ارزیابی منشأ مگنتیت و سولفیدهای همراه در کانسار آهن گلگهر (سیرجان) با استفاده از دادههای ایزوتوپ اکسیژن و گوگرد یلدا بیاتیراد^{ا، حسن} میرنژادا* و جلیل قلمقاش^۲

یدا بیای راد، حسن میرمران و جمین ممسی ⁽پردیس علوم، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران. ^۲سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران. تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱۰/۰۷ تاریخ پذیرش: ۲/۹۹/۹/۱۳۸۹

چکیدہ

معدن آهن گل گهر سیرجان با تناژ کلی ۱۱۳۵ میلیون تن، یکی از منابع عظیم و ارزشمند آهن ایران به شمار میرود. کانه اصلی در این کانسار، مگنتیت و مقادیر کمتری هماتیت است. مگنتیتهای کانسار گل گهر دارای مقادیر ۵⁸¹۵ از ۳/۸۰% هستند. بر این اساس مقادیر ۵⁸¹۵ بر آورد شده برای سیالهایی که در تعادل ایزو توپی با مگنتیت می باشند، از ۱۰% تا ۱۱/۳ منعیر است که کمی بالاتر از دامنه معمول برای آبهای ما گمایی واقع می شود. نسبتهای ایزو توپی اکسیژن در مگنتیتهای کانسار گل گهر دارای مقادیر ۵⁸¹۵ از ۳/۸۸ تا ز دامنه معمول برای آبهای ما گمایی واقع می شود. نسبتهای ایزو توپی اکسیژن در مگنتیتهای کانسار آهن گل گهر دلالت بر تشکیل آنها از سیالهایی با منشأ ما گمایی دارد و مقادیر ۵⁸¹۵ به نسبت بالا در این سیالها نشان می دهد که برقراری تبادل دوباره ایزو توپی اکنسیژن در مگنتیت می با منابعی که از ۵⁸¹۵ منه ای ساز آهن گل گهر دلالت بر تشکیل آنها از سیالهای با منشأ ما گمایی دارد و مقادیر ۵⁸¹۵ به نسبت بالا در این سیالها نشان می دهد که برقراری تبادل دوباره ایزو توپی سنگی می تری مگنیت با منابعی که از ۵⁸¹۵ منی بودهاند (اعم از سیالها یا سنگهای غنی از ¹⁰⁰۱)، رخ داده است. این فرضیه با محیط برشی تشکیل کانسار و حضور فر اوان سنگهای رسوبی و آذرین دگر گون شده با مقادیر ¹⁰۵۵ مندی در منطقه تطابق کاملی دارد. مگنتیت گل گهر کانی پیریت است که به صورت پر کنده فضای خالی سنگهای مارد. مینتیت گل گهر کانی پیریت است که به صورت پر کنده فضای خالی سیان دانههای مگنین را ۲۰٬۰۰۵ می راوان می داندهای مگنین ترفتر ها بر میزان گو گرد افزوده می شود. اصلی ترین فاز سولفیدی موجود در سنگ آهن گل گهر کانی پیریت است که به صورت پر کنده فضای خالی میان دانههای مگنین ژدا بر میزان گو گرد افزوده می شود. اصلی کرین فاز سولفیدها وجود دارد. میانگین کا³⁴۵ پیری می میرون که می واند. آمار می گیرد که این شباهت می تواند نشاندهنده منشاگیری گو گرد از چنین منابعی باشد. ته سیست سولفیدها با دردور به فردی سی شان رسوبی به فازهای پسین بعد از تشکیل مگنتیت به وجود در می شرد در می شیرد خانهی شانه را مانی می و دنشان می دهند بخش بیشتر پیری می می و در نمونه ها نمان می ده در نمونه ها را می می و در نمونه می می واند نشانده می می قرد. می میرد می میرده در مونه می می میزد می منا گیری مانبی میور بانه می دهنده میمی میرو

کلیدواژهها: مگنتیت، سولفید، ایزوتوپ اکسیژن و گوگرد، گل گهر، سیرجان، منشأ ماگمایی، سولفاتهای آب دریا و تبخیری. *نویسنده مسئول: حسن میرنژاد

1- مقدمه

کانسار سنگ آهن گل گهر سیرجان در قالب شش ناهنجاری مجزا با میزبان سنگهای دگر گونی به طور عمده از فرامافیکهای سرپانتینی شده، گابروهای دگر گون شده، مرمر دولومیتی، میکاشیست، گنایس و آمفیبولیت تشکیل شده است. از میان این شش بی هنجاری، توده شماره یک به صورت عدسی کشیدهای با امتداد خاوری- باختری و ذخیره قطعی ۱۸۵ و احتمالی ۷۸۰ میلیون تن در حال اکتشاف و بهرهبرداری است. امروزه نظریههای مختلفی در مورد نحوه زایش و تکوین این کانسار ارائه شده است به طوری که تاکنون توافقی در این مورد بین پژوهشگران حاصل نشده است. امروزه با ایزوتوپی که در حال حاضر جایگاه و یه کارگیری روشهای جدید از جمله تجزیههای بیشرفت روشهای آزمایشگاهی و به کارگیری روشهای جدید از جمله تجزیههای ایزوتوپی که در حال حاضر جایگاه ویژه ای در مطالعات زمین شناسی کانسارها دارند، با اطمینان بیشتری میتوان در جهت رد یا تأیید نظریههای پیشین گام برداشت. نظر به و اکسیژن بر روی فازهای سولفیدی و همچنین مگنتیت کانسار آهن گل گهر صورت نگرفته است، این نوشتار، با هدف تشخیص منابع احتمالی گو گرد و منشأ مگنتیت بایینی مطالعه الگوی ترکیب ایزوتوپی به دست آمده از نمونهها در بخش مگنتیت پایینی کانسار آهن گل گهر سیرجان می پردازد.

