

زایش کانسار پلی متال محمدآباد، دلیجان: با استفاده از زمین شیمی و ایزوتوپ های کربن، اکسیژن و گوگرد

علیرضا زراسوندی^۱، محمدعلی علی آبادی^۲، محسن رضایی^۳ و هوشنگ پورکاسب^۴

^۱ استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۲ دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۴ دانشیار، دانشکده علوم زمین، گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

چکیده

کانسار محمدآباد دلیجان در استان مرکزی و از نظر پهنه های ساختمانی ایران، در پهنه ارومیه- دختر قرار دارد. کانه زایی چینه کران آهن- مس به صورت برشی، رگه ای، توده ای، لایه ای و ریزلایه ای و شامل کانه های اصلی هماتیت، پیریت، کالکوپیریت و منگنیت در واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن زیرین دیده می شود. مقادیر، نسبت ها و نمودارهای مختلف عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب نشان از کانه زایی گرمایی با غلبه سیالات ماگمایی دارد. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانی های سولفیدی ($1/51 \pm 2/76\%$) گویای منشأ ماگمایی گوگرد می باشد. مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ (میانگین $3/61\%$)، $\delta^{18}\text{O}$ (میانگین $12/946\%$)، و نمودارهای مربوطه نمایانگر منشأ ماگمایی کربن، گرمایی بودن کلیت و وجود سیال کانه زای عمدتاً ماگمایی می باشد. با توجه به شواهد بالا و قرارگیری منطقه در یک رژیم کششی منطبق بر جایگاه لبه باختری کمان ماگمایی ارومیه- دختر طی ائوسن زیرین و احتمال زیاد وجود توده ماگمایی در اعماق منطقه که علاوه بر دارا بودن پتانسیل بالای کانه زایی آهن و مس و تأمین کننده گوگرد نقش یک موتور گرمایی را برای انتقال سیالات کانه زای به بستر دریا داشته است، یک رخداد بروندمی- گرمایی را برای تشکیل این کانسار در واحدهای رسوبی- آتشفشانی ائوسن منطقه پیشنهاد می شود.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۷/۱۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۶/۰۳

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۱/۰۱

کلیدواژه ها:

محمدآباد

ارومیه- دختر

کانه زایی آهن- مس

ایزوتوپ های پایدار C-O-S

فرایندهای گرمایی- بروندمی

۱- پیش نوشتار

در پیوند با ماگماتیسم ترشیری، تعداد زیادی کانسار آهن تشکیل شده است، که از ائوسن پسین تا اوایل کواترنر در بخش های مختلف ایران گسترش دارند (قربانی، ۱۳۸۷). در این میان، پهنه ارومیه- دختر به عنوان یک ایالت فلز زایی، میزبان تعداد شایان توجهی از کانسارهای آهن و همچنین ذخایر مس و منگنز ایران در این زمان است. کانسار پلی متال محمدآباد، در محدوده ای افزون بر ۴/۵ کیلومتر مربع، در استان مرکزی در فاصله ۷ کیلومتری جنوب شهرستان دلیجان به طرف محلات و در مرز باختری این پهنه ساختمانی، قرار گرفته است (شکل ۱). کانه زایی اصلی در این کانسار آهن به صورت هماتیت می باشد اما همراهی شایان توجه مس در بخش مرکزی معدن و تخمین ۹/۸۸ میلیون تن کانسنگ با عیار میانگین ۰/۴۶ درصد مس، سبب شده تا ضمن استخراج کانسنگ مس دار، کارخانه کانه آرای می نیز در مجاورت معدن احداث و سرمایه گذاری اصلی بر روی این عنصر انجام شود. عمده مطالعات انجام شده بر روی این کانسار، فعالیت های اکتشافی بوده و تاکنون مطالعه مدون و کاملی بر روی این کانسار انجام نگرفته است. شرکت تلاشگران (۱۳۹۵) و همچنین زینلی و اسکندری (۱۳۹۴)، این کانسار را در گروه کانسارهای آتشفشان زاد- رسوبی قرار

