

Stable Isotopes (O, H and S) in the Muteh Gold Deposit

M. J. Abdollahi¹, M. H. Karimpour², A. Kheradmand³

1- Shahid Bahonar University, Faculty of Sciences, geology department.

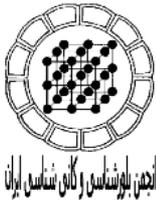
2- Ferdowsi University of Mashhad, Faculty of Sciences, geology department.

Email: kmgbkh@gmail.com

(Received: 29/5/2008, in revised form: 19/7/2008)

Abstract: The Muteh gold district is located about 70 km northeast of Golpaygan within Sanandaj-Sirjan metamorphic zone of Zagros Structural Belt. Geological studies show that the area had been under poly - phase metamorphism. Gold mineralization occurs in metamorphic complex which consists mainly of green schists, meta-volcanics, and gneisses. Shear zones are the host of gold mineralization, and intense alterations occur along the normal faults. Gold paragenesis minerals include pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite and secondary minerals. There is three generation of pyrites. This contribution is aimed to improve our knowledge of understanding the source of the ore-bearing fluids in this area. In this regard, fifteen samples were selected for hydrogen, oxygen and sulfur isotope studies. The mean values of 12.4‰ and -42‰ for $\delta^{18}\text{O}$, and δD isotopes with the mean value of 7.75‰ of calculated fractionation factors for $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ from quartz veins indicate that metamorphic host rocks are the most important source for the fluids and gold mineralization in the Muteh area. Gold mineralization is closely associated with intense hydrothermal alteration along the ductile shear zones. However, our observation shows that the characteristics of the gold mineralization in the study area are also similar to that of other hydrothermal with magmatic origin. Five available sulfur isotope ($\delta^{34}\text{S}$) data are highly variable (+2.2, 6.6, 9.1, 13.9, and 16.9‰) even from the same type of hosted rocks. The isotope data, suggest that the source of sulphurs were not homogenous. Based on sulfur isotope compositions at Muteh gold district, it can be concluded that several different sources or processes could account for the sulphide fluids. The $\delta^{34}\text{S}$ values in the studied area demonstrate that source of sulphides are mainly derived from the metamorphism fluids though hydrothermal fluids related to magmatic activities.

Keywords: Muteh, gold deposit, pyrite, stable isotopes, Sanandaj-Sirjan zone.



بررسی ایزوتوپ‌های هیدروژن، اکسیژن و گوگرد در منطقه کانساری موته

محمد جواد عبدالهی^۱، محمد حسن کریم‌پور^۲، علی خردمند^۱

۱- دانشگاه شهید با هنر کرمان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

۲- دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

پست الکترونیکی: kmgbkh@gmail.com

(دریافت مقاله: ۸۷/۲/۱۰، نسخه نهایی: ۸۷/۴/۲۹)

چکیده: ناحیه طلای موته در هفتاد کیلومتری شمال گلپایگان در زون دگرگون سنندج - سیرجان در کمربند ساختاری زاگرس قرار گرفته است. بررسی‌های مختلف زمین‌شناسی انجام شده در منطقه، همگی گویای آنند که منطقه موته دستخوش چند فاز کوهزایی شده است. کانه‌زایی طلا در کمپلکس دگرگونی که بیشتر شامل شیست سبز، سنگ‌های آتشفشانی دگرگون و گنایس‌ها هستند رخ داده است. زون‌های برشی میزبان کانه‌زایی طلا هستند، و دگرسانی‌های شدید در راستای گسل‌های نرمال رخ داده است. پارائزهای طلا شامل پیریت، کالکوپیریت، پیروتیت و کانی‌های ثانویه هستند. سه نسل متفاوت پیریت در منطقه شناخته شده‌اند. هدف این مقاله بررسی و تعیین خاستگاه شاره‌های کانه‌زا در این ناحیه است. به این منظور ۱۵ نمونه برای بررسی ایزوتوپ‌های پایدار هیدروژن، اکسیژن، و گوگرد انتخاب شدند. مقادیر ۱۲/۴ در هزار و ۴۲- در هزار به ترتیب برای میانگین ایزوتوپ‌های $\delta^{18}O$ و δD از کانی‌های کانسار طلای موته به دست آمدند. میانگین $\delta^{18}O_{H_2O}$ محاسبه شده برای رگچه‌های کوارتزی این کانسار ۷/۷۵ در هزار است و نشان-دهنده آنست که سنگ‌های میزبان دگرگون، مهم‌ترین خاستگاه، شاره‌ها و کانه‌زایی طلا در منطقه موته هستند. کانه‌زایی طلا در نزدیک با شدت دگرسانی گرمایی در راستای زون‌های برشی است. هرچند مشاهدات ما نشان می‌دهد که مشخصات کانه‌زایی طلا در منطقه مورد مطالعه به فعالیت‌های آذرین نیز وابسته‌اند. میزان (CDT) $\delta^{34}S$ اندازه‌گیری شده در پنج نمونه از پیریت‌ها مقادیر ۲/۲+، ۶/۶+، ۹/۱+، ۱۳/۹+ و ۱۶/۹+ را نشان می‌دهند و چنین به نظر می‌رسد که از نظر ایزوتوپی خاستگاه گوگردها یکنواخت نبوده است. مقادیر متفاوت $\delta^{34}S$ در موته گویای آنند که بخش گسترده‌ای از این سولفیدها به وسیله شاره‌هایی که گوگرد آنها مشتق شده از سنگ میزبان دگرگون است، شکل گرفته‌اند، و بخش کمتری با گرمابهایی که خاستگاه ماگمایی دارند به وجود آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: کانسار طلا، موته، پیریت، ایزوتوپ‌های پایدار، زون سنندج سیرجان.

مقدمه

شده و ریخت برآمده و فلات گونه‌ای را در منطقه به وجود آورده است. تراکم درزه‌ها و شکستگی‌های فرعی در رخنمون-ها، و گسل‌های موجود، معبر مناسبی را برای عملکرد مؤثر عوامل جوی، هوازدگی، فرسایش، و تشکیل نهشته‌های طلا فراهم ساخته‌اند. کانی‌سازی طلا ارتباط بسیار نزدیکی با سیستم‌های کانه‌زایی پیریت، و آرسنوپیریت دارد که به صورت پراکنده و رگه‌ای درون سنگ میزبان که بیشتر متاریولیتی است قرار گرفته‌اند. علاوه بر متاریولیت‌ها با توجه به اینکه کانسار طلای موته از نظر ساختاری بخشی از زون سنندج - سیرجان

روستای موته در ۱۵۰ کیلومتری شمال باختری اصفهان، ۲۷۰ کیلومتری جنوب باختری تهران، و ۶۰ کیلومتری جنوب خاوری دلیجان قرار دارد. فاصله آن تا گلپایگان ۵۰ کیلومتر و راه ارتباطی آن از طریق جاده آسفالت‌های است که گلپایگان را به بزرگراه دلیجان - اصفهان وصل می‌کند. فازهای مختلف ساختاری، دگرگونی، و دگرسانی در این منطقه باعث تغییر توالی‌های اولیه واحدهای سنگی شده است. حرکت‌های زمین-ساختی گسلی سبب جدایش کوهستان‌ها از دشت‌های اطراف

هیدروژن دارای دو ایزوتوپ پایدار سبک ^1H و سنگین ^2D یا دوتریم است که آنرا با حرف D نیز نشان می‌دهند. فراوانی این ایزوتوپ‌ها به ترتیب ۹۹/۹۸۵ و ۰/۰۱۵ درصد است. این عنصر دارای یک ایزوتوپ رادیواکتیو ^3H یا تریتم نیز هست که آنرا با حرف T نشان می‌دهند. ترکیب ایزوتوپی هیدروژن بر حسب اختلاف نسبت‌های D/H و با استاندارد SMOW استاندارد میانگین آب اقیانوس‌ها) سنجیده می‌شود.

اختلاف‌های فیزیکی که بین آب معمولی (H_2O) و آب سنگین (D_2O) وجود دارد سبب می‌شود تا ضمن فرایندهای طبیعی رفتارشان تغییر کند [۲]. انتشار، یکی از فرایندهایی است که باعث جدایش ایزوتوپی آب می‌شود [۲]. مولکول‌های سبک آب سرعت انتشار بیشتری نسبت مولکول‌های سنگین به هنگام حرکت در درون سنگ‌ها دارند [۳]. سرعت واکنش نیز از عواملی است که می‌تواند بر جدایش ایزوتوپی اثر گذار باشد [۴]. سرعت بسیاری از واکنش‌های تعادلی در دماهای پائین، کند و با افزایش دما سرعت بیشتری می‌یابند. به همین جهت، بسیاری از واکنش‌های دمای پائین از رسیدن به جدایش ایزوتوپی تعادلی باز می‌مانند [۴].