۲- زمینشناسی

کانسار سنگآهن گلگهر سیرجان در ۵۰ کیلومتری جنوب باختری شهرستان سیرجان (استان کرمان)، بین طول جغرافیایی' ۱۵ °۵۵ تا ' ۲۴ °۵۵ خاوری و عرض جغرافیایی ' ۰۳ °۲۹ تا ' ۲۰ °۲۹ شمالی واقع شده است. ناحیه معدنی گلگهر در زون ساختاری سنندج- سیرجان قرار گرفته و مجموعه سنگهای آن تحت تأثیر WWW.SID.ir

رخدادهای کوهزایی سیمرین آغازین دگرگون شدهاند. این ناحیه به طور عمده از سنگ های دگرگونی شامل مجموعه گل گهر (شامل تناوبی از گنایس، میکاشیست، آمفیبولیت و کوارتز شیست در بخش پایینی و گنایس و کوارتز شیست در بخش های رسوبی مزوزوییک و سنوزوییک (شامل کنگلومرا، آهک ریفی، ماسه سنگ آهکی، شیل و توربیدایت) و آبرفت های کواترنر (شامل پادگانه ها و مخروط افکنه های شیل و توربیدایت) و آبرفت های کواترنر (شامل پادگانه ها و مخروط افکنه های سنگ ها هنوز مورد تردید بوده و دو سن ژوراسیک (قلمقاش و میرنژاد، ۱۳۸۷) و پالئوزوییک پایینی (۱۳۸۲, Sabebei et al., 1977) و کنترل کننده ساختاری در محل جایگزینی کانسار توسط بررسی های ژئوفیزیکی رانده زاگرس، تمرکز بی هنجاری های مغناطیسی از نظر آماری خیلی کم است در حالی که در امتداد گسل های عادی با امتداد SNM یا دقار ماری خیلی کم است در آهن زیاد است (ISM)، شکل آمدور که در محل گسل های وارون موازی گسل رانده زاگرس، تمرکز بی هنجاری های مغناطیسی از نظر آماری خیلی کم است در حالی که در امتداد گسل های عادی با امتداد SNM یا دکانسار های وارون موازی گسل رانده زاگرس، تمرکز بی هنجاری های مغناطیسی از نظر آماری خیلی کم است در آهن زیاد است (ISM)، موده مواد می ای در محل یا در ماری کنه واره کانسارهای رانده زاگرس، تمرکز بی هنجاری های مناطیسی از نظر آماری خیلی کم است در راین مورز یاد است (Rajaeian & Halaji, 1991)، آمی زیاد است مورد مطالعه و زمین شناسی آن را نشان می دهد.

۳- سنگشناسی و کانهنگاری

بر اساس تمرکز کانی های سولفیدی و همچنین روند عملکرد هوازدگی، توده شماره یک به سه بخش مگنتیت بالایی که تقریبا" فاقد کانی های سولفیدی است، بخش اکسیدان شامل مگنتیت، هماتیت و مقدار ناچیزی سولفید و بخش مگنتیت زیرین حاوی مقادیر فراوانی از کانی های سولفیدی، تقسیمبندی شده است. سولفیدها از نظر

فراوانی به ترتیب شامل پیریت، کالکوپیریت و پیروتیت هستند و بخش زیرین با تناژ ۸۲/۶ که حجم عمده توده کانسار را تشکیل میدهد بالاترین عیار گوگرد (بیشتر از ۰/۲%) را دارد (یعقوبی، ۱۳۷۸). استخراج سنگ معدن گلگهر در حال حاضر به زون مگنتیت زیرین محدود میشود. مطالعه مقاطع نازک صیقلی نشان میدهد که فاز اصلی کانیزایی در توده شماره یک، مگنتیت است که با فازهای فرعی سولفیدی (به طور غالب پیریت و به مقدار کمتر کالکوپیریت) همراه است. بافت مگنتیت در بیشتر نمونهها به صورت تودهای و بی شکل است (شکل ۲– الف). در تعدادی از نمونهها مگنتیت دارای بافت همسان دانه (دانههای به هم قفل شده با زاویه ۱۲۰ درجه) بوده (شکل ۲-ب) و در برخی نیز به شکل تکههای خرد شده با اندازههای متفاوت است (شکل ۲- ج). در موارد نادر مگنتیت به صورت تعداد زیادی قطعات کوچک است که در مجموع یک قطعه بزرگتر را میسازند (شکل ۲– د). هماتیتی شدن مگنتیت در امتداد سطوح رخ اکتاهدری باعث ایجاد بافت ویدمن اشتاین در برخی از نمونهها شده است (شکل ۲- ه). در پیریتهای همراه با مگنتیت سه نسل از کانهزایی پیریت دیده می شود که به ترتیب عبارتند از: پیریت نسل اول که به صورت تودهای و بي شکل بوده و فضاي خالي بين دانه هاي مگنتيت را پر کرده است (شکل ۳- الف). این نوع پیریت به صورت لایهای نیز دیده می شود که دارای جهت یافتگی مشخصی در بین کانی های مگنتیت است (شکل ۳– ب). به نظر میرسد چنین جهت یافتگی بر اثر فرایندهای دگرگونی به وجود آمده که بافت همسان دانه در مگنتیت و جهت یافتگی در پیریت را باعث شده است. در نمونه دستی نیز پیریت به شکل قطره و عدسیهای کوچک اما با حالتی جهت یافته در بین دانههای مگنتیت قرار دارد. البته در تعدادی از نمونهها این نوع پیریت به نظر به صورت خرد و شکسته شده تحت تأثیر فعالیتهای زمینساختی مرتبط با گسلش در بین کانیهای مگنتیت واقع میشود (شکل ۳– ج). پیریت نسل دوم با کانیهای سیلیکاتی سرپانتین، تالک و کلینوکلر همراه است که با اشکال سوزنی و ستونهای کشیده به درون پیریت نفوذ کردهاند (شکل ۳- د). این نوع پیریت به احتمال همان پیریت نسل اول است که کانی های ثانویه به درون آن نفوذ کردهاند. پیریت نسل سوم به صورت رگههایی باریک، درز و شکافها و شکستگیهای مگنتیت و کانیهای سیلیکاتی را پر کرده است (شکل ۳- ه). این نوع پیریت در نمونه هایی که تالک تنها کانی سیلیکاتی تشکیل دهنده آنها است نیز وجود دارد (شکل ۳-ر). به طور کلی می توان گفت که پیریت نسل اول در همه نمونهها موجود است در حالي كه پيريت نسل دوم به طور چيره با نمونههايي كه سرپانتینی شده و کانی های سنگ میزبان آن سرپانتین و کلینو کلر هستند، همراه است و پیریت نسل سوم در نمونههایی موجود است که دارای کلینوکلر و تالک هستند. بافت مگنتیت در همه نمونهها به صورت تودهای و بی شکل است، بجز نمونههایی که در آنها سرپانتینی شدن باعث رشد تیغهها و سوزنهای سرپانتین و کلینوکلر به درون مگنتیت و پیریت شده است. در چنین نمونههایی مگنتیت دارای بافت همسان دانه است.