می دهند. هرچند در منطقه میمه- دلیجان- محلات کانسارهای آهن و مس متعددی همانند کانسار آهن سرویان، کانسار آهن عیسی آباد، کانسار آهن هروا و مس- طلای پورفیری دالی، مس مزوش و.. دیده می شوند، با این حال، همراهی اقتصادی مس و منگنز، ساخت و بافت کانه زایی، ماهیت سنگ های میزبان و دیگر ویژگی های کانسار محمدآباد آن را به عنوان یک کانسار پلی متال، متمایز از کانسارهای ذکر شده مطرح نموده و ما را بر آن داشت تا برای شناسایی ویژگی های گوناگون آن و ارائه یک مدل زایشی، به مطالعات صحرایی، کانی شناسی، زمین شیمی و ایزوتوپ های پایدار کربن، اکسیژن و گوگرد بپردازیم.

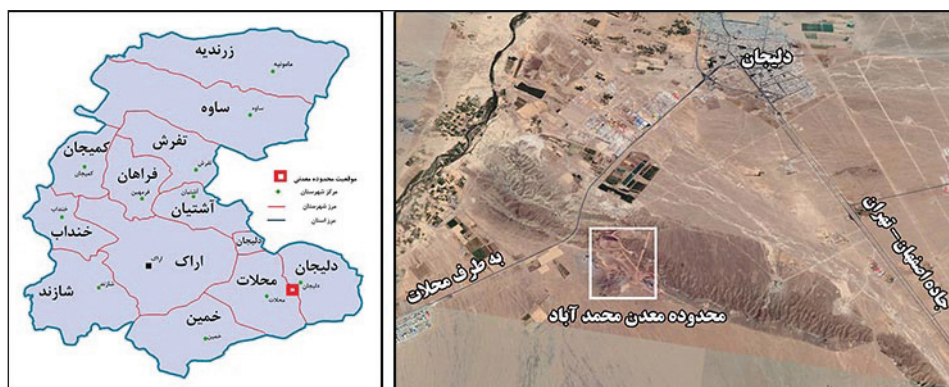
۲- روش پژوهش

پس از انجام مطالعات کتابخانه ای و بازدیدهای صحرایی از بخش های سطحی معدن و مغزه های حفاری، ویژگی های زمین شناختی و چگونگی رخداد کانه زایی از سطح تا عمق حدود ۱۳۰ متری مورد پژوهش قرار گرفت و تعداد زیادی نمونه کانسنگ و سنگ میزبان از اعماق مختلف برداشت گردید. از این نمونه ها تعداد ۷۵ مقطع

جداسازی گردید، سپس به وسیله هاون آگاتی پودر و برای تجزیه ایزوتوپی با استفاده از دستگاه طیف‌سنجی جرمی به آزمایشگاه ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک ارسال شد. در این آزمایشگاه مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ کانی کلسیت نسبت به استاندارد PDB و مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ این نمونه‌ها نسبت به استاندارد تروپیت کانیون دیابلو (CDT) اندازه‌گیری شد. خطای تجزیه در حد $\pm 0.1\%$ برای $\delta^{13}\text{C}$ ، $\pm 0.3\%$ برای $\delta^{18}\text{O}$ و $\pm 0.2\%$ برای $\delta^{34}\text{S}$ می‌باشد. البته برای استفاده از داده‌های $\delta^{18}\text{O}$ نسبت به استاندارد VSMOW، با استفاده از معادله $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} - 30.01 + 1.03091$ ارائه شده توسط Rollinson (1993) داده‌ها به این استاندارد تبدیل شدند.

نازک - صیفلی جهت بررسی‌های کانی‌شناسی، بافت و ساخت کانه‌ها و روابط بین فازهای موجود تهیه و مطالعه شد. در راستای بررسی‌های زمین‌شیمیایی و شناسایی توزیع عناصر اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب در بخش‌های مختلف منطقه معدنی، تعداد ۶۰ نمونه مختلف برداشت و در آزمایشگاه زراآما به روش‌های ICP_OES و ICP_MS تجزیه شیمیایی گردید.