اکسیژن فراوانترین عنصر در پوسته و گوشته زمین است. در طبقه‌بندی گلدشمیت در گروه عناصر لیتوفیل و آتموفیل قرار دارد و دارای سه ایزوتوپ پایدار است. از سه ایزوتوپ اکسیژن ۱۶، ۱۷، و ۱۸ اختلاف نسبت‌های $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ برای اندازه‌گیری ترکیب ایزوتوپی اکسیژن به کار می‌رود. دو استاندارد دیگر نیز برای این اندازه‌گیری وجود دارند که عبارتند از: دماسنجی در دماهای پائین نسبت به PDB، و اندازه‌گیری-های دیگر نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس‌ها [۵]. برای این اندازه‌گیری‌ها، مقدار δ از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{\text{نمونه } (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})}{\text{استاندارد } (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})} - 1 \right] \times 1000$$

با استفاده از فرمول بالا، تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در طبیعت در حدود ۱۰۰ در هزار است که نیمی از آن به آب‌های جوی وابسته است. مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در گوشته برابر با 5.7 ± 0.3 در هزار است و به نظر می‌رسد این مقدار در طول زمان در زمین و ماه ثابت بوده است [۶]. با این حال، کیسر و همکاران [۷] نشان دادند که قلیایی بازالت‌های هوائی دارای $\delta^{18}\text{O}$ بیشتری نسبت به تولیت‌ها هستند که این خود می‌تواند بیانگر وجود مقدار کمی ناهمگنی ایزوتوپی در گوشته باشد. بیشتر سنگ‌های دگرگون، ته‌نشستی، و گرانیته‌ها در مقایسه با گوشته زمین، غنی‌شدگی بیشتری از $\delta^{18}\text{O}$ را نشان می‌دهند. کانی‌های

است مجموعه‌ای از سنگ‌های ته‌نشستی، آذرین و دگرگونی در آن برونزد دارند. از سنگ‌های دگرگونه مافیک و بازیک موجود در منطقه مورد مطالعه، آمفیبولیت‌ها، متابازیت‌ها و شیست‌های سبز را می‌توان نام برد که به صورت متناوب با سنگ‌های آتشفشانی آواری، ته‌نشستی، و دگرگونی اسیدی برونزد یافته‌اند. سنگ‌های آهکی - دولومیتی و دولومیت‌های ماسه‌ای - چرتی موجود در منطقه نیز بر اثر فرایندهای دگرریختی و دگرگونی و نیز فعالیت‌های زمین‌ساختی به شدت چین خورده و شکل تازه‌ای یافته‌اند [۱]. سنگ‌های مورد مطالعه در اکثر مناطق را می‌توان به صورت زیر تقسیم‌بندی کرد: یک مجموعه فلسیک که بیشتر شامل کانی‌های کوارتز، سرسیت هستند، و در آنها دانه‌های کوارتز در نسل‌های متفاوت و ابعاد مختلف دیده می‌شوند. در این مجموعه که بیشتر ترکیب ریولیتی دارند کوارتزهای موجود، چندین مرحله دستخوش دگرشکلی شده‌اند و چند مرحله چرخش در این دانه‌ها به خوبی دیده می‌شود. کوارتزهای اولیه بیشتر به صورت پرفیروکلاست در متن سنگ دیده می‌شوند، اما کوارتزهای دیگر که ناشی از عملکرد فازهای گرمایی هستند، و نیز کانه‌زایی شدید نشان می‌دهند که به صورت رگچه‌های ریز و در ابعادی کوچکتر دیده می‌شوند. سنگ‌های فلسیک موجود در منطقه به شدت روند میلیونیتی را پشت سر نهاده‌اند و در حد فرامیلیونیتی خود را نشان می‌دهند. دسته دوم سنگ‌های میزبان کانه‌زا، سنگ‌های شیستی با ترکیب فلسیک و کالک سیلیکاتی و در نهایت شیست‌های سبزاند که با کانی‌شناسی کوارتزهای ریزدانه، سرسیت، موسکویت، کلریت، بیوتیت، و اپیدوت نمود کاملاً مشخصی به ویژه در منطقه چاه خاتون دارند. این سنگ‌ها برگوارگی شدیدی نشان می‌دهند. کانی‌های تیره (پیریت‌ها) بیشتر در راستای این برگوارگی‌ها دیده می‌شوند که می‌تواند مبین همزمان بودن تشکیل آنها با دگرگونی باشد. شیست‌های سبز با فراوانی کانی‌های کلریت اپیدوت و نیز بیوتیت در مقاطع به خوبی قابل تشخیص‌اند. پدیده‌های بسیار رایج در بیشتر شیست‌های این منطقه وجود زینولیت‌های فراوان است که بیشتر از جنس سنگ‌های آتشفشانی اسیدی بوده و می‌تواند بیانگر خاستگاه آتشفشانی برای این شیست‌ها باشند. چندین توده نفوذی گرانیتویدی هم در منطقه تزریق و جایگزین شده‌اند که تفاوت‌هایی را از لحاظ مجموعه کانیایی، رنگ، و بافت نشان می‌دهند. بررسی ایزوتوپ‌های پایدار این سنگ‌ها می‌تواند راهنمای مناسبی برای شناخت خاستگاه شاره‌های کانه‌ساز باشد.

است باید سعی شود تا با بخش پودر به چهار قسمت و تکرار آن در چند مرحله، میزان پودر مورد نیاز برای آزمایش‌های ایزوتوپی را به نحوی تهیه کرد که به طور دقیق همان ویژگی-های پودر اولیه را دارا باشد. در مرحله سوم که در بسیاری از کارهای پژوهشی کاربرد دارد جدایش کانی‌های خاصی است که باید روی آنها آزمایش انجام شود. در اینجا باید سعی شود که پس از خردایش، نمونه را از چند الک عبور داد، تا دانه‌های با اندازه مورد نظر جدا شوند. با خرد کردن دوباره نمونه‌هایی که از الک عبور نکرده‌اند می‌توان مواد اولیه بیشتری در اختیار داشت. مواد دانه ریزتر از اندازه مورد نظر نیز بایستی در این مرحله خارج شوند. پس از این مرحله، مواد انتخابی را شسته تا گرد و غبار آنها به طور کامل زوده شود. پس از خشک کردن نمونه، می‌توان کار جداسازی را به یکی از روش‌های جداسازی با دست، جداسازی با آبگون‌های سنگین، جداسازی مغناطیسی، و یا روش‌های متداول دیگر انجام داد. کار جداسازی نمونه‌های برداشت شده در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه دالهورزی کشور کانادا انجام پذیرفت. در این مرحله نخست از نمونه مقطع نازکی تهیه شد و سپس با استفاده از بررسی‌های میکروسکوپی درجه خلوص نمونه یا به عبارتی عدم وجود میانبار در آنها را تعیین کردیم. به دلیل آنالیزهای ایزوتوپی O و H انجام شده روی کانی کوارتز، عدم وجود مسکویت و سربیسیت در کوارتزها از اهمیت فوق العاده‌ای برخوردار است.

به دلیل فراوانی پیریت در نمونه‌های برداشت شده از معدن موته، کانی مورد نیاز برای اندازه‌گیری ایزوتوپ گوگرد نیز پیریت انتخاب شد که آنهم از این قاعده مستثنی نیست. پس از حصول اطمینان از نداشتن میانبار، نمونه‌ها خرد شدند و پس از چند مرحله شستشو، فاز شسته شده در آبگون سنگین بروموفرم (CHBr_3) به دو بخش سبک و سنگین تقسیم شد. سپس این دو فاز در جداکننده مغناطیسی فرانتز^۱ قرار گرفتند. هر بخش با میکروسکوپ دوچشمی و جدایش دستی، مورد بررسی قرار گرفت و کانی‌های کوارتز، پیریت، بیوتیت، کلریت، و فلدسپات پتاسیم از نمونه‌ها برای آزمایش ایزوتوپی انتخاب شد. میزان ۱۰ گرم از هر کانی و به آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه کویبنز در کینگ‌استون^۲ کانادا ارسال شد. ارسال ۱۰ گرم از هر نمونه از دانشگاه دالهورزی به آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه کویبنز به دلیل اطمینان از وجود مقدار کافی نمونه بوده است. این نمونه‌ها با طیف‌سنج جرمی مدل VG-3600 آنالیز شدند. آماده

تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین نیز مقادیر متفاوتی از ^{18}O را در بر دارند، به عبارت دیگر هر چه جدایش ماگمایی بیشتر شود، میزان ^{18}O نیز افزایش می‌یابد. کوارتز دارای بیشترین مگنتیت حاوی کمترین مقدار ^{18}O بین کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین هستند. بر این اساس، می‌توان گفت که گرایش کانی‌های سیلیکاتی در مرکز ^{18}O به ترکیب شیمیایی آنها بستگی دارد. کانی‌هایی که پیوندهای O - Si - Si در آنها زیاد است، نسبت به کانی‌های دارای پیوندهای Si - O - Mg و Si - O - Fe دارای غنی‌شدگی بیشتری هستند و این هر دو نیز غنی‌شدگی بیشتری نسبت به کانی‌های با پیوندهای Si - O - Al نشان می‌دهند. به عبارت دیگر می‌توان گفت که ایزوتوپ‌های سنگین‌تر ترجیح می‌دهند وارد ترکیب‌های با پیوند محکم‌تر شوند [۸]. بنابراین، سنگ‌های فرا بازیک دارای کمترین مقدار $\delta^{18}\text{O}$ و سنگ‌های گابرو، بازالت، و آنورتوزیت دارای مقادیر متوسط و سنگ‌های گرانیتی و پگماتیته دارای بیشترین مقدار $\delta^{18}\text{O}$ هستند [۹]. میزان $\delta^{18}\text{O}$ آب‌های ماگمایی را بین +۵ تا +۱۰ و آب‌های دگرگون را بین +۵ تا +۲۰ [۱۰]، و نسبت $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ در سنگ‌های آذرین نادرگرسان در گستره +۷ تا +۹ ذکر کرده‌اند.

