



## مطالعه رفتار عناصر نادر خاکی، سیالات درگیر و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و گوگرد در کانسار آهن اسکارنی ظفرآباد، شمال غرب دیواندره، استان کردستان

مهرداد براتی\* و میثم قلی‌پور

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

دریافت: ۱۳۹۲/۱/۱۷، پذیرش: ۱۳۹۲/۶/۲۳

### چکیده

کانسار آهن اسکارنی ظفرآباد در غرب ایران و در حاشیه شمالی زون سنندج-سیرجان، در ۱۲ کیلومتری شمال غربی شهرستان دیواندره واقع شده است. بر اساس مطالعات زمین‌شناسی سنگهای دگرگونی (کالک شیبستی) و آهنی پیکره اصلی سنگهای رخنمون یافته را در منطقه تشکیل می‌دهند. کانسار آهن ظفرآباد یک توده مگنتیتی عدسی‌شکل و شیب‌دار است که در همبندی سنگهای شیبستی و آهنی قرار گرفته است. کانسار بیشتر با واحدهای شیبستی در آمیخته است و آمیختگی کمتری با سنگ آهن‌ها دارد. کانه اصلی و با ارزش این کانسار مگنتیت است و هماتیت به صورت ثانویه از اکسیداسیون مگنتیت با مقادیر کمتر ایجاد شده است. بر اساس تجزیه و تحلیل مؤلفه‌های محاسبه‌شده برای عناصر نادر خاکی مانند  $Eu/Eu^*$ ،  $Ce/Ce^*$  و  $(Pr/Yb)_{cn}$  در فاز مگنتیتی این کانسار و دامنه تغییرات مقادیر  $\delta^{18}O$  در این کانی که بین  $-5/93$  تا  $-0/28$  ‰ می‌باشد، می‌توان نتیجه‌گیری کرد که منشأ این کانسار از سیالهای با منشأ ماگمایی است. این سیال در هنگام مخلوط شدن با آب جوی به تعادل ایزوتوپی مجدد رسیده است. این فرضیه با محیط برشی تشکیل کانسار و تأثیر آبهای جوی در امتداد این زون تطابق کاملی دارد. مقادیر  $\delta^{34}S$  در پیریت‌های کانسار ظفرآباد کمتر از ۲ ‰ است. بر اساس مطالعات ایزوتوپی گوگرد، مقدار  $\delta^{34}S_{H_2S}$  سیال کانه‌ساز بین ۰/۲۷ ‰ تا ۰/۹۸ ‰ محاسبه شد که نشان‌گر ماگمایی بودن منشأ گوگرد سیال کانه‌ساز است. مطالعه سیالات درگیر در کوارتز و کلسیت همراه کانسنگ مگنتیت نشان می‌دهد که این دسته از سیالات گرمایی در دمای بین ۲۱۱ تا بیش از  $380^\circ C$ ، با شوری ۴/۸ تا ۴۹/۹ درصد وزنی معادل NaCl تشکیل شده‌اند. مطالعات صورت گرفته همگی مؤید حضور دو نوع سیال ماگمایی و جوی در کانه‌زایی است که نقش آبهای ماگمایی در این بارزتر بوده است.

واژه‌های کلیدی: کانسار ظفرآباد، مگنتیت، سیالات درگیر، ایزوتوپ‌های پایدار، سیالات ماگمایی و جوی.

### مقدمه

نادر خاکی (REE) که جایگاه ویژه‌ای در مطالعات زمین‌شناسی کانسارها دارند (Taylor, 1979; Bowman et al., 1985). با اطمینان بیشتری می‌توان در مورد منشأ و نحوه تشکیل کانسارها به بحث و بررسی پرداخت. با بررسی و فراوانی عناصر نادر خاکی و تغییرات آنها می‌توان به اطلاعات با ارزشی از خاستگاه سیالات پدید آورنده کانسارهای اسکارنی دست یافت و مطالعه نسبتها و مؤلفه‌های محاسباتی مربوط به این عناصر می‌تواند در تعیین خاستگاه کانسارهای اسکارنی بسیار مفید و کارا باشد. مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار نیز اطلاعاتی با ارزش درباره خاستگاه‌های متنوع سیالات، دمای کانی‌سازی، شوری و شرایط فیزیکوشیمیایی نهشت کانیها در

کانسار آهن ظفرآباد در محدوده بین طول جغرافیایی  $36^\circ 58' 22''$  و عرض جغرافیایی  $14^\circ 01' 36''$  و در ۱۲ کیلومتری شمال غربی شهرستان دیواندره واقع شده است. این محدوده از لحاظ تقسیمات زمین‌شناسی در حاشیه شمالی زون آذرین-دگرگونی سنندج-سیرجان واقع شده است (شکل ۱). این زون به عنوان یکی از مناطق آهن‌دار در ایران شناخته شده است و دارای ذخایر متعدد آهن است (Darvishzadeh, 1991). امروزه با پیشرفت روشهای آزمایشگاهی و به‌کارگیری روش‌های نوین از جمله تجزیه‌های ایزوتوپی، مطالعه سیالات درگیر و همچنین مطالعه عناصر

یک ستون از مواد شیمیایی جامد در ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد رها می‌شود و با افزودن اکسیژن در دمای ۱۸۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌طور ناگهانی سوزانده می‌شود. هلیوم کاملاً خالص برای حمل گازهای منتج در ستونهای مواد شیمیایی اکسید کننده / احیا کننده به کار می‌رود تا گازهای  $H_2O$ ،  $CO_2$ ،  $N_2$  و  $SO_2$  به‌دست آید. آب با استفاده از پرکلرات منیزیم از سیستم پاک می‌شود. گاز  $SO_2$  توسط وارپو ای ال ۳ جدا می‌شود و سپس توسط هلیوم به طرف طیف‌سنج جرمی نسبت ایزوتوپی<sup>۴</sup> ترموفینیگان دلتاپلاس<sup>۵</sup> حمل می‌شود تا اندازه‌گیری گردد و دقت اندازه‌گیری  $\pm 0.2\%$  می‌باشد.

همچنین آنالیز ایزوتوپی اکسیژن به‌صورت ترکیبات  $CO_2$  انجام می‌شود. جدایش اکسیژن از سیلیکات‌ها و اکسیدها معمولاً با روش احیای فلئوئوری ( $F_2$ ،  $BrF_5$ ،  $ClF_3$ ) در لوله‌های نیکلی در دمای ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد یا با گرمایش لیزری انجام می‌گیرد. مطالعات میکروتومتری نیز بر روی کوارتز و کلسیت‌های همراه با کانسنگ مگنتیتی و در آزمایشگاه سیالات درگیر شرکت مطالعات و پژوهش آذین زمین پویا با استفاده از یک دستگاه میکروسکپ زایس<sup>۶</sup> و به‌وسیله دستگاه Linkam مدل THM600 با کنترل‌کننده حرارتی TMS94 و سردکننده LNP که بر روی میکروسکپ زایس نصب شده، انجام پذیرفت. دقت و صحت استاندارد در محدوده دمایی ۱۹۶- تا ۴۸۰+ درجه سانتی‌گراد،  $\pm 0.1$  درجه سانتی‌گراد است. لازم به ذکر است که به منظور مطالعه سیالات درگیر از نمونه‌های کوارتز سطحی و عمقی و کلسیت سطحی که همراه با کانسنگ مگنتیت بودند، استفاده شد. منظور از نمونه‌های کوارتز عمقی کوارتزهایی هستند که همراه با کانسنگ مگنتیت و از ارتفاعهای بین ۲۰۸۰ تا ۲۰۸۶ متر برداشته شده‌اند (جدول ۵)، در حالی که نمونه‌های کوارتز و کلسیت سطحی همراه با کانسنگ مگنتیت و از ارتفاعهای بین ۲۱۱۵ تا ۲۱۱۹ متر برداشته شده‌اند (جدول ۵).

#### زمین‌شناسی منطقه‌ای

کانسار آهن ظفرآباد در ۱۲ کیلومتری شمال‌غربی شهرستان دیواندره و در نزدیکی روستای ظفرآباد در استان کردستان واقع شده است. در غرب ایران و در محدوده بین استانهای کردستان، همدان، لرستان، مرکزی و کرمانشاه کانسارها و اندیس‌های آهن زیادی وجود دارد که یکی از آنها کانسار آهن

اختیار می‌گذارد. بر خلاف دیدگاههای قدیمی که تصور می‌شد همه کانسارها زایش خود را مدیون ماگماها هستند، مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار به‌طور متقاعدکننده‌ای نشان داده است که در شکل‌گیری بسیاری از کانسارها آبهای با منشأهای دیگر نیز می‌توانند نقش داشته باشند. همچنین بررسی میانبرهای سیال فازهای کانیاپی خاص کانسارهای اسکارنی به‌ویژه در استناد به تکامل زمانی و مکانی سیالات سازنده اسکارن مفید است (Meinert, 1995). بررسیهای پیش‌تر ثابت کرده است که در پیدایش و تکوین بسیاری از کانسارهای اسکارنی هم آبهای ماگمایی و هم آبهای جوی حایز اهمیت بوده است (Taylor and O'Neil, 1977)، لذا در این مقاله سعی شده است تا با استفاده از داده‌های حاصل از مطالعات ایزوتوپی (اکسیژن و گوگرد)، سیالات درگیر و عناصر نادر خاکی به منشأ و نوع سیالات مؤثر در کانه‌زایی در این کانسار پی برده شود.

#### روش مطالعه و آماده‌سازی نمونه‌ها

به‌منظور شناخت ماهیت سیالات مؤثر در کانه‌زایی تعداد ۱۲ نمونه کانسنگ مگنتیتی برای مطالعه عناصر نادر خاکی به روش ICP-AES و ICP-MS به شرکت SGS شعبه تورنتو کانادا ارسال شد. علاوه بر این تعداد ۱۲ آنالیز ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد نیز انجام شد که ۶ آنالیز بر روی کانه مگنتیت جهت اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپی اکسیژن و ۶ آنالیز بر روی کانه پیریت جهت اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپی گوگرد صورت گرفت. نمونه‌های مورد مطالعه ابتدا توسط دستگاه سنگ‌شکن فکی خرد گردیدند تا از بین آنها مقادیر لازم جهت پودر کردن برداشته شود. در مرحله بعدی توسط میکروسکپ دوچشمی سعی شد تا از بین نمونه‌های خردشده، نمونه‌هایی که آلودگی کمتری به مواد زاید دارند جدا شود.

بعد از جداسازی، نمونه‌ها را با هاون آگاتی پودر کرده و در حدود یک گرم از آنها را جهت آنالیز به دانشگاه کوئینز<sup>۱</sup> در کشور کانادا ارسال شد. در این آزمایشگاه کانیهای سولفیدی مورد نظر در کپسول‌های قلع با مقادیر مساوی اکسید تنگستن ( $WO_3$ ) توزین شدند. استانداردهای کالیبره داخلی برای هر دسته از نمونه‌ها جهت نرمالیزه کردن داده‌ها تهیه می‌شوند. کپسول آماده شده در داخل کاروسل<sup>۲</sup> آنالیزور عنصری وارپوای ال<sup>۳</sup> قرار داده می‌شوند. یک نمونه به‌طرف بخش بالایی

1. Queen's University  
2. Carousel  
3. Vario EL III elemental

4. Ratio Mass Spectrometer  
5. Thermo Finnigan Deltaplus  
6. ZIESS

ظفرآباد یک توده عدسی تا صفحه‌ای شکل است که طول آن در حدود ۱۳۰ متر و ضخامت آن در حدود ۴۰ متر است. محور بزرگ این عدسی دارای امتداد NE-SW بوده و شیبی برابر ۴۵ NW درجه دارد. کانسنگ به دلیل سختی و مقاومت در مقابل فرسایش در سطح رخنمون دارد. در قسمت‌های سطحی که کانسنگ بیرون‌زدگی دارد، هوازده شده و به لیمونیت زرد رنگ و گل‌آخ‌رای قرمز رنگ تبدیل شده است. کانی‌شناسی ماده معدنی ساده بوده و مگنتیت کانه اصلی این کانسار است. از کانی‌هایی که به صورت پاراژن با مگنتیت یافت می‌شوند می‌توان به پیریت، کالکوپیریت و اسفالریت اشاره کرد. هماتیت، کوولیت و مالاکیت نیز از دیگر کانی‌هایی هستند که به‌عنوان کانی‌های سوپرژن در کانسار ظفرآباد همراه با مگنتیت مشاهده می‌شوند.

#### بحث

##### سنگ‌شناسی

**کالک‌شیسست:** مشخصات میکروسکپی این سنگ‌ها که تحت تأثیر نیروهای تکتونیکی نسبتاً شدید، میلونیتی شده‌اند نشان می‌دهد که عمدتاً از مسکوویت، کوارتز، کلسیت و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۳-A). مسکوویت، کلسیت و کوارتز فراوان‌ترین کانی‌هایی هستند که در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند.

**آمفیبول اسکارن:** بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکپی می‌توان گفت که کانه‌زایی نوع اسکارنی بخش عمده و اقتصادی ذخیره معدنی را تشکیل داده است. در قسمت‌های سطحی و قسمت‌های نزدیک به همبری آهک مجموعه‌ای از سنگ‌ها به رنگ سبز تا سفید رخنمون دارند و حاوی کانی‌های کالک سیلیکاته‌ای هستند که ویژگی‌های اسکارن را به نمایش می‌گذارند و عمدتاً از آمفیبول (ترمولیت-اکتینولیت)، اپیدوت (زونی‌زیت) و کلسیت تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۳-B و C). به دلیل فراوانی آمفیبول در این مجموعه می‌توان آن را نوعی آمفیبول اسکارن نامید. آمفیبول‌ها بیشتر به شکل فیبری و کشیده دیده می‌شوند. زونی‌زیت نیز به صورت بلورهای کشیده و آبی‌رنگ به همراه آمفیبول دیده می‌شود.