به منظور بررسی ترکیب ایزوتوپی گوگرد، کربن و اکسیژن در این کانسار ۴ نمونه کلسیت و ۹ نمونه کانی پیریت و کالکوپریت از بخش‌های رگه‌های معدن که امکان خالص‌سازی آنها بود، برداشت و سپس با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی

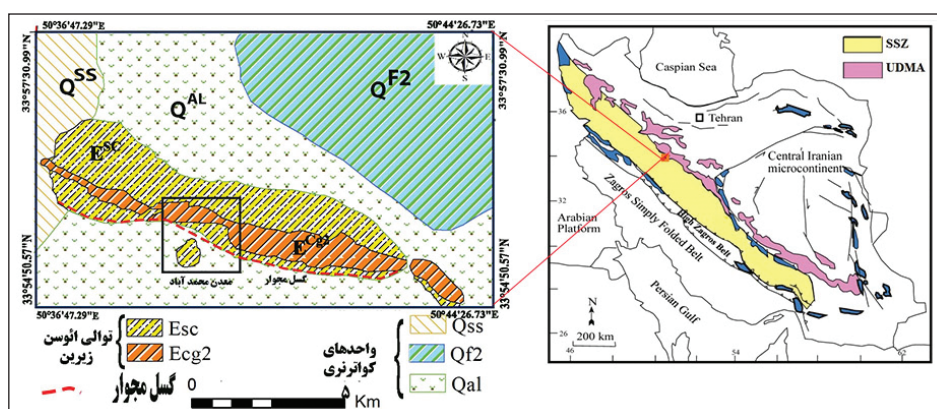


شکل ۱- موقعیت قرارگیری کانسار محمدآباد بر روی نقشه استان مرکزی و تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث (۲۰۲۱).

۳- زمین‌شناسی

این برکه و تقریباً در مرز دو پهنه ساختاری سنج-سیرجان و ارومیه-دختر واقع شده است (شکل ۲). براساس نقشه زمین‌شناسی (شکل ۲) و مشاهدات صورت گرفته، واحدهای سنگی ائوسن زیرین و کواترنری در منطقه پروند دارند. واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن نواری پشته‌ای شکل به طول ۱۱ کیلومتر و عرض ۱ کیلومتر و با روند شمال باختر-جنوب خاور و با شیب میانگین ۲۰ درجه به سمت شمال را تشکیل داده‌اند، که بخش میانی این نوار که در مجاورت جاده محلات - دلیجان قرار دارد، میزبان کانه‌زایی می‌باشد.

منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ دلیجان (قاسمی و کریمی، ۱۳۹۷) قرار گرفته است بخش اعظم این ورقه در پهنه دگرگونی-ماگمایی سنج-سیرجان قرار گرفته است و تنها گوشه شمال خاوری آن در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر قرار می‌گیرد. نقشه دلیجان از دیدگاه تنوع واحدهای سنگی بسیار بی‌مانند است و افزون بر آن، فرایندهای رویدادهای کوهزایی، ماگمایی، دگرگونی و فرسایش شدید، آن را به نقشه‌ای با پیچیدگی‌های زمین‌شناسی بسیار زیاد تبدیل کرده است (قاسمی و کریمی، ۱۳۹۷). منطقه معدنی محمدآباد در بخش میانی شمال



شکل ۲- موقعیت محدوده معدنی در نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (Stocklin, 1968) و نقشه زمین‌شناسی برکه دلیجان (قاسمی و کریمی، ۱۳۹۷).