باز یا بسته بودن سیستم‌های ماگمایی نیز بر میزان $\delta^{18}\text{O}$ موثر است. در سیستم باز با فوگاسیته اکسیژن بالا نخست مگنتیت متبلور می‌شود و ماگمای باقیمانده از آهن تهی ولی از ^{18}O غنی خواهد شد. در سیستم بسته در صورت عدم تشکیل مگنتیت، ماگمای باقیمانده از آهن غنی ولی از نظر ^{18}O تهی می‌شود، زیرا کانی‌های سیلیکاتی که زودتر تشکیل می‌شوند ایزوتوپ ^{18}O را در خود متمرکز می‌کنند. آب‌های جوی نیز به دلیل داشتن $\delta^{18}\text{O}$ منفی به هنگام بر خورد با توده‌های آذرین باعث افت مشخصی در $\delta^{18}\text{O}$ این توده‌ها می‌شوند. این تبادل ایزوتوپی فقط به توده آذرین محدود نشده و ممکن است روی سنگ میزبان پیرامون آن هم هاله دگرسان شده‌ای ایجاد کند که گاه قطر این هاله تا سه برابر توده آذرین است. مقدار $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ در آب‌های جوی که از نظر ایزوتوپی سبک‌ترند در گستره ۲۴ - تا +۷ قرار دارد.

روش کار

آماده‌سازی نمونه‌ها را شاید بتوان یکی از مهمترین مراحل بررسی‌های ایزوتوپی برشمرد. در اولین مرحله که خردایش است باید تلاش شود که دانه‌های ریز و همگنی که نشان نمونه اصلی است به نحوی حاصل آید که آرایش در آنها در کمترین میزان ممکن باشد. در دومین مرحله که تقسیم یا بخش‌پذیری

1 - Frantz

2 - Kingstone

مناطق که بلورهای وجه‌دار پیریت شکل گرفته‌اند یک بافت موزاییکی با اتصال سه‌گانه (۱۲۰ درجه) دیده می‌شود که نشانگر تجدید تبلور بر اثر آبگون‌های کانه‌ساز است که برخی آنرا بافت جوان می‌خوانند. در کنار این پیریت‌ها گونه دیگری از پیریت وجود دارد که خردشدگی شدیدی را نشان می‌دهند. برخی از دانه‌های پیریت دارای میانبراهایی از پیرویت، کالکوپیریت، بیسموت، و طلا هستند [۱۲]. دانه‌های پیریت در برخی نمونه‌ها علاوه بر جانشینی هیدروکسیدهای آهن در حاشیه دانه‌ها، با برگوارگی نیز همراهند. کوهستانی و همکاران [۱۳]، کانیهای سولفیدی از جمله پیریت، کالکوپیریت و آرسنوپیریت را به دو نسل تقسیم کرده‌اند. به عقیده این نویسندگان، نسل اول این کانی‌ها درشت دانه و وجه‌دار بوده و جدا از هم یا در راستای شکستگی‌ها یا مرز دانه‌های کوارتز قرار گرفته‌اند. از بین این کانی‌ها پیریت در ابعاد چند میلیمتری، سمت‌یافته، و دارای ظاهری لامینه مانند است. این پیریت‌ها همزمان با تغییر شکل و هم‌رند با برگوارگی میلونیتی موجود در منطقه معرفی شده‌اند. سولفیدهای نسل دوم، پیریتها و کالکوپیریت‌های ریزدانه و بی‌شکلی‌اند که بدون هیچگونه دگرشکلی در سنگ‌های دگرسان پراکنده‌اند. در این کار پژوهشی پیریت‌ها به سه دسته قبل، همزمان، و پس از فرایندهای زمین‌ساختی تقسیم شده‌اند.

– پیریت‌های پیش از فرایندهای زمین‌ساختی

بیشتر بلورهای پیش از فرایندهای زمین‌ساختی، پیرامونشان بافت سایه فشاری دیده می‌شود و به دلیل اینکه پیش از همه فرایندهای دگرریختی وجود داشته‌اند معمولاً آثاری از کرنش را نشان می‌دهند. برخی از سیمای‌های شناساننده این کانیها در منطقه مورد بررسی قرار گرفتند. بلورهای دارای شکستگی، مربوط به پیش از فرایندهای زمین‌ساختی هستند که بر اثر نسبت کرنش زیاد و دمای کم شکسته شدند. پیریت در بعضی نمونه‌ها به این شکل دیده می‌شود که بیانگر تشکیل کانی پیریت پیش از فرایندهای زمین‌ساختی است (شکل ۱ الف).

– پیریت‌های همزمان با فرایندهای زمین‌ساختی

گرچه در سنگ‌های ترا ریخت شده بیشتر فازهای زمینه گویای رشد یا تبلور دوباره همزمان با دگرشکلی هستند، گاهی از اینکه یک بلور پیش از/ یا هنگام فرایندهای زمین‌ساختی وجود داشته است دشوار است. علت این است که بلورهایی که همزمان با دگرشکلی پدیدار می‌شوند تا اندازه‌ای به کرنش در می‌آیند و اغلب یک یا چند شاخص کرنشی را نشان می‌دهند که در بالا برای بلورهای پیش از فرایندهای زمین‌ساختی گفته شد. ولی

سازی (تهیه گاز) برای آنالیز این نمونه‌ها به روش Online انجام شد.

بحث

پیریت از کانه‌های غالب موجود در سنگ‌های منطقه است. پیریت به دلیل در بر داشتن ذرات ریز طلا، همواره مورد توجه بوده است. تمرکز کانه‌زایی طلا بیشتر در پهنه‌های برشی است. فازهای دگرشکلی در این منطقه تحت تاثیر پهنه‌های برشی باعث ایجاد انواع برگوارگی، میلونیتی و محیط تراکشنی^۲ شده و بخش اصلی کانه‌زایی طلا در محیط‌های تراکشنی و برگوارگی ناشی از این فاز بوده است.

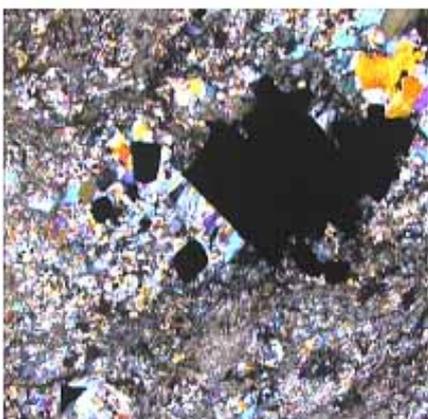
آزمایش‌های کانی‌شناسی سولفیدی و فلزشناسی نشان دادند که نزدیک به ۸۵ درصد طلا همراه با پیریت و ۱۵ درصد آن همراه با کوارتز است [۱۱]. پیریت، بیشتر به صورت پراکنده در سنگ‌ها حضور دارد و به شکل انبوه فقط در برخی از رگچه‌ها دیده شد. گرچه در بیشتر مواقع شکل منظم هندسی از خود نشان می‌دهند، ولی دانه‌های نیمه‌وجه‌دار و بی‌وجه نیز کم نیستند. در بعضی از نقاط نیز این پیریت‌ها به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند که از آن جمله می‌توان هماتیت، گوتیت، و لیمونیت را نام برد. شکستگی‌های موئین موجود در برخی از این پیریت‌ها بیانگر آنست که این دانه‌ها پس از تشکیل، دستخوش فرایندهای زمین‌ساختی شدیدی نشده‌اند. حالت دندانه‌ای را که بر اثر وجود گوتیت و لیمونیت در حاشیه پیریت‌ها ایجاد شده‌اند، می‌توان نشانه هوازگی و دگرسانی آنها پس از تشکیل دانست. در حاشیه بعضی از پیریت‌ها اکسیدهای آهن به شکل هماتیت تیغه‌ای بیانگر تغییراتی است که بر اثر هوازگی ایجاد شده است. در مواردی نیز در اثر فشار شاره‌ها و یا فشار دینامیکی، دانه‌های پیریت خرد شده و بافت برشی را نشان می‌دهند. فرایندهای کششی اعمال شده در منطقه نیز روی پیریت‌ها اثر گذاشته و در تعدادی از آنها حالت گسیختگی به وجود آورده است. شکستگی‌های موئین موجود در پیریت‌ها با کالکوپیریت پر شده است. در بعضی دیگر از پیریت‌ها بر اثر دگرگونی، بیوتیت‌ها و یا کلریت‌ها دانه‌های شکل‌دار پیریت را قطع کرده‌اند. حالت جریانی در این نمونه‌ها، در اثر احاطه شدن دانه‌های پیریت با میکاها بارزتر است. در این مقاطع رابطه نزدیک دانه‌های درشت و شکل‌دار پیریت با رگچه‌های کوارتز در خور توجه است. در تعدادی از نمونه‌های برداشت شده از کانسار چاه‌خاتون در

راستای شیستوزیته کشیده شده‌اند در منطقه مورد بررسی یافت می‌شوند. (شکل ۱ ب).