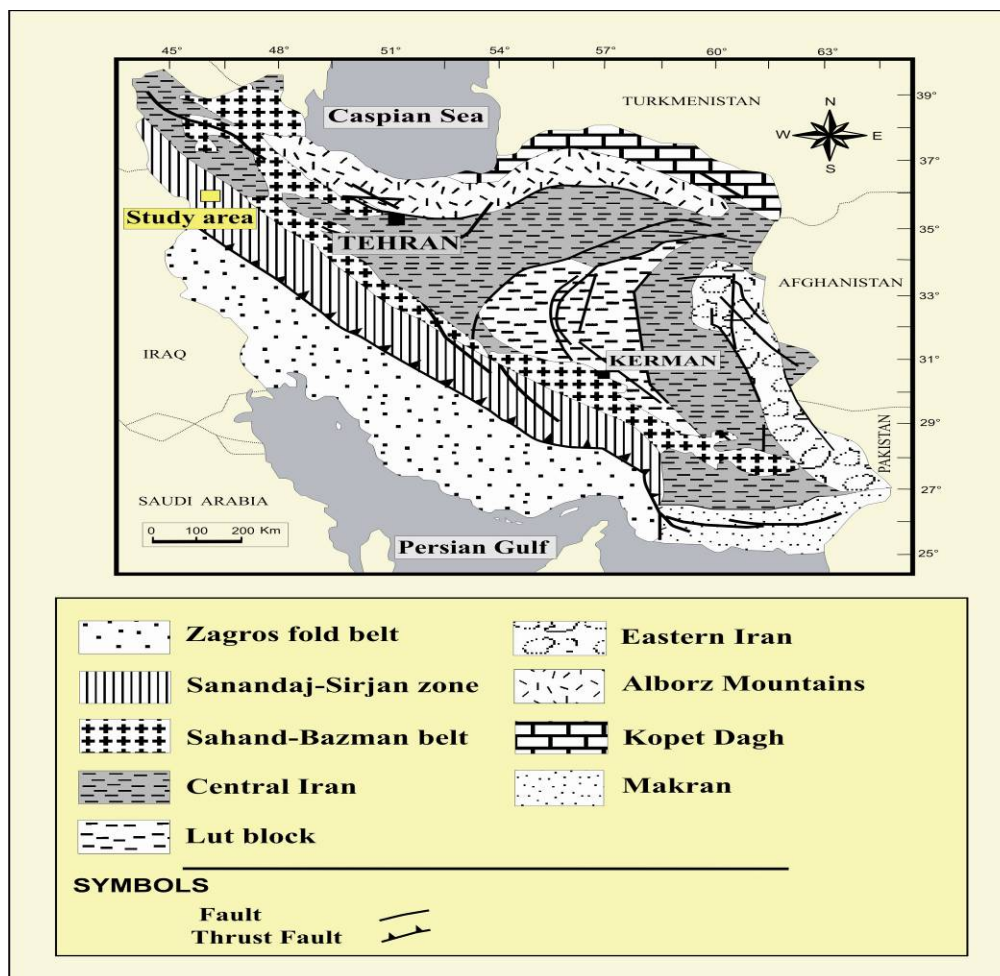
**آهک کریستالیزه:** سنگ آهک از مهم‌ترین واحدهای رسوبی تشکیل شده در منطقه مورد مطالعه است که کمر بالای ماده

ظفرآباد است. از دیدگاه زمین‌شناسی این کانسار در زون دگرگونی سندنچ-سیرجان با روند شمال غربی-جنوب شرقی قرار گرفته است. سنگ‌های دگرگونی (کالک‌شیسست) و آهکی پیکره اصلی سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۲). قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در منطقه را کالک‌شیسست‌ها تشکیل می‌دهند که سنگ‌های آهکی کرتاسه تحتانی به صورت ناپیوسته بر روی آنها قرار گرفته‌اند. سنگ‌های دگرگونی این منطقه را می‌توان در سه گروه دگرگونی ناحیه‌ای، دگرگونی مجاورتی و دگرگونی دینامیکی (کاتاکلاستی) جای داد، اما آثار ناشی از دگرگونی ناحیه‌ای و دگرگونی دینامیکی بارزتر از دگرگونی مجاورتی است، به‌گونه‌ای که سنگ‌های این منطقه بیشتر تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته‌اند تا دگرگونی مجاورتی. تأثیر دگرگونی مجاورتی در این منطقه ضعیف بوده و احتمالاً در اثر گرمای ناشی از تزریق توده‌های آذرین عمقی ایجاد شده است، به‌طوری که در قسمت‌های شمالی منطقه، شیسست‌های حاصل از دگرگونی ناحیه‌ای مرحله‌ی اول تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته و در حد رخساره اپیدوت-هورنفلس دگرگون شده‌اند و حالت شیسستوزیته در آنها محو شده است، در حالی که در قسمت‌های جنوبی این واحدها (کالک‌شیسست‌ها) شیسستوزیته واضح‌تری را می‌توان مشاهده کرد. تبلور سنگ آهک‌های منطقه را نیز می‌توان به این نوع دگرگونی نسبت داد. از خصوصیات واحدهای آهکی رخنمون یافته در منطقه می‌توان به وجود دندریته‌های منگنز در آنها اشاره کرد که در اطراف کانسارهای آهن تشکیل می‌شوند. علت وجود دندریته‌های منگنزدار را می‌توان تشابه شیمیایی عناصر Fe و Mn دانست. منگنز تحرک‌پذیری بیشتری نسبت به آهن دارد، در نتیجه در فاصله دورتری از آن ته‌نشین می‌شود. دگرگونی دیگری که در منطقه رخ داده نوع دینامیکی (کاتاکلاستی) است که در آن نقش فشار به مراتب بیشتر از حرارت بوده است. بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعه مقاطع میکروسکپی، عملکرد تکتونیک در این منطقه را می‌توان به صورت یک پهنه بُرشی شکل‌پذیر در نظر گرفت. مطالعات تکتونیکی حاکی از آن است که همزمان با حرکات مهم گسلی، دگرگونی دینامیکی رخ داده است. اثرات ناشی از این نوع دگرگونی بیشتر در مقیاس میکروسکپی و به صورت حضور ساختارها و فابریک‌های میلونیتی مشاهده می‌شود. کانسار

### کانه‌زایی و کان‌نگاری

کانه‌زایی در کانسار آهن ظفرآباد درون یک سری سنگهای دگرگونی و رسوبی با ترکیب کالک شیستی و آهکی رخ داده است. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که این واحدها تحت تأثیر نیروهای تکتونیکی نسبتاً شدید در حد دگرریختی شکل‌پذیر قرار گرفته و میلیونیتی شده‌اند.

معدنی را تشکیل می‌دهد و اغلب به وسیله رسوبات عهد حاضر پوشیده شده است. این سنگها بیشتر در قسمت جنوبی کانسار رخمون دارند و تحت تأثیر گرمای ناشی از تزریق توده‌های نفوذی و توده‌ی کانسنگی متبلور شده‌اند. در بررسیهای میکروسکوپی سنگ آهکهای منطقه از لحاظ کانی‌شناسی دارای زمینه‌ای یکنواخت و هم بعد از کلسیت هستند (شکل ۳- D).



شکل ۱. زون‌های ساختاری و موقعیت جغرافیایی منطقه ظفرآباد، (Shahabpour, 1994; Stockiln, 1977).

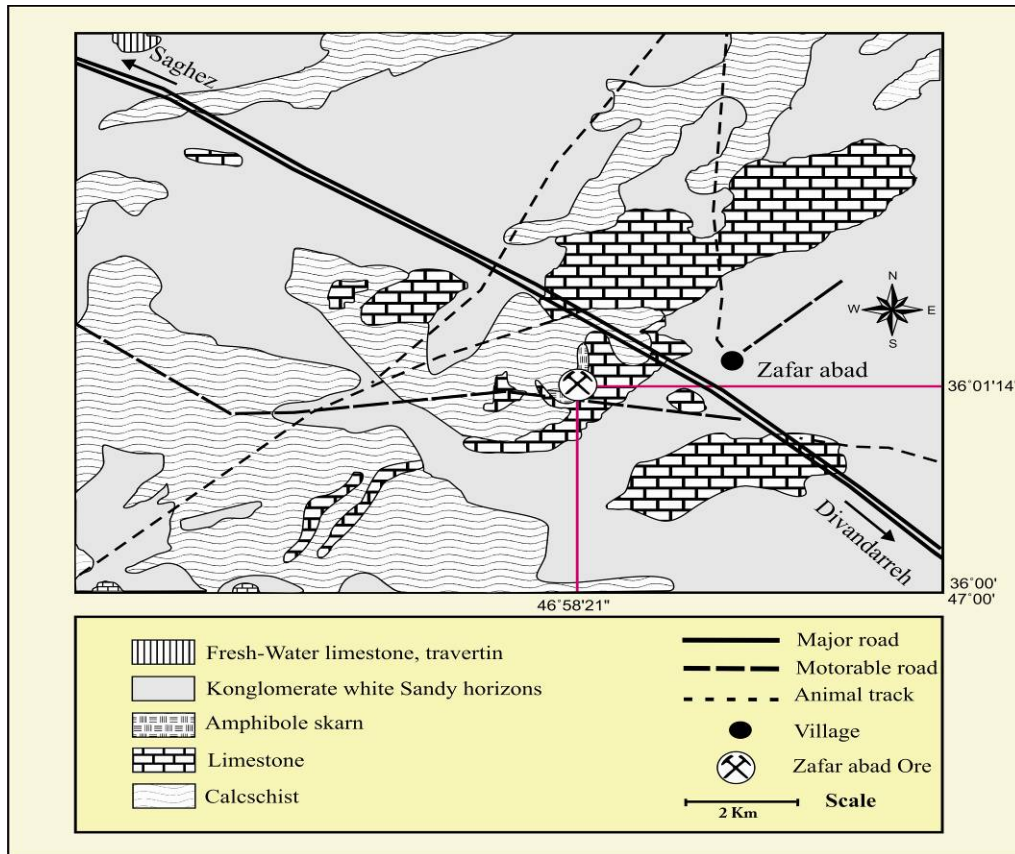
**Fig. 1.** Structural zones and geographic location of the Zafar abad area (Stockiln, 1977; Shahabpour, 1994).

اسکارنی (سنگهای اسکارنی) و سرانجام نهشته شدن کانسار ظفرآباد شده است. مطالعه مقاطع صیقلی نشان می‌دهد که فاز اصلی کان‌زایی در کانسار آهن ظفرآباد مگنتیت است که با فازهای فرعی سولفیدی که عمدتاً پیریت و به مقدار کمتر کالکوپیریت است همراه می‌باشد. عمده‌ترین بافتهای مشاهده شده در مگنتیت‌ها، بافتهای توده‌ای، برشی (کاتاکلاستی) و مارتیتی می‌باشد (شکل ۴- A, B و C).

شواهد ناشی از میلیونیتی شدن و فابریک‌های ساختاری مشاهده شده در این سنگها حضور یک زون بُرشی و خصوصیات آن را در منطقه تأیید می‌کند. این زون گسله به‌عنوان یک کانال، نقش اصلی را در تمرکز ماده معدنی در محدوده مورد مطالعه داشته است. گسل خوردگی، ایجاد زون بُرشی و متعاقب آن تزریق توده‌های نفوذی عمقی به درون گسلهای منطقه باعث بروز متاسوماتیسم، تشکیل هاله

به صورت توده‌ای و بی‌شکل بوده و به مقدار فراوان، هم‌یافت با مگنتیت دیده می‌شود (شکل ۴-D).

پیریت‌های همراه با مگنتیت در ظفرآباد به سه شکل دیده می‌شوند که عبارتند از: پیریت‌های نوع اول (Py1) که



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه ظفرآباد (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ایرانخواه).

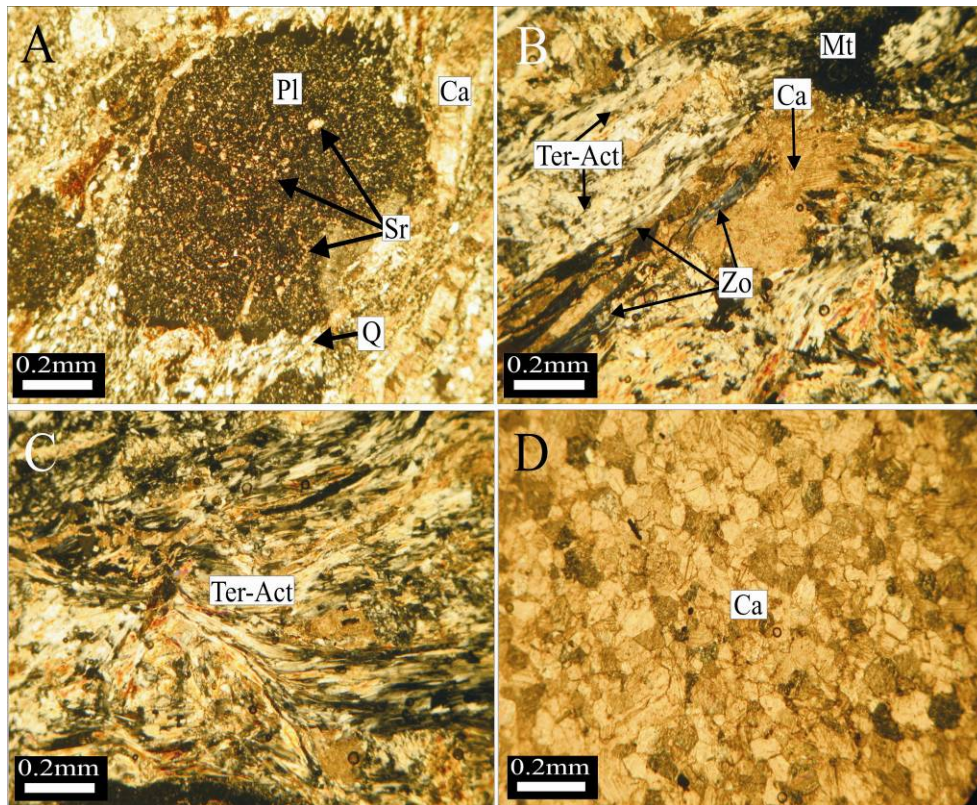
Fig. 2. Geological map of the Zafar abad area (adapted from the map 1:100,000 Irankhah).