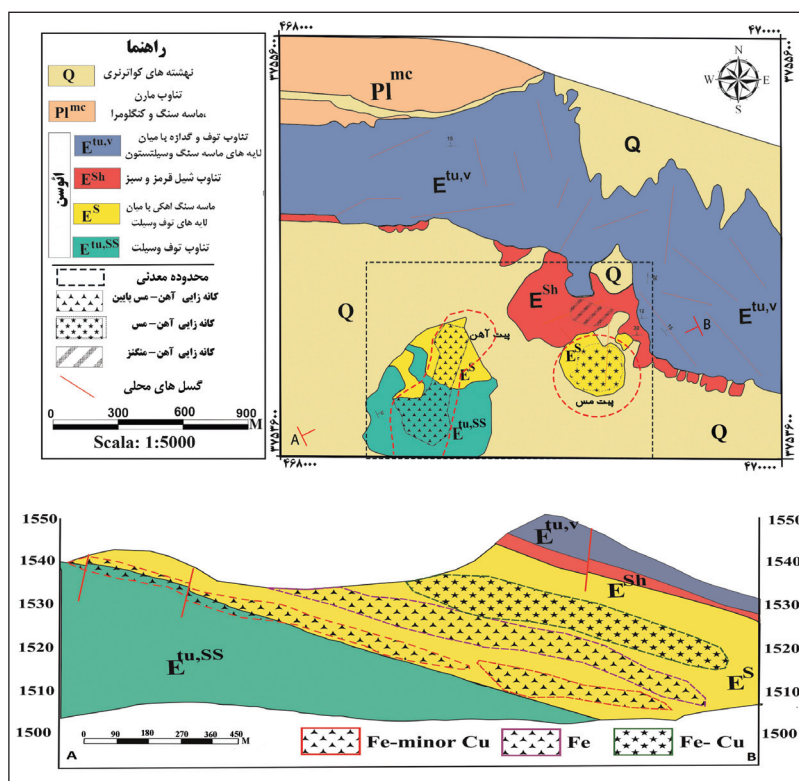
خاور بوده و ترکیب آن تناوبی از توفیت و گدازه به همراه میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی و کربناتی می‌باشد. مطالعات زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی انجام شده بر روی این گدازه‌ها نشان‌دهنده ترکیبات بازالتی، آندزیتی و آندزیت بازالتی می‌باشد. این واحدهای سنگی فاقد هرگونه دگرگونی و به‌هم‌ریختگی شدید ناشی از فرایندهای زمین‌ساختی است. به عقیده قاسمی و کریمی (۱۳۹۷) با توجه به عدم وجود ساختار هم‌ارز در جنوب این توالی آتشفشانی - رسوبی، چین بودن این توالی پشته‌ای شکل منتفی بوده و تصور می‌شود مرز جنوبی این پشته یک ساختار گسلی نرمال با راستای شمال باختر - جنوب خاور می‌باشد که آن را گسل مجاور نامیده‌اند. بر اساس مشاهدات صحرایی، گسل‌های بسیار کوچک در دو روند چیره شمال خاور-جنوب باختر و شمال باختر-جنوب خاور و در انواع امتداد لغز، نرمال معکوس در محدوده کانسار دیده می‌شوند که تأثیر ناچیز آنها ریزلایه‌ها، لایه‌ها و رگه‌ها در سینه کارهای استخراجی و گمانه‌ها آشکار است.