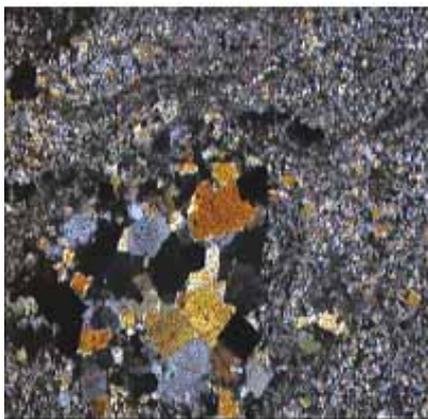
شیستوزیته کانی‌های همزمان با فرایندهای زمین‌ساختی دگرگونی را دور می‌زند و بلورهای همزمان با تکتونیک معمولاً همراه با شیستوزیته می‌چرخند. بعضی از این بلورها که در



الف



ب



ب

شکل ۱ انواع پیریت. الف: پیش از زمین‌ساختی، ب: همزمان با زمین‌ساختی، و پ: پس از زمین‌ساختی.

– پیریت‌های پس از فرایندهای زمین‌ساختی

شبه‌ریختی یک کانی با انبوهی از کانی دیگر از شناسه‌های مهم پس از فرایندهای زمین‌ساختی است که به هنگام برخاست، شرایط فشار - دمای کاهشی، با دگرگونی پسروده همراه است. در منطقه مورد بررسی، پیریت‌های پس از زمین‌ساختی معمولاً در کنار کلریت‌های ثانویه که به خرج بیوتیت به وجود آمده‌اند، دیده می‌شوند و سمتگیری کترهای نسبت به شیسستوزیته S_2 نشان می‌دهند (شکل ۱ پ).

بررسی ایزوتوپ‌های پایدار

ایزوتوپ هیدروژن

بر پایه اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های هیدروژن در سنگهای آذرین نادرگرسن، مقدار δD در گستره ۵۰ - تا ۸۶ - ، آبهای ماگمایی در گستره ۴۰ - تا ۸۰ - و آب‌های دگرگونی بین ۲۰ - و ۶۵ - در هزار قرار می‌گیرند. داده‌های ایزوتوپی هیدروژن در کانی‌ها، رگه‌های کوارتز، و شاره‌های درگیر، از نواحی مختلف گزارش شده است. از جمله فوی و همکاران [۱۴]، میزان δD را برای ناحیه تیمینز برابر با ۶+ تا ۵۰- در هزار، ری و ری [۱۵] در سال ۱۹۷۴، δD برای هومستیک را بین ۵۵/۸ - تا ۱۲- در هزار و کریچ و واتسون [۱۶] این مقدار را برای معدن ماکاسا^۳ بین ۶۰- تا ۱۵۰- در هزار گزارش کرده‌اند. دمای پائین آب‌های جوی سبب می‌شود تا مقدار دویتریم آنها کاهش یافته و منفی- تر شوند [۱۷]، فشار بخار آب رابطه معکوس با جرم ایزوتوپ- های هیدروژن و اکسیژن دارد به نحوی که می‌توان گفت ^{16}O

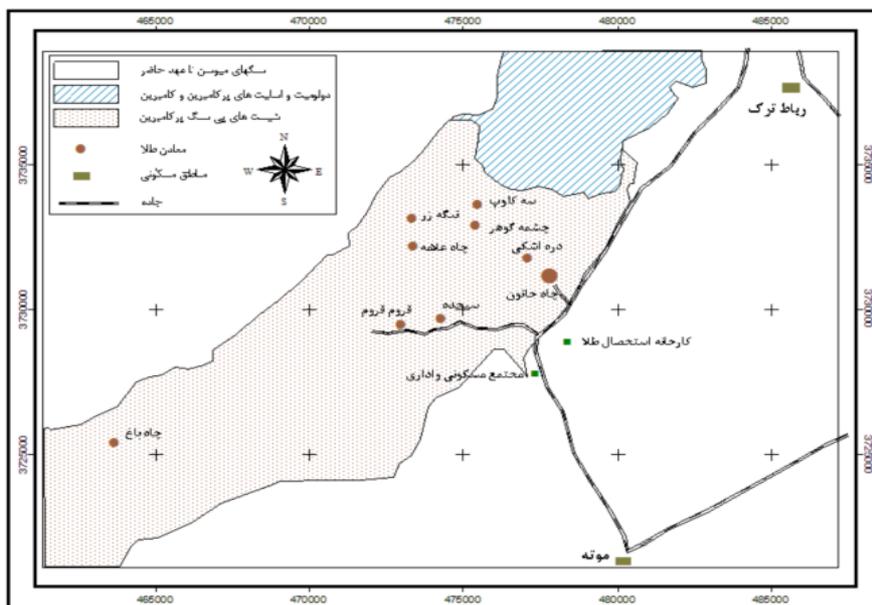
H فشار بیشتری نسبت به $D_2^{18}O$ دارد [۱۸]. لازم به یادآوری

است که مقدار δ از رابطه زیر به دست می‌آید [۱۹]

: نسبت ایزوتوپی نمونه) $\delta / 1000 = [$

$1 -] \times 1000$ (نسبت ایزوتوپی استاندارد

مقادیر δD و $\delta^{18}O$ رگه‌های کوارتزی معادن سنجده و چاه‌خاتون (شکل ۲) نمونه‌های ۱- AB تا ۶- AB و از سنگهای مجاور این رگه‌ها (۷- AB تا ۱۰- AB) در جدول شماره (۱) آورده شده‌اند. رگه‌های کوارتزی در گستره معدن، در بر دارنده پیریت و طلا و در خارج از این گستره فاقد کانی‌سازی و یا به عبارت دیگر عقیم‌اند. اگر کانی‌سازی هم در این سنگها رخ داده باشد میزان آن به قدری جزئی است که می‌توان از آن چشم-پوشی کرد. با توجه به نبود آب در تعدادی از نمونه‌ها، δD فقط در دو نمونه کوارتز و ۳ نمونه شیسست انداره‌گیری شد. (جدول ۱). میزان δD در دو نمونه کوارتز برابر با ۳۵- و ۴۹- در هزار نسبت به میانگین آب اقیانوس‌ها، با میانگینی برابر با ۴۲- در هزار است. میزان δD در فلدسپات‌های گرانیت کانسار دره اشکی به علت نبود آب در آنها قابل اندازه‌گیری نبود، ولی در بیوتیت‌ها و کلریت‌های موجود در بیوتیت شیسست‌ها و بیوتیت - مسکوویت شیسست‌های منطقه کانساری، میزان δD در نمونه- های ۸- AB، ۹- AB و ۱۰- AB به ترتیب برابر با ۶۴- ، ۶۳- و ۴۹- در هزار قرار گرفت. در شکل ۳، ۸- AB، و ۹- AB، هم در گستره آب‌های دگرگون و هم در گستره شاره‌های ماگمایی اولیه واقع می‌شوند، و ۱۰- AB فقط در گستره آب- های دگرگون قرار می‌گیرد.



شکل ۲ موقعیت معادن ناحیه کانساری مته.