می‌شود. روابط بافتی از جمله پرکردن فضای خالی پیریت توسط کالکوپیریت حاکی از تشکیل این کانی پس از ته‌نشست پیریت است (شکل ۴-G). در بعضی از مقاطع مطالعه‌شده می‌توان بلورهای کالکوپیریتی را مشاهده کرد که از حاشیه به کوولیت تبدیل شده‌اند (شکل ۴-H). کانه اسفالریت در این کانسار به مقدار بسیار کم و جزئی شناسایی گردید. بر اساس مطالعات میکروسکوپی صورت گرفته مشاهده می‌شود که این کانی به وسیله کالکوپیریت احاطه شده است که این خود می‌تواند بیانگر جانشینی اسفالریت توسط کالکوپیریت باشد (شکل ۴-I). مالاکیت در کانسار ظفرآباد اغلب به صورت پرکننده شکستگیها و فضاهای خالی و به صورت نوارهای باریکی همراه مگنتیت حضور دارد. در مقاطع مطالعه شده این کانی به رنگ سبز روشن دیده می‌شود و بافت کلوفرم از

پیریت‌های نوع دوم (Py2) که در مقاطع به صورت کاملاً خودشکل و تمام‌شکل دیده می‌شوند (شکل ۴-E). می‌توان گفت این نوع پیریت‌ها همان پیریت‌های نوع اول هستند ولی چون فضای کافی برای رشد داشته‌اند به صورت کاملاً خود شکل تشکیل شده‌اند. پیریت‌های نوع سوم (Py3) طی یک فاز تأخیری سولفیدی به صورت رگه‌چله‌های سولفوری قطع کننده کانسنگ آهن (پرکننده شکستگیها) تشکیل شده‌اند و می‌توان گفت نسل دیگری از پیریت در منطقه هستند (شکل ۴-F). هماتیت از فازهای اکسیدی ثانویه در کانسار ظفرآباد است که عمدتاً طی فرآیندهای هوازدگی و مارتیتی شدن از مگنتیت حاصل شده است (شکل ۴-C). کالکوپیریت نیز یکی دیگر از فازهای سولفیدی ثانویه و فرعی است که به مقادیر اندک همراه با مگنتیت و کانیهای سولفیدی دیگر مشاهده

ارائه می‌دهد.

خود به نمایش می‌گذارد (شکل ۴-ج). در نهایت مطالعات کانی‌شناسی، توالی پاراژنزی جدول ۱ را برای کانسار ظفرآباد



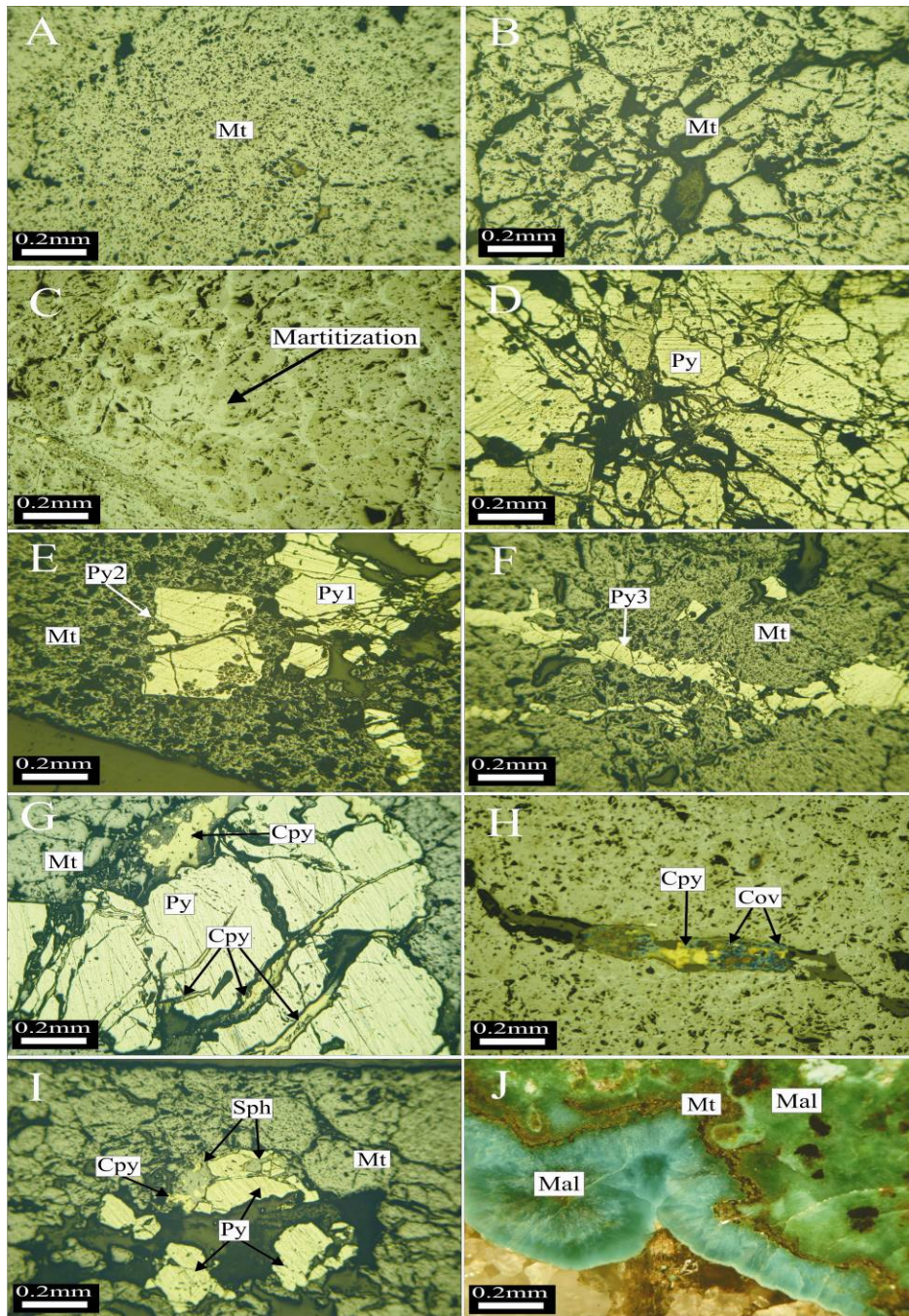
شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از سنگهای میزبان و هاله‌های دگرسانی در منطقه ظفرآباد، A: کالک شلیست که نشان می‌دهد فنوکریست درشت‌دانه پلاژیوکلاز به سرسیت پولکی تبدیل شده است. B و C: آمفیبول اسکارن، D: کلسیت‌های هم‌بعد در واحدهای آهکی، نور XPL، (Pl: پلاژیوکلاز، Ca: کلسیت، Sr: سرسیت، Q: کوارتز، Ter-Act: ترمولیت-اکتینولیت، Mt: مگنتیت).

**Fig. 3.** Photomicrographs of country rocks and alteration halos in the Zafar abad area A: calc-schist showing coarse phenocrysts of plagioclase change to sericite flakes. B and C: Amphibole skarn, D: equi-dimension calcites in limestone units. (XPL), (Q: quartz. Pl: plagioclase, Ca: calcite, Sr: sericite, Ter-Act: tremolite-actinolite, Mt: magnetite).

نتایج آنالیز شیمیایی عناصر جزئی کانسنگ مگنتیت ظفرآباد ارائه شده است. در همین راستا به منظور تعیین منشأ کانسار آهن ظفرآباد از دو نمودار ارائه شده توسط دوپیوس و بیودیون استفاده شده است (Dupuis and Beaudoin, 2011). بر اساس نمودارهایی که بر مبنای مقادیر عناصر جزئی فاز مگنتیتی و نسبت‌های  $Ni/(Cr+Mn)$  به  $Ti+V$  و  $Ca+Al+Mn$  به  $Ti+V$  رسم شده‌اند، مشاهده می‌شود که کانسار آهن ظفرآباد در محدوده کانسارهای اسکارنی قرار می‌گیرد (شکل ۵- A و B).

#### تعیین خاستگاه کانسار آهن ظفرآباد با استفاده از داده‌های عناصر جزئی فاز مگنتیتی

بر اساس زمین‌شیمی کانسنگهای آهن برخی از محققان نمودارهایی را ارائه کرده‌اند که انواع مختلف کانسارهای آهن را از یکدیگر متمایز می‌کند. دوپیوس و بیودیون (Dupuis and Beaudion, 2011) نیز از جمله پژوهشگرانی هستند که نمودارهایی برای تمایز انواع ذخایر آهن از یکدیگر و انواع دیگر کانسارها ارائه کرده‌اند (Dupuis and Beaudoin, 2011). مبنای تقسیم‌بندی آنها بر اساس تجزیه شیمیایی مگنتیت و هماتیت انواع کانسارهای اکسیدی آهن می‌باشد. در جدول ۲



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از مقاطع صیقلی، A: مگنتیت با بافت توده‌ای و ریزدانه، B: مگنتیت با بافت پرشی (کاتاکلاستی)، C: مگنتیت با بافت مارتیتی، D: پیریت‌های نوع اول (Py1) با بافت کاتاکلاستی، E: پیریت‌های خود شکل نوع دوم (Py2) در کنار پیریت‌های بی‌شکل نوع اول (Py1)، F: پیریت‌های رگه‌ای نوع سوم (Py3) که به صورت رگه‌چله‌هایی مگنتیت را قطع کرده است، G: کالکوپیریت با بافت پرکننده فضای خالی، H: تبدیل کالکوپیریت از حاشیه به کوولیت، I: اسفالریت به همراه کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت، J: مالاکیت با بافت کلوفرم، نور PPL. (Mt: مگنتیت، Py: پیریت، G: گانگ، Sph: اسفالریت، Mal: مالاکیت، Cov: کوولیت).

**Fig. 4.** Photomicrographs of polished sections (PPL) A: massive and fine grain texture in magnetite, B: magnetite with cataclastic texture, C: martitization of magnetite, D: first type pyrites (Py1) with cataclastic texture, E: second type pyrites (Py2) beside Py1, F: veins of third type pyrites (Py3) shape crossed the magnetite, G: open space filling texture in chalcopyrite, H: chalcopyrite is replaced by covellite, I: Sphalerite associated with chalcopyrite, pyrite and magnetite, J: coloform texture in malachite. (Mt: magnetite, Py: pyrite, Mar: martitization, Py1: first type of pyrite, Py2: second type of pyrite, Py3: third type of pyrite, Mal: malachite, sph: sphalerite).

جدول ۱. توالی پاراژنزی کانیها در کانسار آهن ظفرآباد

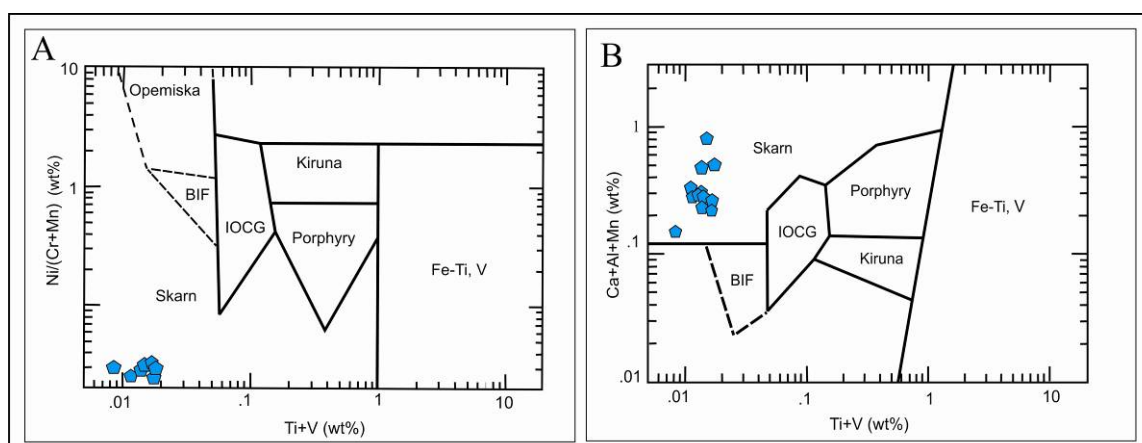
Table 1. Mineral paragenetic sequence for the Zafar abad deposit.

Minerals	Skarnization	Mineralization		Alteration
		Primary Stage	Final Stage	
Termolite-Actinolite	_____			
Epidote	_____			
Pyrite		_____		
Magnetite		_____		
Hematite				_____
Sphalerite			_____	
Chalcopyrite			_____	
Covellite				_____
Malachite				_____
Quartz	_____			_____
Calcite	_____			_____

به‌سختی می‌توان ادعا کرد که آب‌نوخاسته تاکنون نمونه‌گیری شده است. یکی از راه‌های پژوهش در مورد آب‌نوخاسته، تجزیه کانیهای هیدروکسیل‌دار با منشأ گوشته است (Sheppard and Epstein, 1970). در این مقاله سعی شده است تا با استفاده از مطالعه نتایج حاصل از آنالیز عناصر نادر خاکی، سیالات درگیر و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و گوگرد به منشأ و نوع سیال کانه‌ساز در کانسار آهن اسکارنی ظفرآباد پی برده شود.

#### خاستگاه سیالهای کانه‌ساز

هوفس (Hoefs, 2008) معتقد است که سیالهای کانه‌ساز از راه‌های گوناگونی تولید می‌شوند. انواع عمده این سیالها عبارتند از آب دریا، آب جوی، آب‌های سازندی، ماگمایی و دگرگونی و آب‌نوخاسته که هر یک با ویژگیهای خاص خود معرفی و شناسایی می‌شوند. آب‌نوخاسته، آبی است که از گاززدایی گوشته منشأ گرفته و پیش از آن هرگز بخشی از چرخه آب‌شناختی سطحی نبوده است. لازم به ذکر است که



شکل ۵. A: موقعیت نمونه‌های مگنتیتی ظفرآباد در نمودار  $Ni/(Cr+Mn)$  به  $Ti+V$  (Dupuis and Beaudoin, 2011). B: موقعیت

نمونه‌های مگنتیتی ظفرآباد در نمودار  $(Ca+Al+Mn)$  به  $Ti+V$  (Dupuis and Beaudoin, 2011).

Fig. 5. A: Plot of  $(Ni/(Cr+Mn))$  ratio versus  $Ti+V$  (Dupuis and Beaudoin, 2011) for Zafar abad magnetite samples, B: Plot of  $(Ca+Al+Mn)$  versus  $Ti+V$  (Dupuis and Beaudoin, 2011) for Zafar abad magnetite samples.



جدول ۲. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر جزئی کانسنگ مگنتیت ظفرآباد، بر حسب درصدوزنی.

Table 2. Trace element composition of Zafar abad magnetite ore (wt%).