4- روش تحقيق

به منظور بررسی ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در مگنتیتهای کانسار آهن گلگهر، ۵ نمونه مگنتیت از پیت شماره یک معدن، مورد آزمایش ایزوتوپی اکسیژن در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه اتاوا کانادا قرار گرفت که مقادیر ۵⁸اکم آنها در جدول ۱ نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس (SMOW) آورده شده است. همچنین ۷ نمونه سولفیدی از کانسنگ مگنتیت انتخاب و نسبت ایزوتوپی گوگرد آنها اندازه گیری شد. مقادیر ۵⁸اک این نمونهها نسبت به استاندارد ترویلیت کانیون دیابلو (CTD) در جدول ۲ نشان داده شده است.

۵-نتایج

جدول ۱ نشان می دهد مگنتیت در نمونه ها نسبتا" غنی از ¹⁸0 بوده و دامنه مقادیر ⁸δ⁸ آنها از ۲/۳% تا ۸/۴% متغیر است. در جدول ۲ دیده می شود که دامنه تغییرات δ³⁴S پیریت نمونه ها محدود بوده و از ۲۳/۶۴ % تا ۲۵% تغییر می کند. نمونه های G6 و G11 که کانی های سیلیکاتی همراه آنها تالک و کلینو کلر هستند دارای بیشترین مقادیر ³⁴δ (به ترتیب ۲۵% و ۲۴/۶۵ %) بوده و نمونه BH83 که از یک مغزه حفاری انتخاب شده است دارای کمترین مقدار ³⁴δ (۲۳/۴۶ %) است. مابقی نمونه ها دارای مقادیر ³⁴δ بین ۲۴/۳۲ % تا ۲۴/۴۳ % هستند.

6- بحث

۶ -۱. نتایج دادههای ایزوتوپی اکسیژن

 $1000 \ln a \frac{Mt}{W} \approx \delta_{Mt} - \delta_{W} \approx A[10^{6} \text{ T}^{-2}] + B$

همچنین با استفاده از نمودار تغییرات ایزوتوپی اکسیژن میان کانی و آب به صورت تابعی از دما بر حسب درجه سانتی گراد (شکل ۴)، می توان حدود مقادیر ⁰⁸¹۵ سیال را بهدست آورد. نمودار افقی این نمودار اختلاف مقادیر ⁰⁸⁶۵ مگنتیت و آب را در برابر طیف دمایی ۲۰۰۰°– (نمودار عمودی) نشان می دهد. همان طور که در این نمودار دیده می شود برای مثال اختلاف مقادیر ⁰⁸¹۵ مگنتیت و آب در ۲۰۰۰ برابر ۸/۸ – % و نمونه BH83 به طور فرض دارای ⁰⁸¹۵ برابر ۸/۳% است. بنابر این داریم:

$\Delta \delta_{W}^{Mt} = \delta_{_{Mt}} - \delta_{_{W}}$

 $-6.8\%_0 = 3.8\%_0 - \delta_w \rightarrow \delta_w = 10.6\%_0$

بدین ترتیب مقادیر ۵^۱۵ سیال برای این نمونه در دمای ۲۰۰° ۸۰۰% ۱۰/۶ بهدست می آید. به همین ترتیب میانگین مقادیر ۵^۱۵ سیال برای هر نمونه در طیف دمایی ۲۰۰۰– ۵۰۰ بر آورد شده و در جدول ۲ نشان داده شده است.

همان طور که در جدول ۲ دیده می شود، سیال در تعادل با مگنتیت در این طیف دمایی دارای مقادیر $O^{81}\delta$ بالایی است به طوری که مقادیر $O^{81}\delta$ این سیال ها فاصله کمی نسبت به مقادیر $O^{81}\delta$ آب های ماگمایی و مقادیر شاخص گوشته داشته و نزدیک به دامنه مقادیر $O^{81}\delta$ به دست آمده برای سیالهای در تعادل ایزو توپی با مگنتیت در کانسارهای آهن اسفوردی و بی هنجاری شمالی (منطقه بافق یزد) واقع می شود (شکل ۵). حتی در طیفهای دمایی بالاتر و پایین تر از این طیف ($O^{\circ}-0-e$ و $O^{\circ}-0.0$) نیز مقادیر $O^{81}\delta$ سیال با کمی اختلاف در همین محدوده واقع می شود. برای مثال نمونه BH83 با مقادیر $O^{81}\delta$ سیال برابر به تر تیب $O^{1/7} %$ و $e_{0}^{\circ} (17/9) + 100 \%$ دارة: -6.6% - 3.8% - $\delta_{W} \rightarrow \delta_{W} = 10.4\%$ و تب

بنابراین تغییرات دما اختلاف قابل توجهی در مقادیر ⁸¹0 سیال به وجود نمی آورد و با در نظر گرفتن میانگین مقادیر ⁸¹0 مگنتیت نمونهها برابر ۴/۱۰%، کم و بیش در همه طیفهای دمایی این دامنه مقادیر برای سیال از ۱۰% تا ۱۲/۸% متغیر خواهد بود. علت این امر مقادیر ⁸¹0 به نسبت بالای مگنتیت است، به طوری که می توان گفت سیال هایی که با آن در حال تعادل ایزو توپی بودهاند نیز دارای مقادیر ⁸¹0 بالایی بودهاند.