۴- کانه‌زایی، کانه‌شناسی و دگرسانی

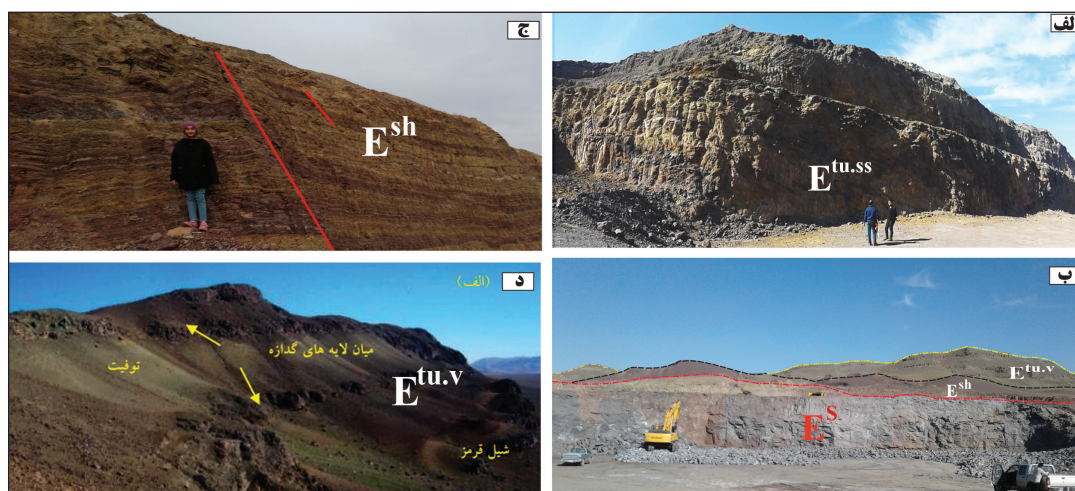
۴-۱. کانه‌زایی

مطالعات صحرایی نشان می‌دهند که کانه‌زایی چند فلزی به صورت چینه‌کران و در یک روند جنوب خاور-شمال باختر در واحدهای ائوسن زیرین رخ داده است. کانه‌زایی آهن تقریباً در همه واحدها وجود دارد، اما کانه‌زایی مس بیشتر در واحد ES (شکل ۳ و ۵) دیده می‌شود. کانه‌زایی در قالب ساختارهای برشی، رگه‌ای، رگچه‌ای، توده‌ای، ریزلایه‌ای و لایه‌ای دیده می‌شود. در این کانسار، دو حفره روباز اصلی به نام‌های حفره روباز آهن و حفره روباز مس حفاری گردیده است.

براساس مطالعات صورت گرفته و نقشه ۱:۵۰۰۰ محدوده معدنی (شکل ۳)، توالی ائوسن به سه واحد کوچک‌تر تفکیک شده است. این واحدها از قدیم به جدید عبارتند از: ۱- تناوب توف‌های کربناتی و سیلتستون ($E^{tu,ss}$) با میان‌لایه‌های آهکی که در بخش جنوب باختری محدوده دیده می‌شوند (شکل ۴-الف). بخش‌های توفیتی این واحد در رخنمون سطحی و مغزه‌های حفاری به رنگ سبز تا صورتی و بخش‌های سیلتستونی به رنگ خاکستری و میان‌لایه‌های آهکی بسته به درصد آغشتگی آنها به اکسیدهای آهن به رنگ‌های سفید تا قهوه‌ای دیده می‌شوند. ستبرای واحد یاد شده متفاوت بوده و در بخش‌هایی تا ۵۰۰ متر نیز می‌رسد. ۲- واحد ماسه‌سنگی کربناتی با میان‌لایه‌های توفی و سیلتستونی (E^{ts}): این واحد در بخش جنوب باختری و مرکز محدوده معدنی رخنمون داشته (و به صورت پیوسته و هم‌شیب بر روی واحد $E^{tu,ss}$ تشکیل شده و خود به صورت هم‌شیب توسط واحد شیلی E^{sh} پوشانده شده است (شکل ۴-ب)). این واحد در رخنمون سطحی به دلیل هوازدگی، به رنگ زرد تا نارنجی و در مناطق ژرف‌تر که به دور از تأثیرات هوازدگی بوده‌اند، به رنگ سیاه دیده می‌شود. از ساخت‌های رسوبی مشاهده شده در آن می‌توان به لامیناسیون و کراس بدینگ اشاره کرد. ۳- تناوب منقطع از شیل‌های قرمز و سبز: (E^{sh}) این واحد شیلی به صورت یک لایه رسوبی منقطع و در بخش مرکزی تا شمالی محدوده با طول حدود ۳ کیلومتر در جهت شمال باختر-جنوب خاور گسترش دارد (شکل ۴-ج). این واحد به صورت پیوسته بر روی واحد E^{ts} تشکیل شده است. ۴- تناوب توف و گدازه با میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی ($E^{tu,v}$): این واحد در بخش شمالی منطقه معدنی و حدود یک سوم محدوده مورد مطالعه را پوشش داده و ارتفاعات اطراف آن را تشکیل می‌دهد (شکل ۴-د)، امتداد آن شمال باختر-جنوب



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی، و مقطع عرضی منطقه معدنی (با تغییرات از شرکت تلاشگران، بهره بردار معدن، ۱۳۹۵).