Sample No.	D-108	D-109	D-124	D-129	D-132	D2-103	D2-104	D2-105	D2-109	D2-111	D2-115	D2-121
Position	N:36°01'19" EO:46°58'21"	N:36°01'32" EO:46°58'19"	N:36°01'51" EO:46°58'05"	N: 36°03'34" EO:46°58'53"	N: 36°01'18" EO:46°57'20"	N:36°01'08" EO:46°57'12"	N:36°01'35" EO:46°57'18"	N:36°01'11" EO:46°58'12"	N:36°01'39" EO:46°58'09"	N:36°01'56" EO:46°57'01"	N:36°01'07" EO:46°58'13"	N:36°01'16" EO:46°58'10"
Ni	0.004	0.002	0.003	0.002	0.006	0.001	0.001	0.005	0.004	0.005	0.004	0.002
Cr	0.002	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.004	0.001	0.001	0.002	0.003
Mn	0.174	0.307	0.143	0.262	0.203	0.243	0.218	0.154	0.168	0.170	0.156	0.395
Ca	0.10	0.30	0.60	0.10	1.50	0.20	0.20	0.10	0.30	0.10	0.20	0.10
Al	0.15	0.40	0.31	0.17	0.17	0.15	0.15	0.15	0.18	0.08	0.14	0.15
Ti	0.006	0.005	0.008	0.005	0.007	0.006	0.004	0.008	0.005	0.004	0.006	0.004
V	0.007	0.007	0.007	0.008	0.006	0.006	0.008	0.007	0.005	0.003	0.009	0.006

رابطه ۲: (Taylor and McLennan, 1991)

$$Ce/Ce^* = Ce_n / \sqrt{(La_n)(Pr_n)}$$

رسم نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی موجود در نمونه‌های کانسنگی ظفرآباد پس از به‌هنجار شدن با کندریت (Boynton, 1984)، یک شیب منفی و یکنواخت را همراه با آنومالی‌های منفی Eu و به مقدار کمتر Ce نشان می‌دهد (شکل ۶). این روند نزولی ناشی غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است. دو عنصر Eu و Ce از حساسیت فوق‌العاده‌ای برخوردار هستند و رفتار ژئوشیمیایی متفاوتی با بقیه REE ها دارند. آنومالی Eu در نمونه‌های زمین‌شناسی به عنوان مهمترین ردیاب برای ارزیابی شرایط محیطی در سیستم‌های زمین‌شناسی مختلف محسوب می‌شود (Jiang et al., 2007).

آنومالی Ce نیز بیشتر به‌وسیله شرایط اکسایش- کاهش کنترل می‌شود. همچنین می‌تواند به عنوان یک ردیاب برای تمایز بین انواع آبهای کاهنده و اکسنده در گذشته زمین‌شناسی به کار رود (Karadag et al., 2009). محاسبه پارامتر  $(Gd/Yb)_{cn}$  در بین نمونه‌های کانسنگی ظفرآباد نشان می‌دهد که تفکیک بین عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به عناصر نادر خاکی سبک که با پارامتر  $(La/Sm)_{cn}$  محاسبه

نتایج داده‌های عناصر نادر خاکی نمونه‌های مگنتیتی ظفرآباد از آن‌جا که در ساختمان چهار وجهی مگنتیت عنصر Ca نیز دیده شده است پس امکان ورود یون‌های REE که از لحاظ شعاع یونی قابل مقایسه با Ca می‌باشند به داخل شبکه مگنتیت وجود دارد. مگنتیت‌های کانسارهای مختلف الگوهای متفاوتی از پراکندگی REE را نشان می‌دهند که شامل الگوی هموار، الگوی غنی‌شدگی در LREE، الگوی غنی‌شدگی در HREE و الگوی V شکل می‌باشد (De Sitter et al., 1977). در همین راستا به‌منظور بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی تعداد ۱۲ نمونه کانسنگ مگنتیتی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (جدول ۳). همچنین نسبت‌های  $(La/Yb)_{cn}$ ،  $(La/Sm)_{cn}$  و  $(Gd/Yb)_{cn}$  به ترتیب برای بررسی تفکیک LREE ها و HREE ها، تفکیک بین عناصر LREE ها و تفکیک بین عناصر HREE ها محاسبه گردید. مؤلفه‌ها و نسبت‌های  $\sum REE$ ،  $(Pr/Yb)_{cn}$ ،  $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$  نیز به‌منظور بررسی نوع سیالهای کانه‌زا (ماگمایی یا جوی) محاسبه و مورد بررسی قرار گرفتند. به منظور محاسبه نسبت‌های  $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$  در نمونه‌های مورد مطالعه از روابط ۱ و ۲ استفاده شد:

رابطه ۱: (Rollinson, 2005)

$$Eu/Eu^* = Eu_n / \sqrt{(Sm_n)(Gd_n)}$$

که نمونه‌ها در نزدیکی محدوده مربوط به آبهای ماگمایی پلات می‌شوند، اما در نمودار  $Eu/Eu^*$  (شکل ۷-C) نمونه‌ها در محدوده‌ای بین آبهای ماگمایی و جوی پلات می‌شوند. با توجه به این نمودارها می‌توان نتیجه گرفت که سیالات مؤثر در کانی‌سازی در ظرف‌آباد مخلوطی از آبهای ماگمایی و جوی بوده است که سیالات جوی جزء کوچکتری از این سیال مختلط را تشکیل می‌داده‌اند. این جزء کوچک را می‌توان ناشی از تأثیر آبهای با منشأ جوی که در امتداد زون برشی در حرکت بوده‌اند و سپس با آبهای با منشأ ماگمایی مخلوط شده‌اند تلقی کرد. به موازات تزریق، جای‌گیری و تبلور توده نفوذی عمقی، حجم قابل توجهی سیال آهن‌دار از راه زون برشی موجود در منطقه به درون سنگهای کربناتی منطقه تزریق و نهایتاً باعث تشکیل کانسار آهن شده است. می‌توان گفت سیال ایجادکننده کانسار در منطقه رابطه زایشی نزدیکی با توده نفوذی عمقی موجود در منطقه داشته است.

**مطالعه سیالات درگیر به‌منظور بررسی سیالات درگیر از نمونه‌های کوارتز (سطحی و عمقی) و کلسیت (سطحی)** همراه کانسنگ مگنتیتی که دارای هم‌رشدی بودند استفاده شد. رشد تماسی و دره‌مرشدی در بررسیهای میکروسکوپی این کانیها را از نوع اولیه معرفی می‌کند، در صورتی که کوارتز و کلسیت‌های ثانویه عمدتاً رگ‌چهای بوده و کانسنگ را قطع کرده‌اند. سیالات درگیر مورد بررسی همه اولیه تا ثانویه دروغین می‌باشند که به لحاظ اندازه متغیر هستند و اندازه‌ای بین ۶ تا ۲۰ میکرون دارند. همچنین این سیالات درگیر از لحاظ شکل ظاهری به انواع زیر قابل تقسیم‌بندی‌اند: (۱) شکل نامنظم (۲) شکل کریستال منفی و (۳) شکل منظم. بر اساس مقدار، طبیعت و نسبت‌های فازی در دمای اتاق عمدتاً سه نوع سیال در کانیهای مورد مطالعه شناخته شده‌اند که عبارتند از: الف) سیالات درگیر نوع (LV): سیالات درگیری که شامل فازهای مایع + بخار می‌باشند. بیشتر حجم این سیالها را مایع تشکیل می‌دهد، به طوری که درصد فاز مایع موجود در آنها حدود ۷۵ تا ۸۰ درصد است و همگی به‌صورت اولیه تشکیل شده‌اند. این سیالات درگیر با حرارت دیدن به مایع هموزن می‌شوند. دمای همگن‌شدن و درصد شوری در این نوع از سیالات درگیر به ترتیب عمدتاً در محدوده ۲۱۳ تا ۳۶۵°C و ۴/۷ تا ۱۲/۴ درصد وزنی معادل نمک طعام می‌باشد.

می‌شود، کمتر صورت گرفته است. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی که در شکل ۶ ارائه شده است نیز این مطلب را به خوبی نشان می‌دهد. محاسبه پارامتر  $(La/Yb)_{cn}$  در نمونه‌ها نیز بیان‌گر این مطلب است که تفکیک بین عناصر LREE و HREE به خوبی صورت گرفته است. عناصر Eu و Ce در نمونه‌های کانسنگی بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند به طوری که نسبت‌های  $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$  در آنها به ترتیب معادل ۰/۶۶ و ۰/۸۳ است. Eu در حالت دو ظرفیتی دارای شعاع یونی برابر با  $Ca^{+2}$  ( $Ca^{+2}=1.2$  و  $Eu^{+2}=1.25$ ) بوده و می‌تواند جانشین کلسیم در پلاژیوکلازهای کلسیک شده و همراه آن از سیستم ماگمایی خارج شود. تهی‌شدگی Eu در نمونه‌های مگنتیتی این کانسار می‌تواند مرتبط با تبلوربخشی پلاژیوکلاز از ماگمای مرتبط با کانه‌زایی باشد (Frietsch and Pendahl, 1995). در نتیجه وارد شدن Eu به ساختار پلاژیوکلاز ماگمای اولیه و عدم فقدان این کانی به همراه مگنتیت باعث ایجاد آنومالی منفی Eu در نمونه‌های کانسنگی ظرف‌آباد شده است. Ce می‌تواند به  $Ce^{+4}$  اکسیده شود. بنابراین در شرایط اکسیداسیون، Ce از سایر عناصر نادر خاکی جدا می‌شود و می‌تواند یک آنومالی منفی یا مثبت Ce به وجود آید (Jiang et al., 2006). این آنومالی در این کانسنگ کمتر به چشم می‌خورد. وجود آنومالی منفی و افت Ce در نمونه‌های مگنتیتی ظرف‌آباد می‌تواند نشانه اکسید شدن  $Ce^{+3}$  به  $Ce^{+4}$ ، خروج آن از محیط و عدم حضور نسبی آن در ساختمان مگنتیت باشد (Appel, 1983). چون Ce تنها REE است که ممکن است در محیط‌های طبیعی اکسیده شود (Raju, 2009).

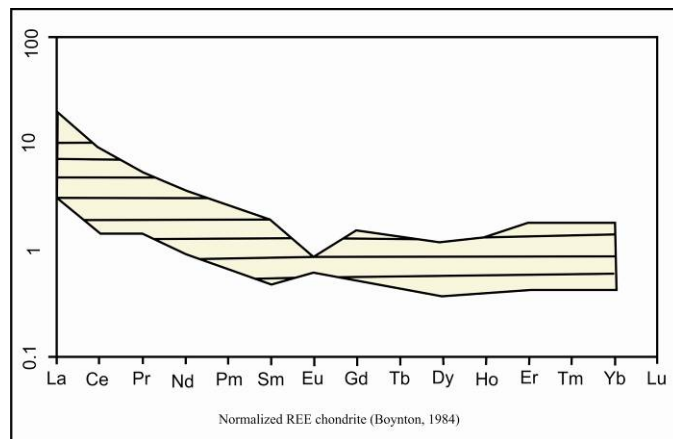
#### تعیین منشأ سیال کانه‌ساز با استفاده از داده‌های عناصر نادر خاکی کانه مگنتیت

کاتو (Kato, 1999) در بررسیهایی که بر روی کانسارهای اسکارنی ژاپن انجام داده است، با بهره‌گیری از سه پارامتر  $Eu/Eu^*$ ،  $Ce/Ce^*$  و  $(Pr/Yb)_{cn}$  و رسم مقادیر آنها در مقابل مقادیر  $\sum REE$  منشأ جوی یا ماگمایی سیالات را تعیین کرد. با پیروی از مطالعات این محقق، این پارامترها برای نمونه‌های کانسنگی ظرف‌آباد تعیین و در برابر مجموع عناصر نادر خاکی ترسیم شد (جدول ۳ و شکل ۷-A، B و C). در دو نمودار  $(Pr/Yb)_{cn}$  و  $Ce/Ce^*$  (شکل ۷-A و B) مشاهده می‌شود

پایین‌اش مشخص می‌شود. بر روی سیالات این گروه درجه همگن‌شدن و ذوب بلور نمک اندازه‌گیری شده است، که در طی حرارت‌دادن در دمای بالا  $260^{\circ}\text{C}$ ، هالیت مکعبی شکل شروع به ذوب شدن می‌کند و عمدتاً در دمای  $280$  تا بیش از  $420^{\circ}\text{C}$  اندازه آن به تدریج کاهش یافته و ناپدید می‌شود. دمای همگن‌شدن در این نوع از سیالها نیز به ترتیب در محدوده  $211$  تا  $389^{\circ}\text{C}$  بوده و درصد شوری نیز عمدتاً در محدوده  $35$  تا  $49$  درصد وزنی معادل نمک طعام است. این نوع سیالات درگیر در نمونه‌های مختلف قابل مشاهده‌اند، اما در سیالات درگیر موجود در کوتزهای یافت شده در قسمتهای سطحی تر کانسار، میانگین دمای همگن‌شدن و شوری کاهش محسوسی یافته است.

ب) سیالات درگیر نوع (VL): سیالات درگیری که شامل فازهای بخار + مایع بوده و فاز بخار موجود در این سیالها بین  $60$  تا  $70$  درصد است و همگی به صورت اولیه تشکیل شده‌اند. این نوع از سیالات درگیر فراوانی کمی دارند و با گرم کردن به گاز هموزن شده‌اند. دمای همگن‌شدن و درصد شوری در این نوع از سیالات درگیر به ترتیب  $370/8^{\circ}\text{C}$  و  $377/4^{\circ}\text{C}$  و  $5/3$  و  $11/3$  درصد وزنی معادل نمک طعام است.