جدول ۱ داده‌های ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن در ناحیه کانساری مونه.

| شماره | شماره برداشت صحرائی | نوع سنگ | نوع کانی | Yield | $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) | $\delta^{18}\text{O}$ هیدروترمال | درصد آب | δD (SMOW) |
|-------|---------------------|-------------------------|---------------|-------|------------------------------|----------------------------------|---------|-------------------------|
| AB-۱ | SE-۲ | کوارتز رگچه | کوارتز | ۱۶٫۵ | ۱۱٫۶ | ۶۰۰ | ۰٫۰۶ | -۳۵ |
| AB-۲ | SE-۵-۱ | بیوتیت شیست | کوارتز | ۱۵٫۵ | ۱۱٫۴ | ۵٫۸ | | |
| AB-۳ | SE-۷-۱ | سنگ‌های آتشفشانی دگرگون | کوارتز | ۱۶٫۱ | ۱۳٫۲ | ۷٫۶ | | |
| AB-۴ | CHK-۱۵-۲ | کوارتز رگچه | کوارتز | ۱۶٫۷ | ۱۲ | ۶٫۴ | | |
| AB-۵ | CHK-۱۳-۲ | کوارتز رگچه | کوارتز | ۱۷٫۰ | ۱۲٫۲ | ۶٫۶ | ۰٫۲ | -۴۹٫۴ |
| AB-۶ | CHK-۱۵-۱ | کوارتز رگچه | کوارتز | ۱۵٫۵ | ۱۴٫۳ | ۸٫۷ | | |
| AB-۷ | Dag | گرانیت | -K فلدسپات | ۱۵٫۲ | ۱۰ | ۱۰ | | |
| AB-۸ | D-A-۳-۲ | بیوتیت شیست | بیوتیت | ۱۳٫۱ | ۸ | ۶٫۸۷ | ۳٫۷ | -۶۴ |
| AB-۹ | ۵B | بیوتیت - مسکوویت شیست | بیوتیت | ۱۴٫۱ | ۶٫۴ | ۵٫۲۷ | ۵٫۰ | -۶۳ |
| AB-۱۰ | ۵C | بیوتیت - مسکوویت شیست | کلریت | ۱۳٫۵ | ۴٫۱ | ۳٫۹۲ | ۱۲٫۲ | -۴۹ |

ایزوتوپ اکسیژن

برای اندازه‌گیری $\delta^{18}\text{O}$ نیز از رگچه‌های کوارتزی، فلدسپات، بیوتیت، و کلریت‌های معادن سنجد و چاه‌خاتون نمونه برداری و به آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه کوئینز کانادا ارسال شد. نتایج به دست آمده در جدول ۱، با شماره‌های (AB-۱ تا AB-۶) آورده شده‌اند. نتایج حاصل از سنگ‌های مجاور رگه‌های کانساری نیز در همین جدول با شماره‌های (AB-۷ تا AB-۱۰) نشان داده شده‌اند. درصد بسیار بالایی از رگچه‌های کوارتزی در ناحیه کانساری در بر دارنده پیریت و کانی‌های طلا هستند، ولی در خارج از آن عقیم و یا میزان کانه‌زایی آنها بسیار اندک است. لازم به یادآوری است که برخی از رگچه‌های درون این گستره نیز فاقد کانه‌زایی هستند. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ به دست آمده در نمونه‌های کوارتزی برداشت شده از معادن چاه‌خاتون و سنجد، تغییراتی بین ۱۱٫۶+ تا ۱۴٫۳+ در هزار را نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس‌ها نشان می‌دهند. بر این اساس، میانگین برای این دو معدن برابر با ۱۲٫۴+ در هزار است (جدول ۱). از آنجا که دما کنترل کننده جدایی ایزوتوپی ایزوتوپ‌های پایدار بین کانی و گرمابهاست، با در نظر گرفتن دمایی معادل ۳۰۰ درجه سانتیگراد برای شکل‌گیری رگه‌های کوارتزی [۲۰، ۲۱]، می‌توان مقدار $\delta^{18}\text{O}$ گرمایی‌ها را محاسبه

کرد. بنابراین مهبوت و همکاران^۴ [۲۲]، میزان فاکتور جدایی $\delta^{18}\text{O}$ محاسبه شده برای نمونه‌های کوارتزی AB-۱، AB-۴، AB-۵، AB-۶ و تغییراتی بین ۶+ تا ۸٫۷+ در هزار با میانگین ۶٫۹۲ در هزار را نشان می‌دهند (میزان $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ محاسبه شده برای این نمونه‌ها به ترتیب برابر با ۶٫۴+، ۶٫۶+، و ۸٫۷+ در هزار است، جدول ۱) نمونه‌های کوارتزی AB-۱، AB-۴، و AB-۵، از رگچه‌های عقیم معادن سنجد و چاه‌خاتون و نمونه‌های کوارتزی AB-۵، AB-۶، و AB-۱۰، از زون کانه‌زایی این معادن برداشت شده‌اند. بررسی‌های میکروسکوپی نشان داد که دو نمونه اخیر در بر دارنده پیریت، کلریت، و کربنات‌اند. پیریت-ها نسبت به رگچه‌های کوارتزی ثانویه بوده و رگچه‌های کربناتی پس از این دو شکل گرفته‌اند. مقدار $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ این رگچه‌های کوارتزی بیانگر آنست که شاره‌های به وجود آورنده این آبگون‌ها بیشتر خاستگاه خارجی داشته‌اند.

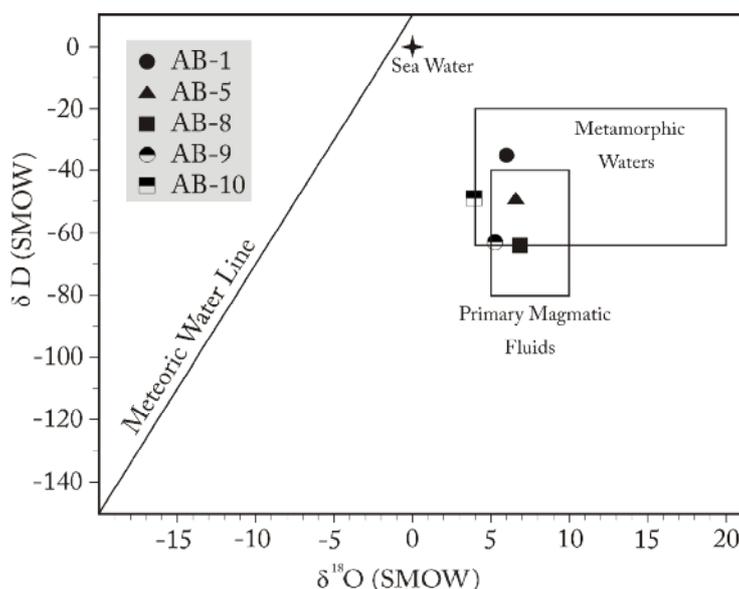
نمونه AB-۲ یک بیوتیت شیست از زون کانه‌زایی کانسار سنجد است که حاوی پیریت، و کالکوپیریت است. بیوتیت، پیریت، و کالکوپیریت کانی‌های اصلی سنگ و رگچه‌های درشت دانه کوارتزی کانی‌های ثانویه‌ای هستند که سنگ میزبان برگوار را قطع کرده‌اند. این کوارتزها فاقد کانه‌زایی بوده و کانه‌زایی در خود سنگ رخ داده است. دو نوع پیریت در این سنگ وجود

دارند: دسته اول پیریت‌های ریزدانه که در حد میلی‌مترند و دسته دوم درشت دانه و در حد سانتیمتر. در این سنگ $\delta^{18}\text{O}$ در دانه‌های درشت کوارتز اندازه‌گیری شد.

۳ - AB یک سنگ آذرین دگرگون شده از کانسار سنجد است. سیلیسی شدن در این سنگ شدید و دانه‌های کوارتز به صورت پرکننده فضاهای خالی و نیز به شکل تبلور دوباره به وجود آمده‌اند. این کوارتزها نیز عقیم بوده و ارتباطی با کانه‌زایی ندارند. کانه‌های کدر در این سنگ را پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت تشکیل می‌دهند. اندازه دانه‌های پیریت در این سنگ نیز مشابه AB-۲ است. $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ اندازه‌گیری شده در AB-۲ برابر با ۵/۸ و در AB-۳ برابر با ۷/۶ با میانگین ۶/۷ در هزار است (جدول، ۱). این مقادیر با مقادیر یاد شده برای سنگ‌های ماگمایی یا با آب‌های در حال تعادل با سنگ‌های ماگمایی در دماهای بالا (+۵ تا +۱۰ در هزار) همپوشی دارند. آنها همچنین با شاره‌های دگرگون (+۵ تا +۲۰ در هزار، شفره، ۱۹۸۶) چنین همپوشی را نشان می‌دهند. بر این اساس شاید بتوان گفت که این رگچه‌ها در خلال دگرگونی شکل گرفته‌اند.

۸ - AB یک بیوتیت شیست و نمونه‌های ۹ - AB و ۱۰ - AB دو بیوتیت - مسکوویت شیست که از شمال باختری و شمال کانسار چاه‌خاتون نزدیک به لوکوگرانیت دره‌اشکی برداشت شده‌اند. بیوتیت و کلریت‌های موجود در این سنگ‌ها درشت دانه‌اند. به نظر می‌رسد کلریت‌ها و بخشی از پیریت‌های این سنگ‌ها بر اثر دگرسانی بیوتیت‌ها ایجاد شده باشند. داده‌های صحرائی و بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که این سه نمونه بر اثر دگرسانی گرمایی شکل گرفته‌اند. تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ برای این نمونه‌ها در مقایسه با میانگین استاندارد آب اقیانوس‌ها، +۴/۱ تا +۸ در هزار است. میانگین $\delta^{18}\text{O}$ این سه نمونه برابر با ۶/۱+ در هزار است. محاسبه فاکتور تفکیک $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ این سه نمونه به روش مهبوت و همکاران [۱]، تغییراتی بین ۳/۹۲+ و ۶/۸۷+ در هزار را نشان می‌دهند. این اعداد می‌توانند در ارتباط با رویداد کانه‌زایی باشند. برای نمونه - های ۸ - AB و ۹ - AB نیز میزان $\delta^{18}\text{O}$ بیانگر آنست که شاید خاستگاه آب موجود در بیوتیت‌ها از آب‌های ماگمایی باشد.