منشأ سیالهای سنگین از نظر ایزوتوپی در کانسار آهن اسفوردی (نوع کانسارهای آهن آپاتیتی کایرونا)، برهمکنش سیالهای ماگمایی با سیالهای شور دما پایین تر در توالی های غنی از کربنات زیرین در نظر گرفته شده است (Jami et al., 2007). همچنین صادقی (۱۳۸۶) با قرار دادن کانسار آهن بی هنجاری شمالی در رده کانسارهای آهن گرمابی، سیالها را مشتق شده از منابع ماگمایی قلمداد می کند. با توجه به شواهد صحرایی که دلالت بر دگرگون شدن همزمان مگنتیت و سنگ میزبان آن دارد (مثل ارتباط نزدیک توالی های تالک و سریانتین با مگنتیت و دیگر شواهد)، احتمالاتی که برای توجیه مقادیر ۵۱۶۵ بالاتر از حد معمول سیالهای ماگمایی میتوان در نظر گرفت به شرح زیر است: ۱) آمیختگی سیالهای با منشأ ماگمایی با سیالهایی که می توانند از نظر منشأ، بسیار متفاوت بوده اما همگی در ویژگی سنگین بودن از نظر ایزوتوپی مشترک باشند، ۲) تبادل ایزوتوپی دوباره اکسیژن مگنتیت با سنگ میزبانهای غنی از O⁸⁰ در طول زمان و در حین دگرگونی پیشرونده و ۳) آزاد سازی سیالهای با منشأ دگرگونی، فسیل یا سازندی محبوس شده در نهشتهها (که به طور معمول از نظر ایزوتوپی سنگین هستند) در حین دگرگونی و برقراری تبادل ایزوتوپی دوباره اکسیژن مگنتیت با آنها در طول زمان و در حین دگرگونی پیشرونده.

از آنجا که آب ماگمایی صرف نظر از ترکیب ایزوتوپی آن یک تجسم فلسفی است و احتمالا" به صورت سالم و دست نخورده در پوسته زمین موجود نیست، میتوان گفت که ترکیب ایزوتوپی آن نه فقط در اثر تبادل با سنگهای پوستهای در یک طیف دمایی گسترده تغییر می کند، بلکه ممکن است با آب هایی با منشأهای مختلف نیز مخلوط شود (Faure & Mensing, 2005). همچنین در دماهای بالای ۳۵۰°C کاهش دما باعث تهیشدگی مگنتیت از ^{۱8}0 نسبت سیال در تعادل با آن میشود، به عبارت دیگر مگنتیت تشکیل شده از یک سیال با منشأ ماگمایی که در حال سرد شدن است، باید همیشه مقادیر ۵^{۱8}O کمتری نسبت به مگنتیت موجود در یک سنگ آذرین داشته باشد(Rose et al., 1985). در حالی که در کانسار آهن گل گهر عکس این موضوع صادق بوده و مقادیر ⁵¹⁸0 مگنتیت بیشتر در دامنه معمول این مقادیر در سنگهای آذرین قرار می گیرد. بدین ترتیب می توان تهنشست مگنتیت با مقادیر ⁰ا8ه بالاتر از مقادیر معمول آبهای ماگمایی را به مخلوط شدن سیالهای گرمابی تأخیری منشأ گرفته از تودههای نفوذی در حال سرد شدن با سیالهایی نسبت داد که در اثر چرخش در توالیهای سنگی غنی از ¹⁸0 (مثل سنگهای رسوبی و آذرین دگرگون شده یا کربناتها) و برقراری تبادل ایزوتوپی با آنها از 0⁸ غنی شدهاند. منشأ این سیالها میتواند آبهای جوی، فسیل، ماگمایی، دگرگونی و یا مخلوطی از آنها باشد. این آبها دارای دما و شوری زیادی نیز هستند زیرا میزان ¹⁸O سیال رابطه مستقیمی با شوری و دمای آن دارد (Barnes, 1997). آبهای جوی عادی معمولا" مقادیر δ¹⁸O پایینتر از ۰۰% داشته و تفاوت بسیار زیادی با دامنه مقادیر ⁸⁰0 بهدست آمده برای سیالهای کانهزا در کانسار گل گهر داشته در حالی که آبهای دگر گونی با مقادیر ⁸¹0 بالا (۲۸%–۴%) شباهت زیادی با این سیالها www.SID.ir

دارند (شکل ۶). آبهای فسیل در نهشتههای دارای مقادیر ⁸⁸0 بالاتر از ۵۰% هستند و تبادل ایزوتوپی این آبها با نهشتهها یا سنگ های آذرین در دمای بالاتر از ۲°۶۰۰ میتواند مقادیر ⁸¹⁸0 آب را تا حدود ۷۷ بالا ببرد (Rose et al., 1985). به طور کلی میتوان گفت که فرایندهای دگر گونی چه به صورت آزاد سازی سیالهای دگر گونی و فسیل محبوس (که توسط آمیختگی با آبهای ماگمایی سبب بالا رفتن مقادیر ⁸¹⁰ آنها می شوند) و چه به صورت برقراری تعادل ایزوتوپی دوباره بین سیال و سنگ های دگر گونی (با مقادیر ⁸¹⁰ بالا)، عامل اصلی بالاتر بودن مقادیر ⁸¹⁰