پ) سیالات درگیر نوع (LVS): این نوع از سیالات درگیر دارای فاز مایع + بخار + هالیت (فاز جامد) می‌باشند. حجم فاز مایع در این گونه سیالها حدود  $50$  تا  $80$  درصد بوده و بیشتر حجم سیال را به خود اختصاص می‌دهد. هالیت توسط اشکال مکعبی و نیمه مکعبی و ایزوتروپ نوری و برجستگی



شکل ۶. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی ظفرآباد نرمالیزه شده با کندریت (Taylor and McLennan, 1991)

Fig. 6. Chondrite normalized REE distribution pattern in The Zafar abad magnetite ore (Taylor and McLennan, 1991)

جداول و فرمولهای ارائه شده توسط بودنر و ویتیک (Bodnar and Vityk, 1994) محاسبه شده است، که این نمودارها و فرمولها بر اساس دمای ذوب یخ و دمای ذوب هالیت تنظیم شده‌اند. در این مطالعه نیز، نمونه‌ها تا حدود  $500^{\circ}\text{C}$  درجه سانتی‌گراد گرم شدند و عمدتاً سیالات طی گرم کردن به فاز مایع و در مواردی به فاز گاز همگن شدند (جدول ۴). در شکل ۸-۱، ۸-۲، ۸-۳ و ۸-۴ نمودار همگن‌شدن و در شکل ۹ درصد شوری سیالات درگیر موجود در کانیهای کلسیت‌های حاصل از قسمتهای سطحی کانسار ظفرآباد به نمایش درآمده است. یکی از مهمترین کارها در تفسیر داده‌های میکروترمومتری، مشخص کردن جمعیت‌های مختلف سیالات درگیر در محل کانی‌سازی است. در صورتی که بیش از یک جمعیت از

#### میکروترمومتری سیالات درگیر

این مطالعات شامل دو بخش گرم کردن و سرد کردن است. در همین راستا نمونه‌ها ابتدا تا زیر نقطه انجماد سرد و سپس گرم شدند، دمای ذوب آخرین قطعه یخ ( $T_m$ ) و دمای همگن شدن (Th) نیز ثبت گردید. با استفاده از دمای نهایی ذوب یخ می‌توان به میزان شوری سیال پی برد، لذا برای محاسبه شوری می‌توان از نمودارهای مختلف همانند نمودار رودر (Roedder, 1984) که نمودار دوتایی سیستم  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  است استفاده کرد. همچنین جداول مخصوص تنظیم شده در این زمینه که ارتباط بین کاهش نقطه انجماد و درصد نمک طعام را نشان می‌دهند نیز قابل استفاده است. لذا در نمونه‌های سیال مورد مطالعه درصد شوری با استفاده از

سازی و دگرسانی مشخص در این کانسار به دست آمده است. پس با توجه به شکل ۸ و مطالب عنوان شده، می‌توان به این نتیجه رسید که، درجه حرارت همگن شدن سیالات درگیر موجود در کانی کوارتز عمقی عمدتاً بین ۳۴۰ تا ۳۹۰ °C بوده و شوری این سیالات درگیر عمدتاً بین ۱۱ تا ۴۹ درصد وزنی معادل نمک طعام می‌باشد، که این ماگمایی بوده و باعث تشکیل دگرسانی و کانه‌زایی در کانسار ظفرآباد شده است.

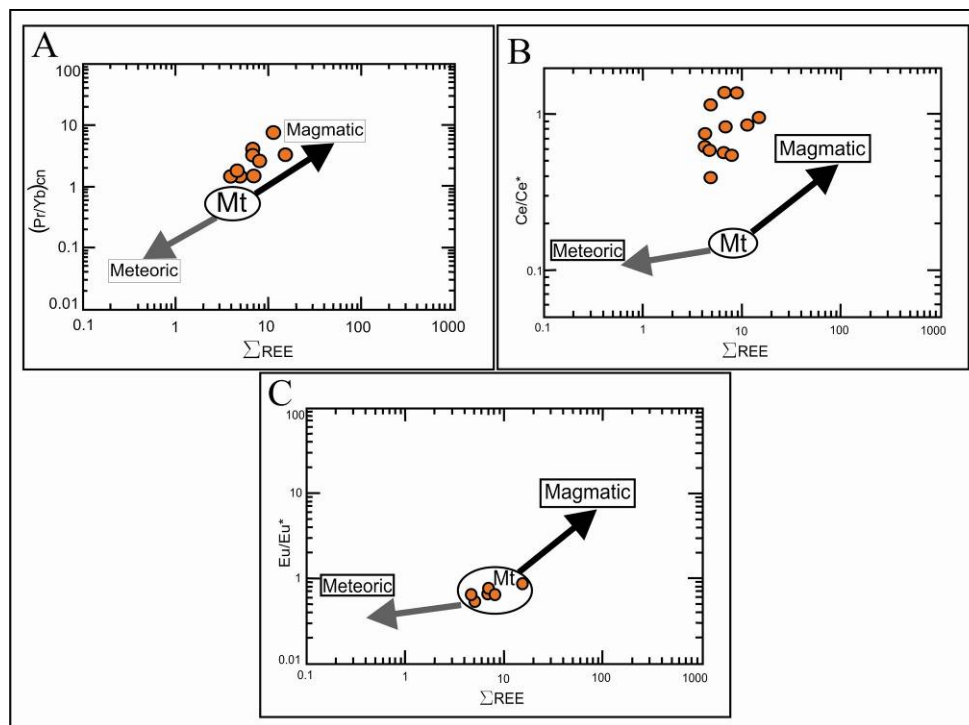
سیالات درگیر در منطقه مورد مطالعه وجود داشته باشد، ضروری است که این جمعیتها از یکدیگر تفکیک گردد. همچنین می‌بایست مشخص شود که آیا هر یک از آنها به صورت مستقل کانی‌سازی کرده‌اند و یا در ادامه یکدیگر بوده‌اند. لذا چنان‌که از نتایج و شکل ۸ برمی‌آید پهنه حرارتی به دست آمده برای این کانی‌سازی در نمونه‌های عمقی و سطحی کانسار آهن ظفرآباد بین ۲۱۱ تا بیش از ۳۸۰ °C است. لذا با توجه به شواهد موجود دو محدوده پراکندگی و یک فاز کانی-

جدول ۳. مقادیر و نسبت‌های عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی ظفرآباد، برحسب ppm.  
Table 3. REE quantities and relative ratios in the the Zafar abad magnetite ore (ppm).

Sample No.	D-108	D-109	D-124	D-129	D-132	D2-103	D2-104	D2-105	D2-109	D2-111	D2-115	D2-121
Position	N:36°01'19" EO:46°58'21"	N:36°01'32" EO:46°58'19"	N:36°01'51" EO:46°58'05"	N: 36°03'34" EO:46°58'53"	N: 36°01'18" EO:46°57'20"	N:36°01'08" EO:46°57'12"	N:36°01'35" EO:46°57'18"	N:36°01'11" EO:46°58'12"	N:36°01'39" EO:46°58'09"	N:36°01'56" EO:46°57'01"	N:36°01'07" EO:46°58'13"	N:36°01'16" EO:46°58'10"
La	1.1	1.3	1.6	1	4.7	0.8	1.96	0.7	4.2	1	2.1	1.53
Ce	1.2	2.3	2	1.1	6.8	1.83	1.97	0.6	4.8	2.24	1.31	4.8
Pr	0.21	0.35	0.43	0.18	0.61	0.18	0.39	0.14	0.44	0.15	0.3	0.44
Nd	0.7	1.4	1.2	0.6	1.4	0.6	1.71	0.4	1.2	2	0.52	1.2
Sm	0.19	0.3	0.2	<0.1	0.2	0.31	0.31	<0.1	0.2	0.37	0.1	0.2
Eu	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Gd	0.34	0.29	0.4	0.24	0.27	0.27	0.35	0.06	0.15	0.32	0.15	0.27
Tb	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Dy	0.27	0.28	0.27	0.22	0.29	0.34	0.39	0.07	0.13	0.22	0.27	0.3
Ho	0.09	0.07	0.06	0.05	0.08	0.1	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Er	0.24	0.21	0.16	0.17	0.35	0.12	0.28	0.06	0.1	0.29	0.16	0.17
Tm	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Yb	0.23	0.2	0.19	0.21	0.32	0.23	0.31	<0.1	0.1	0.18	<0.1	<0.1
Lu	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
∑REE	4.62	6.82	6.46	4.27	15.02	4.83	7.81	2.09	11.32	6.77	4.91	8.91
(La/Yb) <sub>n</sub>	3.21	4.41	5.73	3.22	9.90	2.34	4.27	2.63	28.8	3.74	-	-
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1.19	1	1.71	0.92	0.68	0.94	0.91	0.77	1.23	1.43	-	-
(La/Sm) <sub>n</sub>	3.32	2.49	4.6	-	13.54	1.48	3.64	-	12.05	1.61	12	4.41
Eu/Eu*	0.61	0.73	0.65	-	0.80	0.53	0.65	-	-	-	-	-
Ce/Ce*	0.60	0.82	0.57	0.62	0.96	1.16	0.54	0.75	0.85	1.39	0.39	1.41
(Pr/Yb) <sub>n</sub>	1.56	30.1	3.87	1.47	3.26	1.47	2.63	2	7.65	1.41	-	-

است؛ می‌توان گفت که این سیالات همان سیالات کانی‌ساز موجود در کانیه‌های کوارتز عمقی هستند؛ که تحت تأثیر شرایط سطحی یعنی تأثیر آبهای جوی بر روی آنها دارای دمای همگن شدن و شوری کمتری شده‌اند.

محدوده دیگر موجود در شکل ۸ عمدتاً معرف سیالات درگیری است که در نمونه‌های حاصل از قسمت‌های سطحی کانسار ظفر آباد حاصل شده است؛ این نمونه‌های دارای دمای همگن شدن ۲۱۰ تا ۲۳۰ °C می‌باشند و شوری این سیالات درگیر عمدتاً بین ۴ تا ۳۹ درصد وزنی معادل نمک طعام



شکل ۷. نمودارهای دوتایی مجموع عناصر نادر خاکی برای تعیین منشأ سیالات کانی‌سازی با منشأ ماگمایی یا جوی در مقابل A:  $Ce/Ce^*$ ، B:  $(Pr/Yb)_{cn}$ ، C:  $Eu/Eu^*$  (Kato, 1999).

**Fig. 7.** Binary diagrams of  $\Sigma REE$  for detecting sources of magmatic or meteoric mineralization fluids versus, A:  $(Ce/Ce^*)$ , B:  $(Pr/Yb)_{cn}$ , C)  $Eu/Eu^*$  (Kato, 1999).

ویژگی یعنی دارا بودن دما و شوری پایین در سیالات موجود در قسمت‌های سطحی می‌تواند معرف سیالاتی باشد که یا توسط آبهای جوی حاصل شده‌اند و یا در اثر تأثیر همین آبهای جوی بر روی سیالات ماگمایی به‌وجود آورنده این کانی حاصل شده‌اند. البته به نظر می‌رسد سیالات موجود در قسمت‌های سطحی؛ همان سیالات ماگمایی موجود در قسمت‌های عمقی کانسار هستند، که تحت تأثیر آبهای جوی دارای دما و شوری کمتری شده‌اند. ویلکینسون (Wilkinson, 2001) نیز معتقد است که سیالات کانی‌ساز که دارای دما و شوری بالایی هستند، می‌توانند در اثر مخلوط شدن با آبهای جوی دارای دما و شوری کمتری شوند. همان‌طور که از شکل نیز برمی‌آید نمونه‌های موجود در محدوده‌های A توسط

همچنین با توجه به درصد شوری و دمای همگن‌شدن سیالات درگیر موجود در کانیه‌های مورد مطالعه، نمودار شوری-دمای همگن‌شدن سیالات درگیر در شکل ۱۰ آورده شده است، که این نمودار توسط ویلکینسون (Wilkinson, 2001) تنظیم شده و در آن محل قرارگیری سیال‌های مربوط به کانسارهای با تیپ اسکارن مشخص شده است. پس از پیاده‌کردن نمونه‌ها بر روی نمودار دو محدوده مجزا قابل تشخیص است که عبارتند از: (۱) محدوده A، که معرف سیالی با دما و شوری بالاست، که این ویژگی عمدتاً در سیال‌های ماگمایی دیده می‌شود و اکثر نمونه‌های موجود در قسمت‌های عمقی کانسار ظفرآباد در این محدوده مشاهده می‌شوند. (۲) محدوده B، که معرف سیالی با شوری و دمای پایین‌تر است، که این

سیالات ماگمایی به وجود آمده‌اند که این نمونه‌ها در قسمت‌های  
سطحی تحت تأثیر سیالات جوی قرار گرفته و از دمای همگن  
شدن و شوری آنها کاسته شده است و در محدوده B قرار  
گرفته‌اند.

جدول ۴. نتایج مربوط به سیالات درگیر مطالعه شده در کانسار آهن ظفرآباد

Table 4. Results of fluid inclusion studies in Zafar abad iron deposit.