۷ - AB یک گرانیت از کانسار دره‌اشکی است و مقدار $\delta^{18}\text{O}$ فلدسپات آن را که برابر با ۱۰ است، می‌توان به طور



شکل ۳ نمودار مقایسه دامنه تغییرات ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن آب‌های ماگمایی، دگرگونی، گرمایی، اقیانوسی، و سطحی [۲۴].

(جدول ۲). تغییر در مقادیر $\delta^{18}\text{S}$ در کانی‌ها و شاره‌ها ممکن است بر اثر تغییر در دما، شرایط احیایی، pH، و مقدار ایزوتوپ در خاستگاه اولیه گوگرد باشد [۲۹]. پیریت بیشترین فراوانی را بین کانیهای کدر معدن طلای موته به خود اختصاص داده و مهم‌ترین فاز همراه طلاست. کالکوپیریت، مارکاسیت، گالنوبیسمویت، بیسموت، گالن، اسفالریت، و پیروتیت از دیگر کانیهای کدر این کنسارند که از نظر فراوانی پس از پیریت قرار می‌گیرند [۲۱]. یا توجه به اعداد به دست آمده می‌توان گفت که ترکیب ایزوتوپی گوگرد در سولفیدهای چاه‌خاتون و سنجده در گستره گسترده ۲/۲+ تا ۱۶/۹+ در هزار قرار می‌گیرند. چنانچه این اعداد را بر اساس اهموتو و ری [۳۰]، محاسبه کنیم مقدار $\delta^{34}\text{S}$ گرماب برای داده‌های یاد شده در گستره ۰/۹۸+ تا ۱۵/۶۸+ در هزار قرار می‌گیرند.

AB-۱ و AB-۲ به ترتیب پیریت‌های موجود در بیوتیت شیست‌هایی هستند که از زون کانه‌زایی معادن چاه‌خاتون و سنجده برداشت شده‌اند. کانه‌زایی در نمونه AB-۱ موازی برگوارگی است و هیچگونه دگرشکلی در آن مشاهده نمی‌شود. رگچه‌های فراوان کوارتز نیز در این سنگ‌ها به موازات برگوارگی قرار دارند. کلریتها نیز در این سنگ‌ها از گستردگی خوبی برخوردارند و به نظر می‌رسد از دگرسانی گرمایی بیوتیتها ایجاد شده باشند. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که شکل-گیری یک دسته از پیریت‌ها را می‌توان نتیجه همین دگرسانی دانست. میزان $\delta^{34}\text{S}$ گرماب محاسبه شده برای پیریت‌های این دو سنگ به ترتیب برابر با ۱۵/۶۵% و ۰/۹۸% است.

AB-۳ یک سنگ آتشفشانی دگرگون از معدن سنجده است که از ۵۰ متری باختر نمونه AB-۲ برداشت شده است. پیریت، کالکوپیریت، و کالکوسیت کانی‌های تیره این سنگ را تشکیل می‌دهند. $\delta^{34}\text{S}$ گرماب که بر اساس اهموتو و ری [۳۰]، محاسبه شد، برای پیریت‌های این سنگ برابر با ۷/۸۸% است.

AB-۴ و AB-۵ پیریت‌های کنسار چاه‌خاتون هستند که از رگچه‌های کوارتزی برداشت شده‌اند. پیریت و کالکوپیریت در نمونه AB-۴ از گسترش خوبی برخوردارند و میزان $\delta^{18}\text{S}$ گرماب که بر اساس اهموتو و ری [۳۰]، محاسبه شد، برای پیریت‌های این سنگ برابر با ۱۲/۶۸% است.

AB-۵ نیز یک رگچه کوارتزی کانه‌دار است که ابعاد دانه‌های پیریت در آن در حد سانتیمتر است. ترکیب ایزوتوپی

میزان $\delta^{18}\text{O}$ اندازه‌گیری شده در فلدسپات پتاسیم سنگ‌های گرانیتی کنسار دره‌اشکی ۱۰+ است. این مقدار بر اساس شکل ۳ [۲۵]، در مرز بین گرانیت‌های تیپ S و تیپ I قرار می‌گیرد. ولی با توجه به غنی‌شدگی ضعیف در عناصر نادر خاکی سبک، و تهی‌شدگی ضعیف در عناصر نادر خاکی سنگین و نابهنجاری منفی یوروپیم در نمونه گرانیت یاد شده، می‌توان آنرا یک گرانیت S معرفی کرد.

بر اساس نتایج به دست آمده از ایزوتوپ‌های اکسیژن می‌توان گفت که گرماب‌های تشکیل دهنده رگه‌ها و رگچه‌های کوارتزی و نیز شیست‌های کنسارهای سنجده و چاه‌خاتون، هم خاستگاه دگرگونی و هم ماگمایی داشته‌اند. شایان ذکر است که بررسی‌های میکروسکوپیکی انجام شده نشان داده است چنانچه کوارتز تبلور دوباره باید مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ می‌تواند به صورت بخشی و یا حتی کلی به تعادل جدیدی برسد. مقدار این تغییرات به میزان گسترش و دمای تبلور دوباره وابسته است (۲۶، ۲۷ و ۲۸). با توجه به اینکه در منطقه مورد بررسی سیلیسی شدن یکی از پدیده‌های رایج دگرسانی گرمایی است، و کوارتز به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای، تبلور دوباره، پرکننده فضاهای خالی، و رو رشدی به فراوانی دیده می‌شود، بخشی از تغییرات موجود در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ کوارتزهای آزمایش شده را شاید بتوان به این پدیده‌ها نسبت داد.

ایزوتوپ گوگرد

با بررسی نمونه‌های برداشت شده از معادن سنجده و چاه‌خاتون و آزمایش‌های سنگ‌شناسی و بررسی‌های انجام شده با میکروسکوب الکترونی و ریزکاو، سه نسل مختلف پیریت در این معادن تشخیص داده شدند. کانه‌سازی طلا بیشتر در پیریت-های با آرسنیک بالا رخ داده است. دسته اول این پیریت‌ها به صورت پراکنده در سنگ میزبان رخ داده و ممکن است بتوان آنها را پیریت‌های پیش از دگرگونی دانست. دسته دوم پیریت-های ریز دانه‌ای هستند که در راستای برگواره انتشار یافته‌اند، و دسته سوم، پیریت‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار درشت دانه که در رگه‌ها و رگچه‌های قطع‌کننده برگواره و نیز در زمینه سنگ میزبان پیش آمده‌اند.

آزمایش‌های ایزوتوپی گوگرد در کنسار موته روی پیریت-های موجود در رگچه‌های کوارتزی، بیوتیت شیست‌ها و شبه آذرین‌ها صورت گرفت. میزان (CDT) $\delta^{18}\text{S}$ اندازه‌گیری شده در پنج نمونه از پیریت‌های ارسالی به دانشگاه کوئینز کانادا مقادیر ۲/۲+، ۶/۶+، ۹/۱+، ۱۳/۹+، و ۱۶/۹+ را نشان می‌دهند

گرماب محاسبه شد، برای پیریت‌های این سنگ برابر با $5/38$ چاه‌خاتون و سنجده تغییراتی بین $+0/98$ تا $+15/68$ در هزار را نشان می‌دهند. با توجه به آن که $\delta^{18}S$ گرماب حاصل از معادن یاد شده بیشتر از ± 5 در هزار است، بنابراین شاید مناسب نباشد که همه آنها را به گرماب با خاستگاه ماگمایی نسبت داد. چنانکه بیش از این گفته شد سه نسل مختلف از پیریت را می‌توان در ناحیه طلادار موه مشاهده کرد. بیشتر گوگردهای این پیریت‌ها ممکن است یا از شاره‌های دگرگون ناشی از دگرگونی ناحیه‌ای ریشه گرفته باشند و یا بر اثر انحلال و فروشست کانی‌های سولفیددار قبلی [۳۰]، ایجاد شده باشند. چنین سیمایی ممکن است نشان‌دهنده آن باشد که سنگ‌های دگرگون منطقه از جمله سنگ‌های آتشفشانی دگرگون و شیست‌های سبز توانسته باشند گوگرد را وارد سیستم شاره‌ای کنند. مقادیر $\delta^{18}S$ در مرحله اصلی کانه‌زایی در موه دارای میانگین $12/08$ در هزار برای نمونه‌های AB-۱، AB-۳، و AB-۴ است (جدول، ۲). این میانگین می‌تواند بازگو کننده آن باشد که حالت احیایی شاره پایین‌تر از مرز SO_2/S_2H بوده است و H_2S گونه غالب سولفور احیایی در شاره بوده است [۳۰]. مقادیر $\delta^{18}S$ پیریت‌های جدا شده از کانسنگ وضعیت مشابهی با پیریت‌های سنگ‌های دگرگون میزبان و گوگرد موجود در کل سنگ دگرگون سنگ‌های میزبان را دارد. بر این اساس شاید بتوان گفت که سنگ‌های دگرگون پیش از پرمین موجود در منطقه قادر به وارد کردن گوگرد به سیستم شاره بوده‌اند.