۶-۲. نتایج دادههای ایزوتوپ گوگرد

مهم ترین منابع گوگرد در کانسارها شامل منابع ژرفایی (گوشته یا پوسته یکنواخت شده)، سنگهای قارهای محلی، آب دریا یا تبخیریهای دریایی هستند (Sharp, 2006). همچنین سه منبع مجزا از نظر ایزوتوپی برای گو گرد وجود دارد که عبارتند از: ۱) گوگرد مشتق شده از گوشته با مقادیر δ³⁴S حدود ۰%، ۲) گوگرد آب دریا با مقادیر گ³⁴S حدود ۲۰% و ۳) گو گرد رسوبی خیلی احیا شده با مقادیر گسترده منفی از ⁸³⁴S. تغییر در ترکیب ایزوتوپی گوگرد ناشی از دو فرایند است: ۱) کاهیدگی یونهای سولفات به سولفید هیدروژن توسط باکتریهای بیهوازی که این امر موجب غنی شدن سولفید هیدروژن از S²⁸ می شود (کاهیدگی باکتریایی سولفات) و ۲) واکنش های تبادل ایزوتوپی مختلف بین یون ها، مولکول ها و جامدات گوگرددار که توسط آنها S³⁴S در ترکیبات دارای بالاترین حالت اکسایش گوگرد یا بیشترین نیروی پیوندی متمرکز میشود (کاهیدگی ترموشیمیایی سولفات) (Hoeffs, 2009). كاهيدگي باكتريايي سولفات، كاهيدگي آلي(ارگانيكي) غير باکتریایی سولفات در حضور هیدروکربن ها و کاهیدگی سولفات توسط آهن فرو به ترتیب در دماهای ۲°۸۰– ۱۰، ۲°۷۵– ۷۵ و بالای C°۲۵۰ انجام می شود (Sharp, 2007). دو عامل مهم که باید در بررسی تغییرات دامنه مقادیر δ³⁴S در نظر گرفته شوند، یکی تأثیر مقادیر ایزوتوپی گوگرد منبع و دیگری تأثیر فرایندهای ایجاد کننده تفکیک ایزوتوپی هستند. (Gehlen et al. (1983) نشان داد که علائم ایزوتوپی اولیه در کانی هایی که تحت شرایط دگر گونی ۲°۶۷۰ دما و ۵kb فشار قرار گرفتهاند، باقی میماند. همچنین بررسی رفتار ایزوتوپهای گو گرد در حین د گر گونی ناحیهای نشان میدهد که پراکندگی مقادیر δ³⁴S در تمام انواع سنگهای دگرگونی، توسط علائم ایزوتوپی سنگ مادر آنها تحت تأثیر قرار گرفته است. بنابراین حفظ و نگهداری الگوی تفکیک ایزوتوپی اولیه قانون چیره است. مهمترین منبع گوگرد سنگین از نظر ایزوتوپی سولفاتهای آب دریا هستند و فرایندهای تفکیک ایزوتوپی مختلف میتواند در مقادیر گ³⁴S اولیه سولفات تغییراتی را ایجاد کند. گوگرد موجود در سنگهای رسوبی حدود ۶۰ درصد مجموع گوگرد موجود در پوسته و سیستمهای اقیانوسی را تشکیل میدهند، در حالی که در سنگهای آذرین مقدار گو گرد حدود ۳۰ درصد است، بنابراین گو گرد آب دریا به طور مستقیم یا غیرمستقیم مهمترین نقش را در زایش بسیاری از نهشتههای کانساری ایفا می کند. همچنین اقیانوس،ا مهمترین مخزن گوگرد در چرخههای ژئوشیمیایی در مقیاس جهانی هستند (Rollinson, 1995). بررسیها نشان میدهند که مقادیر δ³⁴S سولفات آب دریا از زمان پرکامبرین تا کنون همواره بالاتر از ۱۵‰ بوده و منبع اصلی گوگرد در کانسارهایی با مقادیر گ³⁴5 گسترده مثبت (از ۴% تا ۲۸%)، شامل کانسارهای مسيو سولفيد با ميزبان آتشفشانی (VMS) و ميزبان رسوبی (SMS) و کانسارهای چينهسان/ چينه کران با ميزبان دولوميت (MVT) است (Melezhik et al., 2000). همچنین در کانسار Iron Oxid Cupper Gold Deposites) آناتولی در ترکیه جابه جایی مقادیر ³⁴S از مقادیر ۰۰% به سمت مقادیر مثبت (تا ۵۵%-۴۰%)،

به شرکت شورابه های تبخیری نسبت داده می شود (Marschik et al., 2008). تغییرات مقادیر $\delta^{34}S$ گو گرد در ناحیه Gamsberg, Aggeneys در جنوب آفریقا نشان دهنده دو منبع جداگانه برای گو گرد (گو گرد ماگمایی- برون دمی (۵۰ مالا محافی) و گو گرد مشتق شده از آب دریا (تبخیری)، (۵۰ مالا محافی) است (Gehlen et al., 1983) است دامنه ترکیب ایزو توپی گو گرد در کانسار آهن هماتیت- ژاسپر باریت (نوع سوپریور) Jingtieshan، همراه با کانی زایی مس در چین (ایالت Gansu) مطابق با دامنه سولفات های آب دریا یا تبخیری ها است (۳۵ مالا محافی که). به نظر با دامنه سولفات های آب دریا یا تبخیری ها است (۳۵ مالا که مخافی کاهیدگی سولفات آب دریا به S_2 در طول برهمکنش زیر سطحی با کانی های آهن فرودار، و پس از ته نشست تشکیلات آهنی ایجاد شده است.