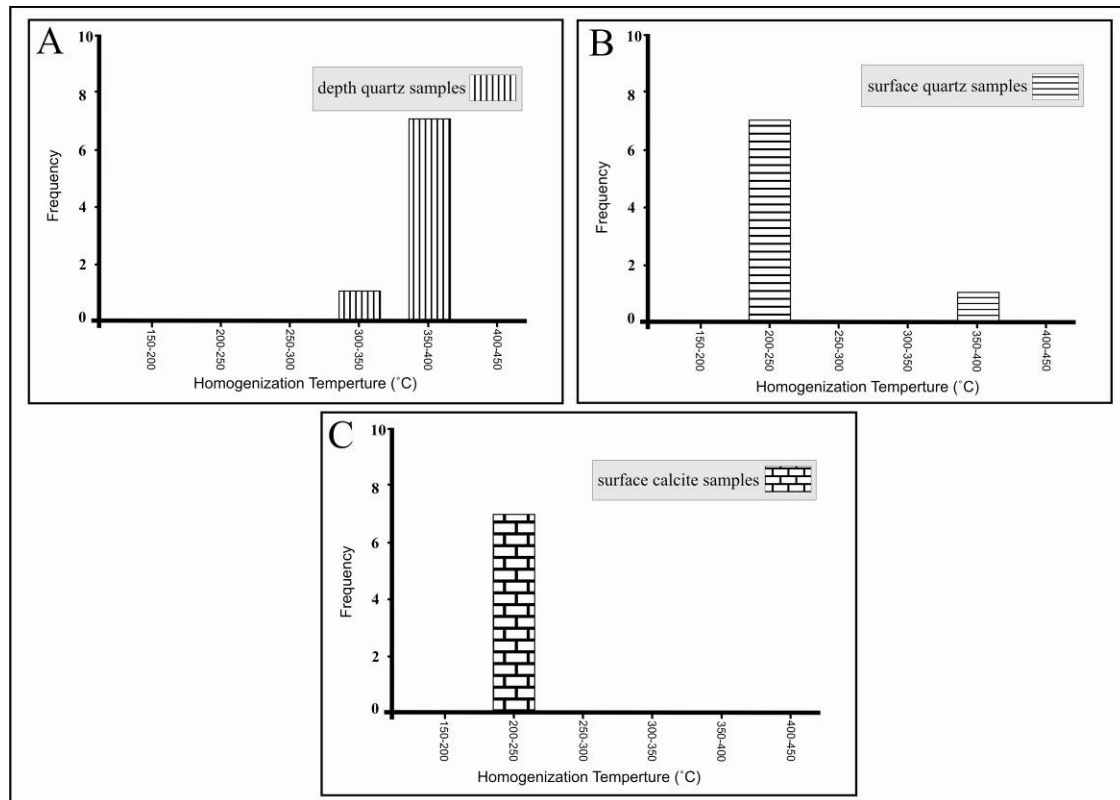
Sample No.	Mineral	Fluid inclusion type	Eutectic temperature (°C)	Ice Melting temperature (°C)	Homogenization temperature (V→L) (°C)	Homogenization temperature (L→V) (°C)	Halite Melting temperature (°C)	Salinity
Z1-1	Quartz surface	L+V+HI	-31.4	-2.8	219.6	-	299.7	38.2
Z1-2	Quartz surface	L+V+HI	-31.2	-2.1	226	-	312.1	39.1
Z1-3	Quartz surface	L+V+HI	-30.6	-1.8	224.4	-	288.8	37.3
Z1-4	Quartz surface	V+L	-31.7	-3.2	-	370.8	-	5.3
Z1-5	Quartz surface	L+V	-30.2	-3.2	222.9	-	-	5.3
Z1-6	Quartz surface	L+V	-30.4	-2.9	221.2	-	-	4.8
Z1-7	Quartz surface	L+V	-32.8	-3.4	213.8	-	-	5.6
Z1-1	Quartz surface	L+V	-30.4	-3.1	225.4	-	-	5.1
Z2-1	Calcite surface	L+V+HI	-33.8	-5.6	211.9	-	258.7	35.2
Z2-2	Calcite surface	L+V	-34	-3.7	221.7	-	-	6
Z2-3	Calcite surface	L+V	-35.1	-2.8	217.3	-	-	4.7
Z2-4	Calcite surface	L+V	-33.6	-3.6	228.8	-	-	5.9
Z2-5	Calcite surface	L+V	-34.1	-3.1	214.6	-	-	5.1
Z2-6	Calcite surface	L+V	-33.5	-5.6	224.7	-	-	8.7
Z2-6	Calcite surface	L+V	-34.8	-3.3	220.5	-	-	5.4
Z3-1	Quartz depth	V+L+HI	-30.6	-6	389.1	-	-	48.5
Z3-2	Quartz depth	V+L+HI	-31	-7.3	385.7	-	-	49.9
Z3-3	Quartz depth	V+L+HI	-30.6	-6.5	379.1	-	-	47.6
Z3-4	Quartz depth	L+V	-31.2	-8.2	365.1	-	-	11.9
Z3-5	Quartz depth	L+V	-31.8	-7.6	342.3	-	-	11.2
Z3-6	Quartz depth	L+V	-30.7	-8.4	365.2	-	-	12.2
Z3-7	Quartz depth	V+L	-31.8	-7.7	-	377.4	-	11.3
Z3-8	Quartz depth	L+V	-31.4	-8.6	356.5	-	-	12.4

فرآیند جوشش زمانی اتفاق می‌افتد که فشار هیدروستاتیک  
بیشتر از فشار لیتوستاتیک شده و همین امر باعث کاهش  
سریع فشار محصورکننده سیالات گرمایی خواهد شد. در  
حقیقت جوشش سیالات گرمایی یک سازوکار و فرآیند اولیه  
برای تحرک و تمرکز فلزات در هنگام تشکیل کانسارهای فلزی  
محسوب می‌شود. این فرآیند در شرایط دما بالا و فشار پایین

فرآیند جوشش زمانی اتفاق می‌افتد که فشار هیدروستاتیک  
بیشتر از فشار لیتوستاتیک شده و همین امر باعث کاهش  
سریع فشار محصورکننده سیالات گرمایی خواهد شد. در

می‌توان به این نتیجه رسید که این عوامل معرف رخداد فرآیند جوشش در این کانسار باشند.

رخ می‌دهد. لذا از حضور سیالات درگیر اشباع از مایع و اشباع از بخار در کنار یکدیگر در مقاطع مورد مطالعه و همچنین تشکیل کانسار ظفرآباد در اثر گسل‌خوردگی و کاهش فشار،

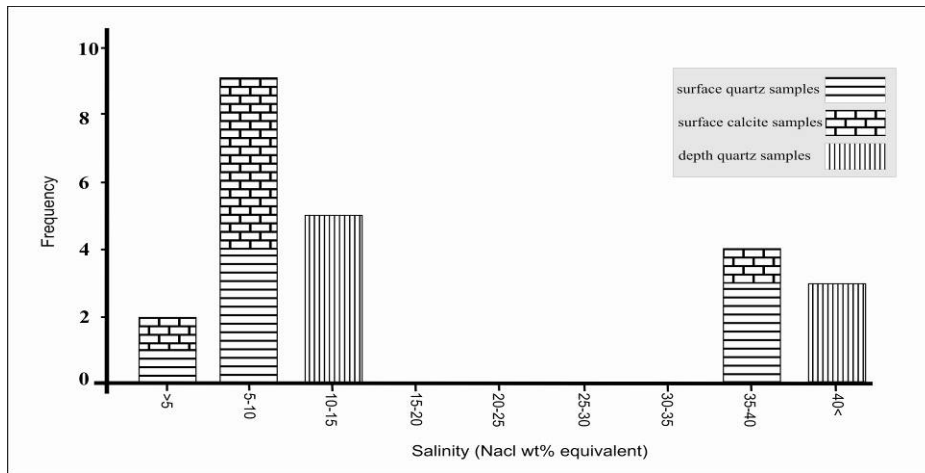


شکل ۸. هیستوگرام دمای همگن شدن سیالات درگیر، A: در نمونه‌های کوارتز عمقی، B: در نمونه‌های کوارتز سطحی، C: در نمونه‌های کلسیت سطحی.

**Fig. 8.** Histogram of homogenization temperatures of fluid inclusions, A: Deep quartz samples, B: Surface quartz samples, and C: Surface calcite samples.

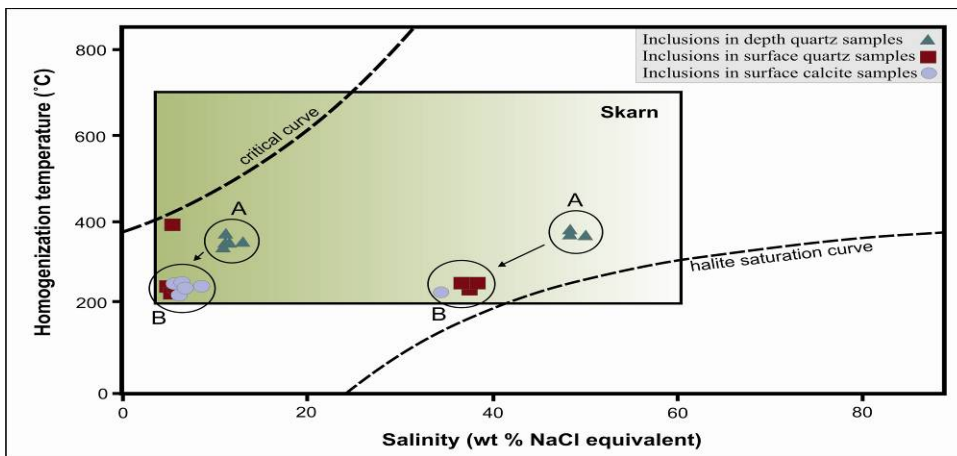
مطالعات بورینسکو (Borinseko, 1977)، ترکیب این نمکها می‌توانند  $H_2O-MgCl_2$ ،  $H_2O-NaCl-MgCl_2$  و  $H_2O-FeCl_2$  باشد. نمودار دمای همگن شدن - شوری به همراه خطوط کنترولی با چگالی ثابت، نموداری است که می‌توان توسط آن چگالی سیال را تعیین کرد (Bodnar, 1983). طبق این نمودار چگالی سیالات درگیر در محدوده ۰/۸-۰/۹ و ۰/۷-۰/۸ قرار می‌گیرد (شکل ۱۱). در صورت در اختیار داشتن شوری و چگالی می‌توان میزان فشار را محاسبه کرد. با توجه به دو محدوده چگالی که در بالا ذکر شد، دو محدوده فشاری به صورت یک محدوده فشاری کمتر از ۵۰ بار و یک محدوده ۱۰۰ تا ۲۰۰ بار به دست می‌آید (شکل ۱۲).

نقطه یوتکتیک (Te) ارتباط مستقیمی با کاتیون‌های حل شده در مایع دارد، در نتیجه تا حدودی می‌توان در مورد املاح موجود در سیالات درگیر موجود در کانیهای مختلف کانسار ظفرآباد قضاوت کرد. بورینسکو (Borinseko, 1977) جدولی در این زمینه ارائه کرده است. میانگین دمای یوتکتیک در نمونه‌های سیال موجود در کانیهای کوارتز سطحی و عمقی حدود  $31^{\circ}C$  - بوده و در نمونه سیال مورد مطالعه در کلسیت سطحی حدود  $34^{\circ}C$  - است. بنابراین نقطه یوتکتیک برای سیستم  $NaCl+H_2O$  بیشتر از  $20/8^{\circ}C$  - است، حال آن‌که نقطه یوتکتیک در نمونه‌های سیال مورد مطالعه پایین‌تر از این دما است ( $31^{\circ}C$  تا  $34^{\circ}C$  -)، که این امر بیان‌گر حضور نمکهای دیگری علاوه بر NaCl در سیال کانه‌ساز است. لذا با توجه به



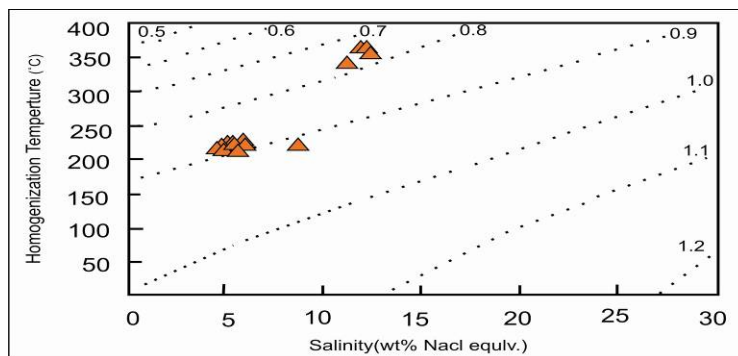
شکل ۹. هستیوگرام شوری سیالات درگیر نمونه‌های عمقی و سطحی کانسار آهن ظفرآباد.

Fig. 9. Salinity histogram plot by fluid inclusions studies of depth and earth surface samples of Zafar abad iron deposit.



شکل ۱۰. مدل شماتیکی برای نشان دادن تغییرات سیالات درگیر در کانسار آهن ظفرآباد (Wilkinson, 2001)، محدوده A معرف یک سیال با دما و شوری بالا با منشأ ماگمایی کانه‌ساز است. محدوده B ترکیب سیال A پس از مخلوط شدن با سیالات جوی.

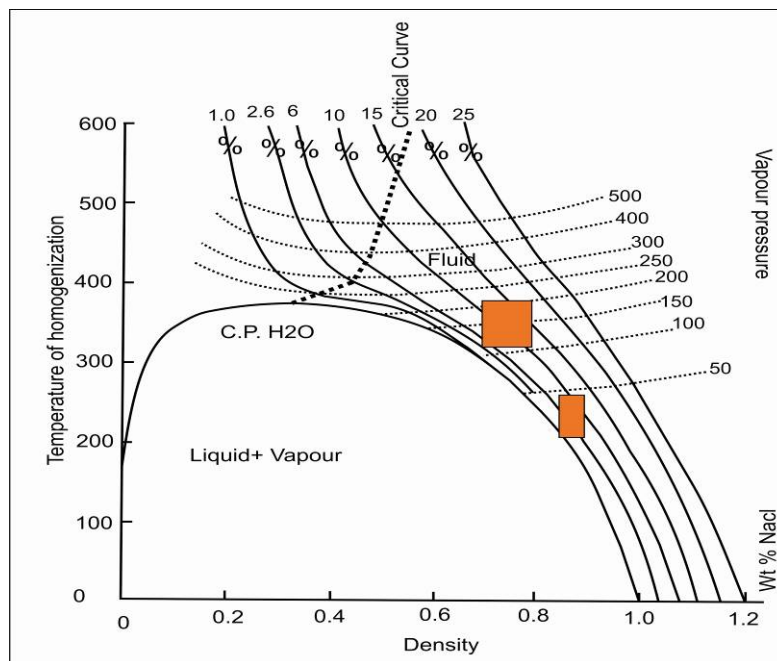
Fig. 10. Schematic model showing the variation of fluid inclusion compositions in Zafar abad iron deposit, (Wilkinson, 2001), Symbol A, representatives of a fluid with high temperature and salinity, mineralized magmatic fluids. Symbol B shows the composition of A after mixing with meteoric waters.



شکل ۱۱. چگالی میانبارها بر حسب  $g.cm^{-3}$  (Bodnar, 1983)

Fig. 11. Fluid inclusions densities in  $(gr.cm^{-3})$  (Bodnar, 1983)





شکل ۱۲. نمودار دما-چگالی برای تعیین مقدار فشار تشکیل سیالات درگیر با توجه به شوری

Fig. 12. Density-temperature diagram, determine pressure in fluid inclusion construction by salinity.