مقادیر $\delta^{34}S$ ، AB-۵ و AB-۲ یاد شده با میانگین سه نمونه قبلی قرابتی را نشان نمی‌دهند و ممکن است حاکی از خاستگاه‌های متفاوتی باشند. مقادیر $\delta^{34}S$ گرمابی این دو کانی $+0/98$ و $+5/38$ در هزار است که می‌تواند نشان‌دهنده نسل‌های متفاوتی از پیریت در نمونه‌های یاد شده باشد (جدول، ۲). ترکیب ایزوتوپی گوگرد AB-۲ در گستره "گوشته - ماگمایی (۴- تا ۴+ در هزار CDT) واقع می‌شوند. این خود می‌تواند نشان‌دهنده نسی حالت اکسیدی نسبت به حالت گوگرد احیایی در شاره گرمابی در خلال تشکیل این پیریتها باشد.

بر اساس ترکیب ایزوتوپ‌های گوگرد در منطقه کانساری موه، خاستگاه شاره‌های سولفیدی نمی‌توانند یکسان باشند. مقادیر $\delta^{34}S$ در سنگ‌های موه گویای آنند که برخی از این سولفیدها به وسیله شاره‌هایی که گوگرد آنها مشتق شده از سنگ میزبان دگرگون است به وجود آمده و برخی دیگر به وسیله گرمابی‌هایی که ریشه ماگمایی دارند شکل گرفته‌اند.

اکسیژن و هیدروژن این سنگ نیز اندازه‌گیری شد. $\delta^{34}S$ ۵۰٪ است. پیریت‌های موجود در منطقه ۱ بر اساس ترکیب، پاراژنز، شکل، رخداد، و ویژگی‌های دیگر زمین‌شناسی به سه دسته تقسیم می‌شوند:

پیریت‌های نوع اول پیریت‌های پیش از فرایندهای دگرگونی‌اند و دارای مقدار جزئی طلا هستند. این نوع پیریت در سنگ‌های دگرگون کانسار موه و گرانتیت‌های کانسار دره-اشکی پیش آمده‌اند. علاوه بر طلا، عناصر متنوع دیگری مثل تلوریم، نقره، کبالت، آهن، گوگرد، و سیلیسیم را می‌توان در آنها مشاهده کرد که نشانگر بالا بودن این عناصر در محیط به هنگام تشکیل پیریت است. کبالت در این پیریت‌ها بسیار بالا و سیلیسیم که مقدار آن نیز بالاست در مرکز پیریت‌ها دیده می‌شود. پیریت‌های نوع دوم همزمان با زمین‌ساختی و در راستای شیستوزیته سنگ‌های دگرگون مشاهده می‌شوند. گرچه بر پایه برخی نظریه‌ها، این پیریت‌ها فاقد کانه‌زایی بوده و طلا نیز در آنها دیده نشده است، ولی آنالیزهای انجام شده با میکروسکوب الکترونی آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شهید چمران، بیانگر آنست که این پیریت‌ها نیز در بر دارنده طلا هستند. نوع سوم پیریت‌ها بیشتر در رگه‌های سیلیسی همراه با کلریت‌های ثانویه موجود در مناطقی که دگرسانی شدیدی را پشت سر گذاشته‌اند یافت می‌شوند. این پیریت‌ها دانه درشت بوده و در بر دارنده اشکال مختلفی از طلا هستند. خوئی [۳۱]، نیز معتقد است که، با توجه به وجود پیرویت در بخش مرکزی این پیریت‌ها کانه‌زایی نخست در دمای بالا و فوگاسیته گوگرد کم با پیرویت آغاز و پس از آن با کاهش دما و افزایش اسیدیته دانه‌های پیریت تشکیل شده‌اند. کبالت در مرکز این دانه‌ها همراه با پیرویت رخ داده است ولی به سمت حاشیه از بین رفته و به جای آن طلا و بیسموت در حاشیه رو به فزونی گذاشته‌اند. آرسنیک عنصر دیگر است که این پیریت‌ها را همراهی می‌کند.

چنین به نظر می‌رسد که از نظر ایزوتوپی خاستگاه گوگردها یکنواخت نبوده و به عبارت دیگر تشکیل پیریت‌ها را نمی‌توان فقط به یک رخداد خاص نسبت داد. به تجربه ثابت شده است که سولفیدهای درونزادی که در نهشته‌های گرمابی ماگمایی شکل گرفته‌اند و یا حتی سولفیدهای موجود در یک ناحیه معدنی به ندرت تغییر ترکیبی بیشتر از ± 5 در هزار را نشان می‌دهند و در بیشتر موارد این تغییرات کمتر از مقدار یاد شده است [۲۴]. ضریب تفکیک محاسبه شده برای مقادیر $\delta^{34}S$ گرماب پیریت‌ها، بر اساس روش اهموتو و ری [۳۰]، از معادن

جدول ۲ مقادیر ایزوتوپ‌های گوگرد در منطقه کانساری موته.

| شماره نمونه | شماره برداشت صحرایی | نوع سنگ | نوع کانی | Approx %S | $\delta^{34}\text{S}$ (CDT) | $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ |
|-------------|---------------------|-------------|----------|-----------|-----------------------------|--|
| AB-۱۱ | SE-۵ ۱ | بیوتیت شیست | پیریت | ۲۲٫۷ | ۱۵٫۶۵ | ۱۶٫۹ |
| AB-۱۲ | SE-۵ - ۲ | بیوتیت شیست | پیریت | ۵۷ | ۰٫۹۸ | ۲٫۲ |
| AB-۱۳ | SE-۷- ۲ | متاولکانیک | پیریت | ۶۵٫۸ | ۷٫۸۸ | ۹٫۱ |
| AB-۱۴ | CHK-۱۳ - ۱ | رگچه کوارتز | پیریت | ۵۸٫۲ | ۱۲٫۶۸ | ۱۳٫۹ |
| AB-۱۵ | CHK-۱۵ ۱ - ۱ | رگچه کوارتز | پیریت | ۵۹٫۸ | ۵٫۳۸ | ۶٫۶ |

خاستگاه شاره‌های کانه‌زا

چنانکه گفته شد، شاره‌های کانه‌زا در کانسارهای موته حاوی طلا بوده و بسیاری از ویژگی‌های نهشته‌های طلای کوهزایی در رخساره شیست سبز - آمفیبولیت را نشان می‌دهند. گرچه در بیشتر موارد، مولفه‌های دگرگونی را عامل ایجاد شاره‌های اینگونه نهشته‌ها می‌دانند [۳۲]، ولی نقش آب‌های جوی را در تشکیل نهشته‌های رخساره شیست سبز یا زیر رخساره شیست سبز را هم نباید از نظر دور داشت [۳۲]. در مورد کانسارهای طلای موته، دگرگونی ناحیه‌ای را می‌توان خاستگاه اصلی شاره‌های کانه‌ساز عنوان کرد، با این وجود، شاره‌های کانه‌زایی وابسته به فعالیت‌های ماگمایی نیز از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند. شاید بتوان بر اساس موریتز و همکاران [۲۱]، سن کانه‌زایی اصلی سنگ‌های دگرگون را به پره‌پرمین نسبت داد. ارتباط زمانی و مکانی تنگاتنگی که بین زون‌های کانه‌زایی و زون‌های راستای لغز در منطقه وجود دارد می‌تواند گویای این باشد که آب‌های جوی که به بخش‌های عمیق پوسته نفوذ کرده‌اند نیز از دیگر عوامل شکل‌گیری شاره‌های کانه‌ساز بوده‌اند.

کریچ [۳۳]، نشان داد که یکنواختی در مقادیر $d^{18}\text{O}$ کوارتز در نهشته‌های رگه‌ای Au-Ag بیانگر یکنواختی ایزوتوپی در گرماب‌ها و نیز شرایط دمایی مشابه کانی‌سازی است. داده‌های ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن که از کانی‌های کوارتز، بیوتیت، و کلریت‌های کانسارهای چاه‌خاتون و سنجد به دست آمده طیف نسبتاً باریکی را نشان می‌دهند. این موضوع می‌تواند حاکی از آن باشد که ویژگی‌های ایزوتوپی شاره‌های کانه‌ساز در

بیشتر موارد تغییرات چشمگیری بر اکثر کوارتزها و دیگر کانی‌ها طی تشکیل نداشته‌اند [۳۴]، مقادیر به دست آمده برای کوارتزها با تغییراتی بین ۱۱٫۴ تا ۱۴٫۳ در هزار در گستره رگه‌های کوارتزی نهشته‌های گرمابی طلای کلیه ادوار قرار می‌گیرند [۳۳]. تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ و δD در نمونه‌های کوارتزی ۱- AB تا AB-۶ نشانگر آنست که شاره‌های تشکیل دهنده رگه‌ها و رگچه‌های کوارتزی در کانسارهای سنجد و چاه‌خاتون. خاستگاه‌های متفاوتی داشته‌اند. همچنین مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و δD در نمونه‌های ۷- AB، ۸- AB و ۹- AB بیانگر آنست که شاره‌های تشکیل دهنده این کانی‌ها تمایل به آب‌های ماگمایی دارند.

