن سولفیدی عمدتاً شامل کولیت و کالکوسیت می باشد. کالکوپیریت به صورت یک کانی باقی مانده (اولیه) در رگه های کوارتز مشاهده می شود که معمولاً به وسیله کولیت، کالکوسیت و هیدروکسیدهای آهن جانشین می شود. این کانی ها به صورت یک هاله در اطراف دانه های کالکوپیریت قرار گرفته اند. هوازدگی و اکسایش سبب یک سری تغییرات از کالکوپیریت به کولیت می شود. این تغییرات شامل تغییر کلی در نسبت Cu/S است که نتیجه نهایی این تغییرات تشکیل کانی های فقیر از آهن و گوگرد و غنی از مس است. طی هوازدگی کالکوپیریت به کولیت، به طور هم آهنگ از میزان آهن کاسته شده و بر میزان مس افزوده می شود. آهن موجود در شبکه بلوری کالکوپیریت اکسید شده، به شکل دانه های جدا از هم گوتیت آزاد شده و در محل کالکوپیریت اولیه، سولفید مس (کولیت) ایجاد می گردد. کالکوپیریت در این منطقه به صورت بسیار ریز در متن سنگ پراکنده است و بافت افشان از خود نشان می دهد.



شکل ۱: الف) پارازنز کانی های گالن، کالکوسیت و کولیت به همراه کشیدگی رخ های مثلثی گالن (RPPL)

ب) کالکوپیریت در اثر دگرسانی در حال تبدیل به کولیت است (RPPL).

همانگونه که ذکر شد سنگ میزبان اندیس مس کالچویه پیروکسن آندزیت و توف می باشند که از لحاظ کانی شناسی و دگرسانی مورد توجه قرار گرفتند. دگرسانی فراگیر منطقه پروپیلیتیک می باشد و از لحاظ کانی شناسی عمدتاً از کلریت، اپیدوت و کلسیت تشکیل می شوند که به عنوان پرکننده حفره ها در سنگ قابل مشاهده اند و بافت آمیگلوئیدال را برای این سنگ ها ایجاد نموده است (شکل ۲، الف). کلینوپیروکسن ها خرد شدگی زیادی نیز در اثر تکنونیک دارا می باشند و در اثر خرد شدگی زیاد حالت جزیره مانند مثل اولیوین از خود نشان می دهند. این کانی در امتداد شکستگی ها و رخ ها به کلریت تجزیه شده است (شکل ۲، ب).



شکل ۲: الف) بافت حفره ای مشکل از کلریت، اپیدوت و کلسیت در پیروکسن آندزیت (XPL) (ب) تبدیل کلینوپیروکسن به کلریت در امتداد شکستگی های ناشی از تکنونیک (PPL).

محاسبه ترکیب ایزوتوپی آب با استفاده از ترکیب کانی ها

ترکیب ایزوتوپی آب محیط های زمین شناسی مختلف را می توان به طور مستقیم به صورت آب فسیل حفظ شده در میان بارهای سیال اندازه گیری کرد [۳ و ۴]. در هر حال، در بیشتر موارد آب فسیل به طور غیر مستقیم نمونه برداری می شود و ترکیب ایزوتوپی آن از ترکیب ایزوتوپی کانی هایی که با آن در تعادل بوده اند، تعیین می شود. اگر فرض کنیم که تعادل ایزوتوپی نزدیکی بین یک کانی خاص و یک محلول دگرسان کننده وجود داشته باشد آنگاه می توان از درجه بندی های آزمایشگاهی تعادل های میان کانی های سنگ ساز و آب برای محاسبه ترکیب ایزوتوپی محلول دگرسان کننده استفاده کرد. درجه بندی های آزمایشگاهی برای ایزوتوپ های اکسیژن و هیدروژن وجود دارد که با آنها می توان ترکیب ایزوتوپی آب را کاملاً مشخص نمود. محاسبات نیازمند اطلاع از دمای تعادل است که به طور مستقل با روشی مانند ترمومتری سیالات در گیر اندازه گیری می شود [۵]. برای تفکیک ایزوتوپ های اکسیژن و هیدروژن بین کانی و آب از معادله زیر استفاده می شود:

$$1000 \text{Ln} \alpha_{\text{کانی-آب}} = A (10^6/T^2) + B$$

در این معادله A و B ضرایب ثابتی هستند که برای کانی های مختلف در دماهای مختلف، متفاوتند. T ، دما بر حسب کلوین می باشد. در منطقه کالجویه، از کانی کوارتز برای مطالعات ایزوتوپی استفاده نمودیم. با توجه به مطالعات ترمومتری سیالات در گیر در این کانی دمای حدود 240°C را در نظر می گیریم. ضریب ثابت A برای کانی کوارتز در گستره دمایی $200 - 500^\circ\text{C}$ ، $3/40$ و B ، $3/38$ می باشد (برای تفکیک ایزوتوپ های اکسیژن) [۶]. مقدار محاسبه شده برای $1000 \text{Ln} \alpha$ ، در واقع ثابت تفریق اکسیژن بین آب و کانی است و نتیجه محاسبه فرمول بالا، عددی است که نشان دهنده اختلاف میزان ^{18}O در کانی و آب است.

$$^{18}\text{O}_{\text{کانی}} - ^{18}\text{O}_{\text{آب}} = 1000 \text{Ln} \alpha$$

از آنجا که حرارت متوسط 240°C در نظر گرفته شده، مقدار $1000 \text{Ln} \alpha$ برابر با $9/641 -$ است.