پایین است (Rollinson, 2005). لذا با توجه به این‌که ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن از تشکیل‌دهنده‌های اصلی سیالات در زمین‌شناسی به حساب می‌آیند، در بیشتر کانسارها از نسبت‌های ایزوتوپی این عناصر در تعیین منشأ سیالات گرمابی استفاده می‌کنند، همچنین ابزاری نیرومند برای پژوهش درباره فرآیندهای زمین‌شناختی دربردارنده آب است. از آنجا که ماگماهای موجود در پوسته در یک محدوده دمایی خاصی، ۷۰۰ تا ۱۱۰۰ °C محدود شده‌اند و به خاطر این‌که سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی مشخصاً دارای مقادیر ۵/۵+ تا ۱۰+ هستند، محدوده ایزوتوپی در آبهای ماگمایی بسیار محدودتر از آبهای با منشأهای دیگر است (Hoefs, 2008). در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از معادلات تفکیک ایزوتوپی میان آب و کانی (مگنتیت) که توسط کول و همکارانش (Cole et al., 2004) در یک طیف دمایی خاص (۳۰۰ تا ۸۰۰ °C) ارائه شده است، مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  سیالی را که با مگنتیت به تعادل ایزوتوپی رسیده است محاسبه نماییم. از آنجا که دما کنترل‌کننده جدایی ایزوتوپی ایزوتوپ‌های پایدار بین کانی و سیالات گرمابی است، با در نظر گرفتن دمایی معادل ۳۷۰، ۲۴۰ و ۲۲۰ °C با توجه به مطالعه میانبرهای سیال برای شکل‌گیری مگنتیت‌ها می‌توان حدود مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  سیال در حال تعادل با مگنتیت‌ها را محاسبه نمود

#### ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن

تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار یکی از بهترین روشهای ژئوشیمیایی برای بررسی منشأ تشکیل کانسارهاست (Hoefs, 2008). در همین راستا به‌منظور شناخت ماهیت سیالات کانه‌ساز و همچنین بررسی احتمال آمیختگی آبهای جوی با آبهای ماگمایی، تعداد ۶ آنالیز ایزوتوپی اکسیژن بر روی کانه مگنتیت این کانسار صورت گرفت. نتایج حاصل از این آنالیز که بر اساس استاندارد میانگین آب اقیانوس گزارش شده است در جدول ۵ ارائه شده است. مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  در طبیعت تا حدود ۱۰۰% تغییر می‌کند که حدود نیمی از این گستره در آبهای جوی قرار می‌گیرد. شاخه‌های کندریتی گستره بسیار محدودی از مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  دارند. مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  در گوشته ۵/۷ تا ۳/۰± است و به نظر می‌رسد که در طول زمان برای زمین و ماه ثابت بوده است (Taylor, 1980). محدوده  $\delta^{18}\text{O}$  آبهای جوی بین ۵/۷+ تا ۴۰- قرار می‌گیرد. در صورتی‌که محدوده  $\delta^{18}\text{O}$  آبهای ماگمایی بین ۵/۷+ تا ۱۰% قرار می‌گیرد. به‌طور کلی، پوسته قاره‌ای نسبت به گوشته‌ی زمین از  $\delta^{18}\text{O}$  غنی شده است که این نکته بیشتر در نتیجه برهم کنش دراز مدت پوسته قاره‌ای و آب‌کره و توزیع  $\delta^{18}\text{O}$  به درون کانیهای پوسته در هنگام فرآیندهای زمین‌شناختی دما

دارای مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  -۴۰ تا % ۵/۷+ هستند و تبادل ایزوتوپی این آبها با آبهای با منشأ ماگمایی می‌تواند سبب پایین آمدن مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  کانیهای در حال تعادل با این آبها شود (Rye, 2005; Hedenquist and Lowenstern, 1994). در شکل (A-۱۴ و B) نیز مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  مگنتیت و  $\delta^{18}\text{O}$  سیال در تعادل با مگنتیت نسبت به عمق نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود با افزایش عمق مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  سیال به سمت ماگمایی بودن تمایل پیدا می‌کند و این خود می‌تواند نشان دهنده این باشد که تأثیر آبهای جوی در قسمتهای عمیق کانسار کمتر بوده است.

#### بررسی نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمی ایزوتوپی گوگرد در منطقه مورد مطالعه

آزمایشهای ایزوتوپی گوگرد در کانسار آهن ظفرآباد بر روی کانه پیریت به‌عنوان سولفید اصلی کانسار صورت گرفت. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  این نمونه‌ها نسبت به استاندارد تروپلیت کانیون دیابلو (CDT) در جدول ۶ نشان داده شده است. میزان  $\delta^{34}\text{S}$  (CDT) اندازه‌گیری شده در شش نمونه از پیریت‌ها، مقادیر ۱/۷، ۱/۹، ۱/۵، ۱/۸، ۱/۶ و % ۱/۲ را نشان می‌دهند. تغییر در مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  در کانیها و شاره‌ها ممکن است بر اثر تغییر در دما، شرایط اکسایشی-کاهشی، pH و مقدار ایزوتوپ در خاستگاه اولیه گوگرد باشد (Ohmoto, 1972). همان‌طور که مشاهده می‌شود مقدار متوسط  $\delta^{34}\text{S}$  در نمونه‌های سولفیدی کانسار آهن ظفرآباد کمتر از % ۲ است. ترکیب ایزوتوپی نزدیک به صفر و یا تغییرات اندک نسبت به این مقدار در برخی از کانسارها می‌تواند نشان دهنده گوگرد با منشأ ماگمایی باشد. مشاهده نتایج حاصل از آنالیز ایزوتوپی گوگرد در پیریت‌های ظفرآباد نیز می‌تواند دلالت بر این موضوع داشته باشد که سولفیدها در این کانسار به‌وسیله سیالات گوگرددار مشتق شده از منابع ماگمایی تشکیل شده‌اند. شکل ۱۵ ترکیب ایزوتوپی تعدادی از کانسارهای آهن با منشأهای متفاوت را به همراه مقادیر اندازه‌گیری شده ایزوتوپ گوگرد منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود دامنه‌ی  $\delta^{34}\text{S}$  نمونه‌ها محدوده‌ای باریک را نشان می‌دهد که این محدوده در محدوده مربوط به آبهای ماگمایی واقع می‌شود. اگر فرض کنیم دمای تشکیل پیریت در کانساز ظفرآباد  $370^\circ\text{C}$  بوده

(Cole et al., 2004). همان‌طور که در جدول ۵ مشاهده می‌شود، سیال در حال تعادل با مگنتیت در این طیفهای دمایی دارای مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  بین ۴/۸ تا % ۸/۱ است، به طوری که مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  این سیال عمدتاً در محدوده آبهای ماگمایی و به مقدار کمتر (در ۲ نمونه) در محدوده آبهای جوی واقع می‌شود (شکل ۱۳). با در نظر گرفتن این‌که آب ماگمایی صرف نظر از ترکیب ایزوتوپی آن یک تجسم ذهنی است و احتمالاً به صورت سالم و بکر 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 می‌کند، بلکه ممکن است با آبهای با منشأهای متفاوت نیز مخلوط و ترکیب ایزوتوپی آن تغییر کند (Faure and Mensing, 2005). همچنین در دماهای بالاتر از  $350^\circ\text{C}$ ، کاهش دما می‌تواند باعث تهی‌شدگی مگنتیت از  $^{18}\text{O}$  نسبت به سیال در تعادل با آن شود (Rose et al., 1985). بر اساس مطالعات ایزوتوپی صورت گرفته مشاهده می‌شود که دو نمونه از شش نمونه آنالیز ایزوتوپی اکسیژن مگنتیت مقادیر منفی تری را (۴/۶۵- و % ۵/۹۳-) نسبت به سایر نمونه‌ها (۱/۱۸-، -۰/۲۸، -۰/۵۸، % ۰/۹۸-) نشان می‌دهند. بررسیهای انجام گرفته نشان می‌دهد دو نمونه فوق از قسمتهای سطحی کانسار برداشته شده‌اند. با توجه به حضور یک زون برشی در منطقه مورد مطالعه و با در نظر گرفتن این‌که این قبیل مناطق محل مناسبی برای نشت و نفوذ آبهای جوی هستند می‌توان گفت تأثیر آبهای جوی در قسمتهای سطحی کانسار بیشتر بوده و در نتیجه این نمونه‌ها تماس بیشتری با آبهای جوی داشته‌اند و درست به همین دلیل تهی‌شدگی بیشتری از  $^{18}\text{O}$  نشان می‌دهند، در صورتی که چهار نمونه دیگر عمدتاً از قسمتهای عمیق‌تر ماده معدنی برداشته شده‌اند که تأثیر آبهای جوی در آنها به مراتب محدودتر از قسمتهای سطحی کانسار بوده است و همین امر باعث شده است تا مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  این نمونه‌ها نسبت به مگنتیت‌هایی که از قسمتهای سطحی کانسار برداشته شده‌اند مثبت‌تر باشد. با توجه به مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  سیال در حال تعادل با مگنتیت که از طریق معادلات تفکیک ایزوتوپی میان آب و مگنتیت به‌دست آمده، می‌توان عنوان کرد که سیال مؤثر در کانه‌زایی در ظفرآباد عمدتاً سیال نوع ماگمایی با مخلوط‌شدگی ضعیف آبهای جوی بوده است. آبهای جوی

محاسبه کرد. با استفاده از این روش مقدار  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  سیال کانه‌ساز بین ۰/۲۷ تا ۰/۹۸٪ تخمین زده می‌شود که این خود نشان‌گر ماگمایی بودن منشأ گوگرد سیال کانه‌ساز است (جدول ۶).

است (براساس مطالعات سیالات درگیر) می‌توان مقادیر  $^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$   $\delta$  محلول در سیال را که در حقیقت گوگرد موجود در پیریت را تأمین کرده است با استفاده از معادلات تفکیک ایزوتوپی ارائه شده توسط اوهموتو و ریه (Ohmoto and Rye, 1979)

جدول ۵. دیاگرام مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس (SMOW) در مگنتیت‌های کانسار آهن ظفرآباد در دمای بین ۳۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد (Cole et al., 2004).

**Table 5.**  $\delta^{18}\text{O}$  values ( $300 \leq T \leq 800^\circ\text{C}$ ) versus the standard mean ocean water (SMOW) in Zafar abad magnetite deposit (Cole et al., 2004).

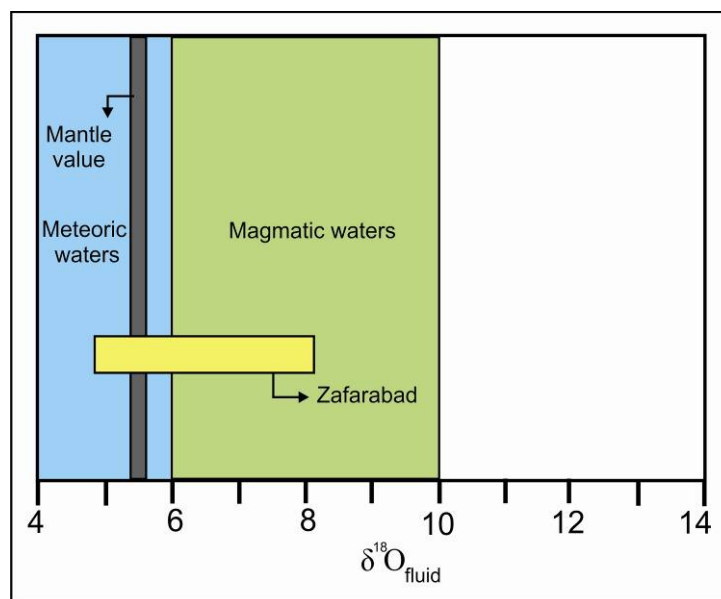
Sample No.	Position	Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Mt}}\%$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluid}}\%$	Elevation (m)	Temperature ( $^\circ\text{C}$ )
D2-120	N:36°01'14" EO:46°58'11"	Magnetite	-1.18	7.2	2080	370*
D2-119	N:36°01'15" EO:46°58'19"	Magnetite	-0.28	8.1	2086	370*
D2-116	N:36°01'16" EO:46°58'13"	Magnetite	-0.58	7.8	2092	370**
D2-124	N:36°01'18" EO:46°58'29"	Magnetite	-0.98	7.4	2097	370**
D-103	N:36°01'05" EO:46°58'12"	Magnetite	-4.65	5.1	2115	240*
D105	N:36°01'06" EO:46°58'13"	Magnetite	-5.93	4.8	2119	220*

\* دمای همگن شدن سیالات درگیر در نمونه‌های مورد مطالعه.

\*\* این دماها نیز باتوجه به هم‌عمق بودن نمونه‌ها و سیالات درگیر مورد مطالعه شده به‌صورت تخمینی در نظر گرفته شده‌اند.

\*Homogenization temperatures of fluid inclusions in studied samples.

\*\*Estimated temperatures according to depth of samples and homogenization temperatures of fluid inclusions studied.



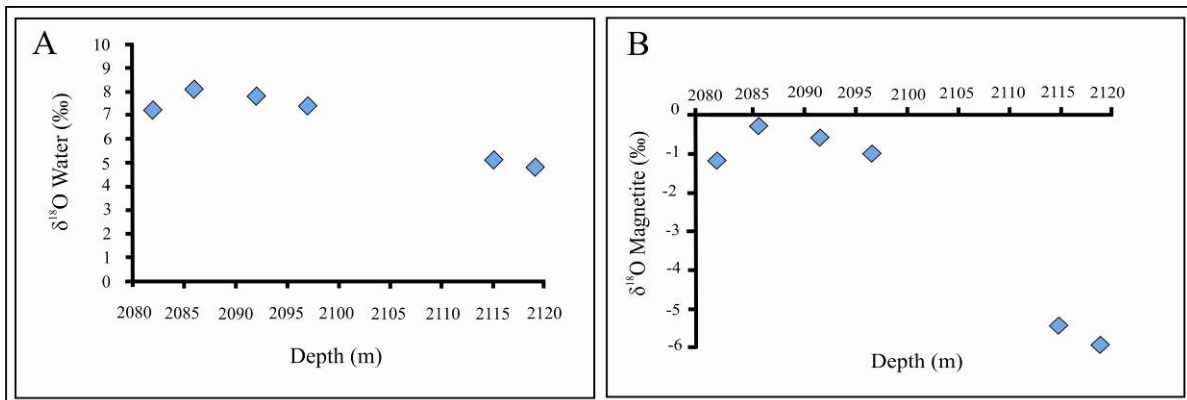
شکل ۱۳. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  سیال در تعادل با مگنتیت در کانسار آهن ظفرآباد

**Fig. 13.**  $\delta^{18}\text{O}$  amounts of fluid in equilibrium with magnetite in Zafar abad deposit.  
جدول ۶. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  در پیریت‌های ظفرآباد.