زمانی که دما به سمت بینهایت میل کند، ضریب تفکیک آلفا به سمت یک میل خواهد کرد. این بدان علت است که تغییر جزئی در جرم در زمانی که تمام مولکول‌ها انرژی جنبشی بسیار بالایی دارند، اهمیت چندانی ندارند. بر این اساس می‌توان برای نمونه ۷- AB، که یک سنگ آذرین است مقدار $\delta^{18}\text{O}$ را بدون محاسبات ضریب تفکیک و به طور مستقیم به کار برد.

برداشت

۱- دگرگونی‌ها و دگرسانی‌ها از جمله مهمترین عوامل کانه‌زایی در منطقه هستند.

۲- توزیع و کانه‌زایی طلا در موته به نحو گسترده‌ای به وسیله مناطق برشی کنترل شده‌اند.

۳- کانه‌زایی طلا رابطه نزدیکی با شدت دگرسانی در مناطق برشی دارد. رخساره دگرگونی شیست سبز به عنوان سنگ

especially good on application of rare – earth data to petrogenetic problems.

[۱۰] کریم‌پور م. ح.، سعادت س.، (۱۳۸۴): "زمین‌شناسی

اقتصادی کاربردی"، انتشارات ارسلان، مشهد، ۵۳۵ صفحه.

[11] Mehrabi B., – Darehbidi M. H., (2003): "Characterization and processing of the Muteh refractory sulphide ore", proceeding of Applied Mineralogy Conference, Helsinki, Finland.

[۱۲] خوئی ن.، (۱۳۶۱): "نگاهی گذرا بر متالوژنی کانسار

طلای موه"، وزارت معادن و فلزات، سازمان زمین‌شناسی کشور، آزمایشگاه مقاطع صیقلی، گزارش داخلی، ۷ صفحه.

[۱۳] کوهستانی ح.، رشیدنژاد عمران ن.، راستاد ا.، (۱۳۸۳):

"تحولات ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی و ارتباط آنها با کانه زایی طلا در پهنه‌های برشی کانسار چاه باغ"، منطقه معدنی

موه، بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، تهران، ایران.

[14] Fyon J. A., Croket J. H., Schwarcz H. P., (1983a): "Application of stable isotope studies to gold Metalogeny in the Timmins – Purcupine camp. NTS 42A", Cochrane District: Ontario Geological Survey. Open File Report 5464, 182 p.

[15] Rye D.M., Rye R.O., 1974, "Homestake gold mine", South Dakota: I. Stable isotope studies: Economic Geology, v. 69, p. 293-317.

[16] Kerrich R., Watson G.R., (1984): "The Macassa Mine Archean lode gold deposit", Kirkland Lake, Ontario: patterns of alteration and hydrothermal regimes: Economic Geology, v. 79, p. 104-1130.

[17] Craig H., (1961 b): "Isotopic variation in meteoric waters.", Science, 133, 1702 – 1703

[۱۸] اعتمادی بیژن، مترجم، (۱۳۷۰): "زمین‌شناسی ایزوتوپی"،

انتشارات دانشگاه شیراز، ۲۷۵ صفحه

[19] Brownlow A. H., (1979): "Geochemistry", Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J., 498 p.

[۲۰] یوسفی‌نیا ن. (۱۳۸۳): "مطالعه سیالات درگیر کانسار

طلای موه و امکان استفاده از آن به عنوان یک معیار اکتشافی

جهت تفکیک زون‌های طلا دار و عقیم"، رساله کارشناسی

ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت معلم تهران، ایران،

۱۲۰ صفحه.

میزبان کانه‌زایی بوده و از کانی‌های کلریت، کلسیت، بیوتیت، و کوارتز به همراه رگچه‌های کوارتز-پیریتی طلادار تشکیل شده است.

۴- شکل‌گیری برخی از کلریت‌ها و پیریت‌ها در ارتباط مستقیم با دگرسانی بیوتیت‌ها هستند.

۵- داده‌های ایزوتوپی نشانگر آنند که نمی‌توان فقط یک خاستگاه برای شاره‌های کانه‌زا در نظر گرفت.

۶- گرچه بسیاری، گرماب با خاستگاه دگرگون ناحیه‌ای را برای کانه‌زایی پیشنهاد می‌کنند، ولی بنابر نتایج به دست آمده این گرماب‌های خاستگاه آذرین را نیز نمی‌توان نا دیده گرفت.

مراجع

[1] Rashidnejad Omran. N, (2002) "Petrology and Geochemistry of the Volcano-sedimentary and plutonic rocks of the south of the Delijan", Concentration on Gold mineralization, PhD thesis, Tarbiat Moddares University, Tehran, Iran, 404p.

[۲] شهاب پور، ج.، (۱۳۸۲): "زمین‌شناسی اقتصادی"، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران، ۵۴۳ صفحه، صفحه ۲۶۶، چاپ دوم.

[3] Hoefs J., (1973): "Stable Isotope Geochemistry, in Minerals and Rocks", Springer – Verlag, Heidelberg.

[۴] مر ف.، مدبری س.، (۱۳۷۷): "مبانی زمین‌شیمی"، مرکز نشر دانشگاهی تهران، چاپ اول، ۷۸۸ صفحه

[5] Urey H. C., (1947): "The thermodynamic properties of isotopic substances", Journal of the Chemical Society, p. 562-581.

[6] Taylor H. P. Jr., (1980): "The effects of assimilation of country rock by magma on $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematics in igneous rock", Earth Planet. Sci. letters, v. 47, p.243-254.

[7] Kyser T.K., O'Neil J.R., Carmichael I.S.E., (1982): "Genetic relations among basic lavas and ultramafic nodules", evidence from oxygen isotope compositions: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 81, p. 88-102.

[8] Bigeleisen J., (1965): "Chemistry of isotopes", Science, 147, 463-471.

[9] Henderson P., (eds.), (1984): "Rare earth element Geochemistry", Elsevier, New York, A series of papers on rare – earth distribution,

and intracrystalline creep evaluated by oxygen isotope geothermometry”, *Tectonophysics*, 38, 241–258.

[28] O’Hara K.D., Sharp Z.D., Moecher. D.P., Jenkin G.R.T., (1997), “*The effect of deformation on oxygen isotope exchange in quartz and feldspar and significance of isotopic temperatures in mylonites*”, *J. Geol.*, 105, 193–204.

[29] Ohmoto H., (1972): “*Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Econ. Geol.*”, 67, 551-578. A theoretical study of effects on isotope distribution of the temperature, pH, oxygen fugacity, and ionic strength of hydrothermal solutions.

[30] Ohmoto H, Rye. R.O, (1979) “*Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes, H.L., (Ed.)*”, *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Wiley, New York, 798 p.

[۳۱] خویی ن.، (۱۳۶۶): “ارتباط کانی سازی طلائی موته با

گرانیت های مجاور آن”، ششمین گردهمایی علوم زمین.

[32] Goldfarb R.J., Leach D.I., Pickthron W.J., Paterson C.J., 1988., “*Origin of lode-gold deposits of the Juneau gold deposit*”, southeast Alaska. *Geology* 16, 440– 443.

[33] Kerrich R., (1987): “*The stable isotope geochemistry of Au-Ag vein deposits in metamorphic rocks*”, In: Kyser TK (Ed) *Mineral Canada Short Course Handbook* 13: 287±336

[34] Matsuhisa. Y, Goldsmith. J.R, Clayton. R.N, (1979), “*Oxygen isotope fractionation in the system quartz–albite–anorthite–water*”, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1131–1140.

[21] Moritz R., Ghazban. F., Singer B.S., (2006): “*Eocene Gold Ore Formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan Tectonic Zone, Western Iran*”, A Result of Late-Stage Extension and Exhumation of Metamorphic Basement Rocks within the Zagros Orogen, *Economic Geology*, v.101, pp. 14.

[22] Meheut M., Lazzeri M., Balan E., Mauri F., (2007), “*Equilibrium isotopic fractionation in the kaolinite, quartz, water system*”, Prediction from first-principles density-functional theory, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71, 3170-3181.

[23] Moritz R., Ghazban F., (1995): “*Gold mineralization in the Precambrian basement of the Zagros belt, Esfahan province, Iran*”, in mineral deposits, Pasava Kribek and Zak (Eds), Balkem, Rotterdam, 161-164.

[24] Barnes H. L., (1979): “*Geochemistry of hydrothermal ore deposits*”, 2nd Edition, Wiley, p. 798, pp.151.

[25] O’Neil JR, Chappell BW (1977): “*Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale Batholith.*”, *J Geol Soc Lond* 133:559– Sheppard SMF (1986) Characterization and isotopic variations in Stable isotope in high temperature geological processes. *Rev.*

[26] Voll G., (1976) “*Recrystallization of quartz*”, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance, *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 56, 641–647.

[27] Kerrich R., Beckinsale R.D., Durham J.J., (1977): “*The transition between deformation regimes dominated by intercrystalline diffusion*