نمونه های پیریت دار کانسار آهن گل گهر سیرجان با میانگین ۲۴/۳۳%، با این مقادیر در سولفات آب دریا (حدود ۲۰%) و سولفات های تبخیری (۳۰%-۱۰%) مشابهت فراوانی دارد که میتواند نشان دهنده منشأگیری گوگرد از سولفاتهای آب دریا و یا سولفات های تبخیری باشد (شکل ۷). سولفات می تواند در محیط های دما بالا توسط یونهای آهن فرو کاهیده شود. سولفیدهایی که در طی این فرایند تشکیل می شوند، مقادیر ³⁴S، ۰% تا ۲۵% سبکتر از سولفات اولیه خواهند داشت (تفکیک سولفات- سولفید معادل ۰۰% تا ۲۵%). در حالی که کاهیدگی ترموشيميايي سولفات توسط مواد آلي منجر به توليد سولفيدهايي با مقادير δ³⁴S ٠ % تا ١٠% سبكتر از سولفات اوليه مي شود (تفكيك سولفات- سولفيد معادل ٠% تا ۱۰%). همچنین تولید H₂S در نتیجه کاهیدگی سولفات تبخیری توسط سیالهای غنی از کربن آلی که در ژرفا تولید می شوند نیز تفکیک سولفات- سولفید معادل ۰% تا ۱۰% ایجاد می کند (Ohmoto & Rye 1979). بنابراین فرایند کاهیدگی ترموشيميايي توسط مواد آلى باعث ايجاد تفكيك كمترى نسبت به فرايند كاهيدكي ترموشیمیایی توسط یونهای آهن فرو میشود. از آن جایی که تفکیک ایزوتوپی بین سولفات حل شده در آب اقیانوس و ژیپس یا انیدریت کم است، سولفات های تبخیری به خوبی نمایانگر ترکیب ایزوتوپی گوگرد سولفات دریایی در طول زمان هستند (Hoeffs, 2009). با در نظر گیری مقادیر δ³⁴S برابر ۲۵% تا ۳۰% برای آب دریای پروتروزوييک پيشين- پالئوزوييک پسين (Ma-۶۰۰ Ma معادل سن کانسار آهن گلگهر و مطابق با منحنی جهانی سولفات آب دریا از Thod & Monster, 1964)، مقادیر ⁸³⁴ برابر ۲۴/۳% در سولفیدهای کانسار آهن گل گهر نشاندهنده تفکیک ایزوتوپی محدود (۶%–۱۰%) نسبت به سولفاتهای اولیه و همچنین نشاندهنده سهم بیشتر اثر ایزوتوپی منبع نسبت به اثر فرایند است.

کاهیدگی سولفاتهای تبخیری در یک سامانه بسته موجب می شود که سولفید علائم ایزوتوپی سولفات اولیه را به ارث ببرد. بر همین اساس فرایند کاهیدگی سولفات تبخیری/ دریایی توسط مواد آلی، برای تفسیر مقادیر ³⁴8 دیده شده در پیریتهای کانسار آهن گل گهر پیشنهاد می شود، البته با توجه به حضور آهن فراوان فرو نیز دور از ذهن نیست اما با توجه به تفکیک بسیار محدودی که در مقادیر ³⁴ فمونهای پیریت دار کانسار آهن گل گهر نسبت به آب دریای پالئوزوییک صورت گرفته است، فرایند کاهیدگی سیار محدودی که در مقادیر ³⁴ گرفته است، فرایند کاهیدگی سولفات تبخیری/ دریایی توسط مواد آلی ترجیح داده می شود. به طور کلی می توان گفت که نفوذ آب دریا به بخشهای ژرف تر و برخورد می شود. در بر گشت به مناطق کم ژرفاتر به شکل محلولهای گرمابی و شورابههای با تودههای نفوذی دما بالا باعث بالا رفتن دما، شوری و همچنین محتوای فلز آن می شود. در بر گشت به مناطق کم ژرفاتر به شکل محلولهای گرمابی و شورابههای بنجیری، سولفات محلول در آن توسط مواد آلی یا یونهای آهن فرو کاهیده ای باعث تنشست سولفیدهایی با مقادیر ³⁴⁸ مثبت شده است. بررسیهای سنگنشناسی

نیز نشان میدهد که بخش بیشتر پیریت موجود در نمونهها (پیریت نسل اول)، از نظر بافتی و همبود(پاراژنزی) پس از تشکیل مگنتیت به وجود آمده است و بر این اساس تشکیل سولفیدها با منشأ رسوبی (تبخیری/آب دریا) به عملکرد فازهای تأخیری پس از تشکیل کانسار نسبت داده میشود.

۸- نتیجهگیری

دادههای ایزوتوپ اکسیژن در مگنتیتهای کانسار آهن گل گهر نشان میدهد در صورتي كه در ابتدا تعادل ايزوتويي ميان سيال و كاني به طور كامل برقرار شده باشد و پس از آن ترکیب ایزوتوپی کانی طی حوادث بعدی دستخوش تغییر قرار نگرفته باشد، مگنتیت نمی توانسته از یک ماگمای مافیک و به طریقه اور توماگمایی تشکیل شده باشد. همچنین بر اساس نتایج حاصل از این دادهها می توان گفت که مگنتیت از سیالهای با منشأ ماگمایی به وجود آمده است و مقادیر ⁸¹⁸0 به نسبت بالا در این سیالها نشان میدهد که برقراری تبادل دوباره ایزوتوپی اکسیژن مگنتیت با منابعی که از ۱۵۵ غنی بودهاند (اعم از سیالها یا سنگهای غنی از ۱۵۵)، رخ داده است. این فرضیه با محیط برشی تشکیل کانسار و حضور فراوان سنگهای رسوبی و آذرین دگرگون شده در منطقه تطابق کاملی دارد. بررسی های سنگ شناسی نشان دهنده تشکیل مگنتیت و پیریت در طی دو فاز مختلف کانیزایی است به طوری که تشکیل سولفیدها با منشأ رسوبی (تبخیری/ آب دریا) به عملکرد فازهای تأخیری پس از تشکیل کانسار نسبت داده میشود. مقادیر ⁸³⁴S پیریت در نمونههای کانسار آهن گل گهر با این مقادیر در سولفاتهای آب دریا و سولفاتهای تبخیری شباهت دارد. بنابراین منشأ احتمالی که می توان برای گوگرد در نظر گرفت، سولفات آب دریا/ تبخیری است. مقایسه مقادیر δ³⁴S سولفیدهای کانسار آهن گل گهر (برابر ۲۴/۳)) با مقادیر δ³4S آب دریای پروتروزوییک پیشین– پالئوزوییک پسین (δ³4S معادل سن کانسار آهن گلگهر و مطابق با منحنی جهانی سولفات آب دریا از Thod & Monster, 1964)، (برابر ۲۵% تا ۳۰%)، نشاندهنده تفکیک ایزوتوپی محدود (۶%-۱%) این نمونه ها نسبت به سولفات های اولیه و همچنین نشان دهنده سهم بیشتر اثر ایزوتوپی منبع نسبت به اثر فرایند است. بر همین اساس فرایند کاهیدگی سولفات تبخیری/ دریایی توسط مواد آلی، میتوانسته در تشکیل پیریتهای کانسار آهن گل گهر، شرکت داشته باشد. از طرفی رخداد فرایند کاهیدگی ترموشیمیایی سولفات توسط یونهای آهن فرو به دلیل وجود آهن فراوان در محیط نیز محتمل است.