بنابر این: $^{18}\text{O}_{\text{آب}} - ^{18}\text{O}_{\text{کانی}} = -9/641$ و برای کانی کوارتز مقدار $\delta^{18}\text{O} = -1/663$ است.

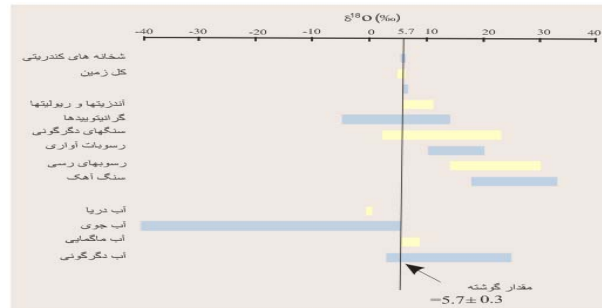
$$\delta^{18}\text{O}_{\text{کانی}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{آب}} = 1000 \text{Ln} \alpha$$

$$-9/641 = \text{محلول} - 1/663$$

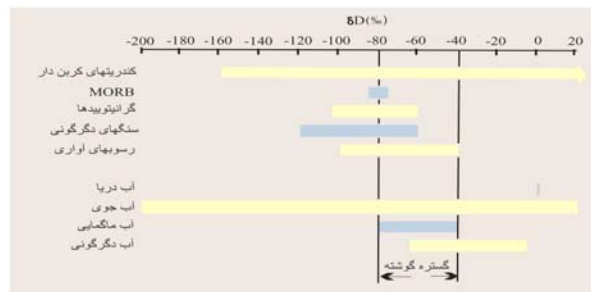
$$\text{محلول} = +7/978$$

چون کانی کوارتز، عنصر هیدروژن در فرمول ساختاری خود ندارد، پس نیازی به تفکیک ایزوتوپ هیدروژن بین کوارتز و آب نمی باشد. در این مورد نتیجه آزمایش ایزوتوپی (۱۶۸/۱۵۵-) مستقیماً مربوط به محلول می باشد. طبق نتایج به دست آمده از

تفکیک ایزوتوپ های اکسیژن و هیدروژن بین محلول و کانی و بر اساس (شکل ۳ و ۴) مربوط به ایزوتوپ های هیدروژن و اکسیژن، به نظر می رسد که منشأ محلول های کانسار ساز در اندیس مس کالچویه مخلوط آب های ماگمایی و جوی هستند.



شکل ۳: مخازن طبیعی ایزوتوپ اکسیژن اقتباس از [۷، ۸ و ۹].



شکل ۴: مخازن طبیعی ایزوتوپ هیدروژن اقتباس از [۱۰ و ۱۱].

منابع:

- [۱] امینی، ب. و امینی چهرق، م.، ۱۳۸۲، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کجان، سازمان زمین شناسی کشور، برگه شماره ۶۵۵۵.
- [2] Beane, R. E., 1983, The magmatic-meteoritic transition, Geothermal Resources Council, Special Report 13, 245-253.
- [3] Ohmoto, H., and Rye, R. O., 1974, Hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions in the Kuroko deposits, Japanese Economic Geology, 69, 947-953.
- [4] Richardson, C. K., Rye, R. O., and Wasserman, M. D., 1988, The Chemical and thermal evolution of the fluids in the Cave-in-rock fluorspar district, Illinois: stable isotope systematics at the Deardorff mine, Economic Geology, 83, 765-783.
- [5] Rollinson, H. R., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, 352p.
- [6] Clayton, R. N., and O'Neil, J. R., and Mayeda, T. K., 1972, Oxygen isotope exchange between quartz and water, Geophysics Research, 77, 3057-3067.
- [7] Taylor, H. P., 1980, The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks, Earth Planetary Science Letter, 47, 243-254.
- [8] Kyser, T. K., O'Neil J. R., and Carmichael, I. S. E., 1982, Genetic relations among basic lavas and ultramafic nodules: evidence from oxygen isotope compositions, Contribution to Mineralogy and Petrology, 81, 88-102.



-
- [9] Graham, C. M., and R. S., Harmon, 1983, Stable isotope evidence on the nature of crust-mantle xenoliths, *Shiva*, Nantwich, 20-45.
- [10] Deloule, E., Albarede, F., and Sheppard, S. M. F., 1991, Hydrogen isotope heterogeneities in the mantle from ion probe analyses of amphiboles from ultramafic rocks, *Earth Planetary Science Letter*, 105, 543-553.
- [11] Kyser, T. K., and O'Neil J. R., 1984, Hydrogen isotope systematics of submarine basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2123-2133.