**Table 6.**  $\delta$  in Zafar

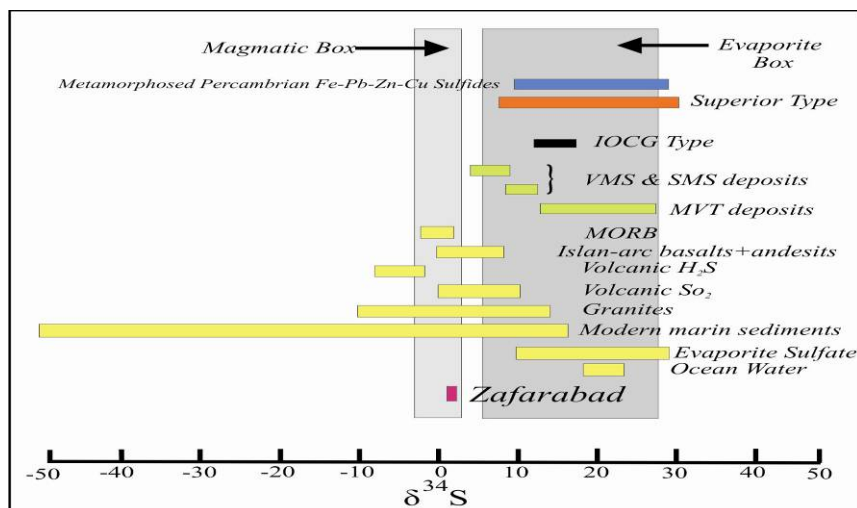
Sample No.	Position	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ ‰
D2-110	N:36°01'14" EO:46°58'22"	Pyrite	1.7	0.74
D2-105	N:36°01'11" EO:46°58'12"	Pyrite	1.9	0.98
D2-108	N:36°01'16" EO:46°58'15"	Pyrite	1.5	0.59
D2-114	N:36°01'15" EO:46°58'19"	Pyrite	1.8	0.86
D2-115	N:36°01'07" EO:46°58'13"	Pyrite	1.6	0.67
D2-119	N:36°01'10" EO:46°58'17"	Pyrite	1.2	0.27

$^{34}\text{S}$  amounts abad pyrites.



شکل ۱۴. نمودار مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$ -عمق، A: برای سیال در حال تعادل با مگنتیت، B: نمونه‌های مگنتیت.

**Fig. 14.**  $\delta^{18}\text{O}$ -depth diagrams, A: fluid in equilibrium with magnetite, B: magnetite samples.



شکل ۱۵. ترکیب ایزوتوپی گوگرد کانسار آهن ظفرآباد در مقایسه با تعدادی کانسار با منشأ متفاوت (Marschik et al., 2008; Sun et al., 1998; Gehlen et al., 1983).

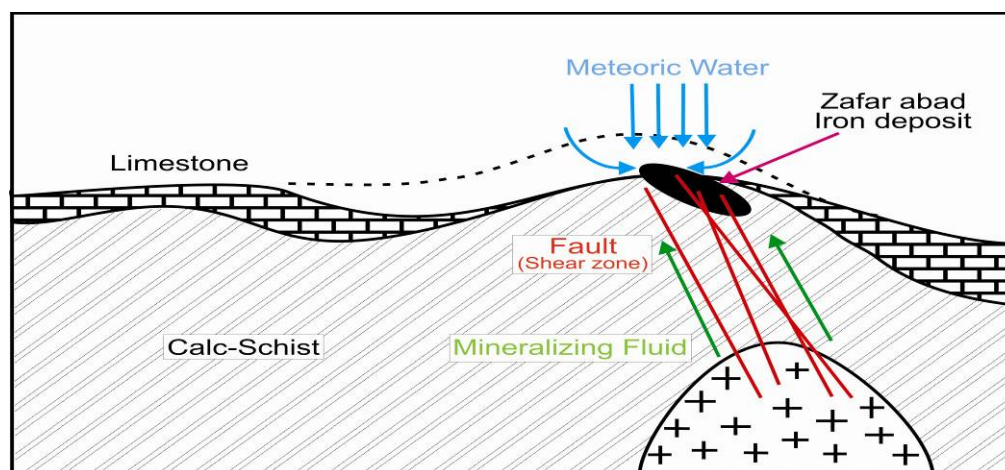
**Fig. 15.** Sulfur isotopic composition of Zafar abad iron deposit in comparison with some deposits of different origin (Marschik et al., 2008; Sun et al., 1998; Gehlen et al., 1983).

## نتیجه‌گیری

مطالعه توزیع عناصر نادر خاکی در کانسار ظفرآباد نشان می‌دهد که کانسنگ ظفرآباد از نظر REE ها چندان غنی نمی‌باشد. محاسبه پارامتر  $(Gd/Yb)_{cn}$  در بین نمونه‌های کانسنگی نشان می‌دهد که تفکیک بین عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به عناصر نادر خاکی سبک که با پارامتر  $cn$   $(La/Sm)$  محاسبه می‌شود کمتر صورت گرفته است. محاسبه پارامتر  $(La/Yb)_{cn}$  نیز نشان می‌دهد که تفکیک بین عناصر LREE و HREE به خوبی صورت گرفته است. تهی‌شدگی Eu در نمونه‌های مگنتیتی این کانسار می‌تواند مرتبط با تبلور بخشی پلاژیوکلاز از ماگمای مرتبط با کانه‌زایی باشد. بر اساس تحلیل پارامترهای محاسبه شده برای عناصر نادر خاکی (REEs) می‌توان گفت که سیالات مؤثر در کانی‌سازی در ظفرآباد مخلوطی از آبهای ماگمایی و جوی بوده‌اند. مطالعات سیالات درگیر نشان دهنده حضور دو نوع سیال در کانی‌سازی است:

الف) یک سیال با دما و شوری بالا، که این ویژگی عمدتاً در سیالهای ماگمایی دیده می‌شود و اکثر نمونه‌های موجود در قسمتهای عمقی کانسار ظفرآباد این ویژگی را دارا هستند.

ب) یک سیال با شوری و دمای پایین‌تر، که این ویژگی یعنی دارا بودن دما و شوری پایین (در سیالات موجود در قسمتهای سطحی)، می‌تواند معرف سیالاتی باشد که یا توسط آبهای جوی حاصل شده‌اند و یا در اثر تأثیر آبهای جوی بر روی سیالات ماگمایی ایجاد شده‌اند. نتایج داده‌های حاصل از تجزیه ایزوتوپ‌های اکسیژن و گوگرد نیز نشان دهنده حضور دو نوع سیال ماگمایی و جوی در کانه‌زایی است که نقش آبهای ماگمایی در این بین بارزتر بوده است. می‌توان گفت که ترکیب ایزوتوپی سیال در تعادل با مگنتیت در این کانسار حاصل هم‌پوشانی ایزوتوپی آبهای ماگمایی با مخلوط شدگی ضعیف آبهای جوی بوده است. تشکیل مگنتیت با مقادیر پایین‌تر از مقادیر معمول آبهای ماگمایی را می‌توان به مخلوط شدن سیالهای ماگمایی تأخیری منشأ گرفته از توده نفوذی عمقی در حال سرد شدن با سیالهای با منشأ جوی نسبت داد. زیرا برقراری تبادل ایزوتوپی بین این سیالها می‌تواند عامل اصلی پایین بودن مقادیر مگنتیت ظفرآباد نسبت به مقادیر معمول آبهای ماگمایی باشد. نهایتاً در شکل ۱۶ مدل پیشنهادی تشکیل کانسار آهن ظفرآباد و انواع آبهای مؤثر در کانه‌زایی ارائه شده است.



شکل ۱۶. مدل شماتیکی تشکیل کانسار آهن ظفرآباد

Fig. 16. Schematic formation model for the Zafar abad orebody

## References

- Appel, P.W.U., 1983. Rare earth element in the early Archaen Isua iron-formation, west Greenland. *Precambrian Research*, 20(2-4): 243- 258.
- Bodnar, R.J., 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble

diameters and P-V-T-X properties on inclusions fluid. *Economic Geology*, 78(3): 535- 542.

- Bodnar, R.J. and Vityk, M.O., 1994. Interpretation of micro thermometric data for  $H_2O$ -NaCl fluid inclusions. In: B. De Vivo and

- M.L. Frezzotti (Editors), fluid inclusions in Minerals, Methods and Applications. Fluids Research Laboratory, Dept. of Geological Sciences, Virginia Tech, Virginia, pp. 117-130.
- Bodnar, R.J., 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties on inclusions fluid. *Economic Geology*, 78(3): 535- 542.
- Borisenko, A.S., 1977. Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Geologiya i Geofizika (Soviet Geology and Geophysics)*, 18(8): 16-27 (11-19).
- Bowman, J.R., O'Neil, J.R. and Essene, E.J., 1985. Contact skarn formation at Elkhorn, Montana. II Origin and evolution of C-O-H skarn fluids. *American Journal of Science*, 285(7): 621- 660.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare earth element geochemistry*, Elsevier, California, pp. 63-114.
- Cole, D.R., Horita, J., Eniamin, V., Polyakov, V.B., Valley, J.W., Spicuzza, M.J. and Coffey, D.W., 2004. An experimental and theoretical determination of oxygen isotope fractionation in the system magnetite-H<sub>2</sub>O from 300 to 800C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(17): 3569- 3585.
- Darvishzadeh, A., 1991. *Geology of Iran*. Danesh-e Emrooz Publication, Tehran, 635 pp. (in Persian)
- De Sitter, J., Govaret, A., De Grave, E., Chamaere, D. and Robrecht, G., 1977. Mossbauer Study of Ca<sup>2+</sup>- containing magnetites. *Physica Status Solidi*, 43(2): 619-624.
- Dupuis, C. and Beaudoin, G., 2011. Discriminant digrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralum Deposita*, 46(4): 319- 335.
- Faure, G. and Mensing, A., 2005. *Principles of isotope geology*. 2th Edition, John Wiley and Sons, New York, 460 pp.
- Frietsch, R. and Pendahl, J.A., 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in kiruna-type iron ores and some other Iron types. *Ore Geology Reviews*, 9(6): 489- 510.
- Gehlen, K.V., Nielsen, H., Chunnett, I. and Rozendaal, A., 1983. Sulphur isotope in metamorphosed Percambrian Fe-Pb-Zn-Cu sulphides and barite at Aggeneys and Gamsberg, South Africa. *Mineralogical Magazine*, 47: 481- 6.
- Hedenquist, J.W. and Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370(6490): 519- 527.
- Hoefs, J. (Translated by Alirezai, S.), 2008. *Stable isotope geochemistry*. Iran University Press, Tehran, 332 pp. (in Persian)
- Jiang, S.Y., Chen, Y.Q., Ling, H.F., Yang, H.J., Feng, H.Z. and Ni, P., 2006. Trace and rare-earth element geochemistry and pb-pb dating of black shales and intercalated Ni-Mo-PGE-Au sulphide ores in Lower Cambrian Strata, Yangtze Platform, South China. *Mineralum Deposita*, 41(5): 435- 467.
- Jiang, S.Y., Zhao, H.X., Chen, T.Y., Yang, T., Yang, J.H. and Ling, H.F., 2007. Trace and rare earth element geochemistry of phosphate nodules from the Lower Cambrian black shale sequence in the Mufu Mountain of Nanjing, Jiangsu Province China. *Chemical Geology*, 244(3-4): 584- 604.
- Karadag, M.M., Kupeli, S., Arik, F., Ayhan, A., Zedef, V., and Doyen, A., 2009. Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortas bauxite deposit (Seydisehir/konya-Southern Turkey). *Chemie der Erde- Geochemistry*, 69(2): 143- 159.
- Kato, Y., 1999. Rare Earth Elements as an Indicator to Origins of skarn deposits: Examples of the kamioka Zn-Pb and Yoshiwara-Sannotake Cu (-Fe) deposits in Japan. *Resource Geology*, 49(4): 183- 198.
- Marschik, R., Spikings, R. and Kuscu, I., 2008. Geochronology and stable isotope signature of alteration related to hydrothermal magnetite ores in Central Anatolia, Turkey. *Mineralum Deposita*, 43(1): 111- 124.
- Meinert, L.D., 1995. Copositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits- Chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: J.F.H. Thompson (Editor), *Magmas, fluids and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada, Canada, pp. 401- 418.
- Ohmoto, H., 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67(5): 551-579.

- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons, pp. 509- 567.
- Raju, P.V.S., 2009. Petrography and geochemical behavior of trace, REE and precious metal signatures of sulphidic banded iron formations from the Chikkasid- davanahalli area, Chitradurga schist belt, India. *Journal of Asian Earth Science*, 34(5): 663- 673.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions, 12. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, Virginia, 646 pp.
- Rollinson, H.R., (Translated by Moore F., Modaberi, S.), 2005. *Using geochemical data*. Iran University Press, Tehran, 422 pp. (in Persian)
- Rose, A.W., Herrick, D.C. and Deines, P., 1985. An oxygen and sulfur isotope study of skarn-type magnetite deposits of the Cornwall type, Southeastern Pennsylvania. *Economic Geology*, 80(2): 418- 443.
- Rye, R.O., 1993. The evolution of magmatic fluids in epithermal environment: the stable isotope perspective. *Economic Geology*, 88(3): 733- 752.
- Shahabpour, J., 1994. Post-mineralization breccias dike from the sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran. *Exploration and Mining Geology*, 3(1): 39- 43.
- Sheppard, S.M.F. and Epstein, S., 1970. D/H and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios of minerals of possible mantle or lower crustal origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 9(3): 232- 239.
- Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Apline range between Iran and central Asia. *Memoire Hors Serve - Dela Societe Geologique De France*, 8: 333- 353.
- Sun, H., Wu, J., Yu, P. and Li, J., 1998. Geology, geochemistry and sulfur isotope composition of the Late Proterozoic Jingtieshan (Superior-type) hematite-jasper-barite iron ores deposits associated with stratabound Cu mineralization in the Gansu Province, China. *Mineralium Deposita*, 34(1): 102- 112.
- Taylor, B.E. and O'Neil, J.R., 1977. Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(1): 1- 49.
- Taylor, H.P., 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Wiley, New York, pp. 229-302
- Taylor, H.P. JR., 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  systematic in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 47(2): 243- 254.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1991. *The continental Crust: its Composition and Evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Blackwell Scientific Publications, 312 pp.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1-4): 229- 272.