سپاسگزاری

از مدیریت محترم و کارکنان زحمتکش مجتمع معدنی آهن گل گهر سیرجان به واسطه انجام هماهنگیهای لازم جهت بازدید از معدن و شرکت کوشا معدن به خاطر نمونههای مغزه حفاری تقدیر و سپاسگزاری میشود.





شکل ۱ – موقعیت ناحیه مورد مطالعه بر روی نقشه ایران و بخشی از نقشه زمین شناسی گل گهر (۱:۱۰۰۰۰) که واحدهای منطقه را نشان میدهد.



جدول ۱- مقادیر δ¹⁸O نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس (SMOW) در مگنتیتهای کانسار آهن گلگهر(MN) و مقادیر δ¹⁸O محاسبه شده برای سیال در تعادل با آن(Flu) در طیف دماییC۰۰۰–۵۰۰.

Sample No	$\delta^{18}O_{Mt}(\%)$	δ ¹⁸ O Flu (‰) in (500-800°C)
BH83	٣/٨	۱۰/۲
G9	۳/۶	۱.
G15	٣/٩	۱۰/٣
G17	۴/۸	11/٣
G18	۴/۶	11

جدول ۲- مقادیر گ³⁴S نسبت به استاندارد ترویلیت کانون دیابلو (CDT) در پیریت.های واقع در مگنتیت کانسار آهن گل گهر.

شماره نمونه	δ ³⁴ S(‰)
G1	76/64
G6	۲۵
G7	26/19
G9	26/44
G11	24/90
G15	26/26
BH83	23/24



شکل ۲- انواع بافتهای مگنتیت. الف) مگنتیت تودهای و بی شکل، ب) مگنتیت با بافت همسان دانه، ج) دانههای خرد شده مگنتیت در اندازههای متفاوت، د) قطعات کوچک مگنتیت که در مجموع قطعات بزر گنر را می سازند، ه) مگنتیت با بافت ویدمن اشتاین. Py = پیریت، Mt = مگنتیت.



شکل ۳ – انواع فازهای کانیزایی پیریت در نمونه های کانسار گل گهر. الف) پیریت نسل اول که به صورت توده ای فضاهای خالی بین مگنتیت را پر کرده است. ب) پیریت نسل اول که دارای حالتی جهتیافته در میان مگنتیت است. ج) پیریت نسل اول که در ارتباط با گسلش شکسته و خرد شده است. د) پیریت نسل دوم که کانی های سوزنی و تیغه ای شکل سرپانتین و کلینو کلر به درون آن نفوذ کرده اند. ه) پیریت نسل سوم که به صورت رگه ای، درزها و شکستگی های مگنتیت و کانی های سیلیکاتی را پر کرده است. را پیریت رگه ای که همراه با مگنتیت در درون تالک قرار گرفته است. PY = پیریت، Mt = مگنتیت، Cch = کلینو کلر، Sp = سرپانتین، Gung = باطله (سرپانتین، کلینو کلر و تالک)، Tal = تالک



شکل ۴– تغییرات ایزوتوپی اکسیژن بین کانی و آب به صورت تابعی از دما (برگرفته از Faure & Mensing, 2005). عامل تفکیک ایزوتوپی α در این نوشتار به صورت تابع ۱۰۰۰۱nα بیان می شود که به تفاوت عددی بین مقادیر ³⁸اδ کانی و آب در حال تعادل ایزوتوپی با آن (معادله بالا)، بسیار نزدیک است. منحنی ها بر اساس معادلات Friedman & O, neil (1977) رسم شدهاند.



شکل ۶- مقادیر ۵^{۱8}O سنگ ها و مخزنهای زمینشناسی مهم و آبها با منشأهای متفاوت. (دادهها از ; 8005; Melezhik et al., 2000; Hoeffs, 2009; Faure & Mensing , 2005). (Barnes, 1997).



شکل ۵- مقادیر ۵^۱⁸O سیال در تعادل با مگنتیت در کانسار گل گهر در مقایسه با این مقادیر در کانسارهای آهن اسفوردی و بیهنجاری شمالی در منطقه بافق. (دادهها از 2007 Jami et al., 2007) ; Faure & Mensing, 2005 و صادقی، ۱۳۸۴).



شکل ۷ – ترکیب ایزوتوپی گوگرد تعدادی از کانسارهای آهن با منشأ متفاوت. (دادمها از Gehlen et al., 1983; Sun et al., 1998 ; Marschik et al., 2008; Melezhik et al., 2000; Hoeffs, 2009).

ار زیابی منشأ مگنتیت و سولفیدهای همر اه در کانسار آهن گلگهر (سیرجان) با استفاده از دادههای ...



کتابنگاری

حلاجی، ا. و یعقوب پور، ع. م.، ۱۳۷۰- بررسی انواع فازهای سولفیدی موجود در سنگ آهن گل گهر سیرجان، مجموعه مقالات سومین سمپوزیوم معدن کاران ایران، انتشارات دانشگاه تهران، جلد اول: ۱۱۱–۱۴۱.

صادقی، ر.، ۱۳۸۶- بررسی ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آنومالی شمالی (شمال بافق) ایران مرکزی، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران. قلمقاش، ج. و میرنژاد، ح.، ۱۳۸۷ – گزارش سن سنجی مجموعه دگر گونی گل گهر، شرکت مهندسان مشاور تهران پادیر. يعقوبي، ع.، ١٣٧٨– بررسي ژئوشيمي و ژنز کانسار شماره ۲ گل گهر، ياياننامه کارشناسي ارشد، دانشگاه شه از.

References

Barnes, H. L., 1997- Geochemistry of hydrothermal deposits, 3th edition, Weily Interscience, New York, 517.

Faure, G. & Mensing, A., 2005- Principles of isotope geology, 2th edition, Johm Weily & Sons, New York, chapter 25,460.

- Friedman, I., O, neil J. R., 1977- Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In M. Fleischer, ed, chapter KK, U.S. Geol. Surv. Prof, 440.
- Gehlen, K. V., Nielsen, H., Chunnett, I. & Rozendaal, A., 1983- Sulphur isotopes in metamorphosed Precambrian Fe-Pb-Zn-Cu sulphides and barite at Aggeneys and Gamsberg, South Africa, Mineralogical Magazine, V. 47: 481-6.
- Hoeffs, J., 2009- Stable isotope geochemistry, 6th edition, Springer verlag, Berlin Heidelberg New York.
- Jami, M., Alistair, C. D. & Cohen, D. R., 2007- Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite- magnetite deposit, central Iran, Economic Geology, V. 102: 1111-1128.
- Marschik, R., Spikings, R. & Kuscu, I., 2008- Geochronology and stable isotope signature of alteration related to hydrothermal magnetite ores in Central Anatolia, Turkey, Mineralium Deposita, V. 43: 111- 124.
- Melezhik, V. A., Lindahl, I., Pokrovsky, B. & Nilsson, L. P., 2000- Sulphur source and genesis of polymetallic sulphide occurrences of the Ofoten district in the central- north Norwegian Caledonides: evidence from sulphur isotopic studies, Mineralium Deposita, V. 35: 465-489.
- Ohmoto, H. & Rye, R. O., 1979- Isotopes of sulfur and carbon, in Barnes H. L. Geochemistry of hydrothermal deposits, 2th edition, Weily Interscience, New York, 509-567.
- Rajaeian, F. & Hallaji, A., 1991- Statistical examination of geophysical faults from Abade (east of Fars) to north of Bandar Abbas base on reports of Aeroservice, int. rep. of Golgohar mine.
- Rollinson, H. R., 1995- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, chapter 7: 303.
- Rose, A. W., Herrick, D. C. & Deines, P., 1985- An oxygen and sulfur isotope study of skarn-type magnetite deposits of the Cornwall type, Southeastern Pennsylvania, Economic Geology, V. 80: 418-443.
- Sabzehei, M., Eshraghi, S. A., Roshan Ravan, J., Seraj, M., Navazi, M., Hamdi, B. & Ghavidel Syooki, M., 1997- Geological map of Iran 1:100:1000 sheet, Tehran naghshe.
- Sharp, Z., 2006- Principles of stable isotope geochemistry, chapter 10: 409.
- Sun, H., Wu, J., Yu, P. & Li, J., 1998- Geology, geochemistry and sulfur isotope composition of the Late Proterozoic Jingtieshan (Superior-type) hematite-jasper-barite iron ore deposits associated with stratabound Cu mineralization in the Gansu Province, China, Mineralium Deposita, V. 34: 102-112.
- Thod, H. G. & Monster, J., 1964- The sulfur isotope abundances in evaporites and in ancient oceans, in Vinogradov AP (ed) Proc Geochem Conf Commemrating the Centenary of VI Vernadskii,s Birth, V. 2: 630.



Evaluating the Origin of Magnetite and Sulfide Phasess from Gol-Gohar Iron Ore Deposit (Sirjan): Constrains from O and S Isotope Data

Y. Bayati Rad¹, H. Mirnejad^{1*} & J. Ghalamghash²

¹ College of Science, Faculty of Geology, University of Tehran, Tehran, Iran. ²Geological Survey and Mine Explorations of Iran, Tehran, Iran.

Received: 2009 December 28

Accepted: 2010 May 30

Abstract

Gol-Gohar iron mine in Sirjan with general tonnage of 1135 milion tons, is one of the most important iron sources in Iran. The main ore minerals in this ore deposit consist of magnetite and subordinate hematite. δ^{18} O of magnetite ranges from 3.8% to 4.8%, while the calculated δ^{18} O of the fluids that are in isotopic equilibrium with magnetite, varies between 10% and 11.3%. Such isotopic attributes indicates that magnetite originated from magmatic fluids that were also equilibrated with sources enriched in ¹⁸O. This theory completely corresponds with the breaciated environment of Gol-Gohar ore deposit and the presence of metamorphosed sedimentary and igneous rocks with high δ^{18} O amounts. Magnetite in Gol-Gohar ore is pyrite that occupies the spaces between the magnetite grains and occurs as narrow veinletss. The δ^{34} S values of pyrite (23.46%-25%) are similar to those of seawater sulfate (~30%) and evaporative sulfates (10-30%) and thus suggest pyrite originated likely from such sources. Texture and pertogrephic studies also show that sulfides were deposited after the formation of magnetite ore in Gol-Gohar.

Key words: Magnetite, Sulfide, Oxygen Isotope, Sulfur Isotope, Gol-Gohar, Sirjan, Magmatic source, Sea water and evaporative sulfated? WW.SID.ir For Persian Version see pages 139 to 146

* Corresponding author: H. mirnejad; E- mail: mirnejad@khayam.ut.ac.ir