شکل ۴- الف) واحد $E^{tu.ss}$ در حفرة روباز آهن (به سمت باختر)، ب) واحدهای $E^{tu.v}$ ، E^{sh} ، E^s در حفرة روباز مس (به سمت شمال خاور)، ج) واحد E^{sh} در شمال باختر محدوده (به سمت خاور)، د) واحد $E^{tu.v}$ در شمال باختر محدوده معدنی (دید به سمت خاور).

Age	Symbols	Lithology	Ore Horizon			
			Cu	Fe	Mn±Ba	
PLIOCENE	Pi^{ms}	تناوب مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا				
EARLY EOCENE	$E^{tu.v}$	تناوبی از توفیت و گدازه های آندزیتی با میان لایه های نازک ماسه سنگی و کربناتی				
	E^{sh}	تناوبی از شیلهای قرمز و سبز		●	●	
	E^s	ماسه سنگهای کربناته با میان لایه های توفیتی و سیلتستونی	●	●		
	$E^{tu.ss}$	تناوب توفیتهای کربناتی و سیلتستونهای کربناتی همراه با میان لایه های آهکی	●	●		

شکل ۵- ستون چینه‌شناسی عمومی منطقه معدنی و افق‌های کانه دار (با تغییرات از شرکت تلاشگران، بهره بردار معدن، ۱۳۹۵).

می‌یابد. کانه‌زایی در این حفرة به صورت توده‌ای، لایه‌ای، ریزلایه‌ای و رگه‌ای - رگچه‌ای، دیده می‌شود (شکل ۷). بررسی گمانه‌های حفاری گویای وجود کانه‌زایی تا ژرفای ۱۶۰ متری این بخش کانسار است و لایه‌های کانه‌دار با یک شیب ملایم حدود ۲۵-۱۵ درجه به طرف شمال خاور ادامه می‌یابند.

۴-۲. کانی‌شناسی و توالی پاراژنری

مطالعات صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهند که کانه‌های هماتیت، پیریت، کالکوپریت، مگنتیت، سیدریت، گوئیت، لیمونیت، مالاکیت، آزوریت، کریزوکلا، کوولیت، کالکوسیت، و کانی‌های باطله کوارتز، کلسیت، کلریت، مسکوویت، ژپس و... در این کانسار مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۸ و ۹). هماتیت فراوان‌ترین کانه موجود در این کانسار است که به صورت‌های اولیژست در فرم‌های

الف) حفرة روباز آهن: این حفرة در بخش جنوب باختری کانسار قرار دارد (شکل ۳). کانه‌زایی از واحد $E^{tu.ss}$ شروع و در واحد E^s هم ادامه یافته است. کانه‌زایی آهن در مرکز این حفرة روباز شامل شبکه‌ای از رگه‌های ستبر تا نازک و برش‌های معدنی است (شکل ۶)، اما به طرف بیرون حفرة، شکل‌های توده‌ای، ریزلایه‌ای، لایه‌ای نیز پدیدار می‌شوند. برش‌های موجود حاوی قطعات توف‌های سبز و سیلتستون‌های خاکستری واحد ($E^{tu.ss}$) هستند که هماتیت به صورت سیمان بین آنها را پر نموده است. این قطعات در اثر تأثیر مستقیم سیال‌های کانه‌زا، دگرسانی شدیدی را نشان می‌دهند (شکل ۶). کانی‌های این بخش اکسیدی بوده و کانی سولفیدی به ندرت در آن دیده می‌شود.

ب) حفرة روباز مس: با حرکت از حفرة روباز آهن به سمت شمال خاور، میزان مس در واحد E^s (واحد ماسه‌سنگی کربناتی با میان‌لایه‌های توف و سیلتستون) افزایش

فرایندهای گرمایی به‌وجود آمده‌اند و در حفره روباز آهن‌دار دیده می‌شوند و در رگه‌ها و یا سیمان کانه‌زایی برشی دیده می‌شوند و هماتیت‌های نسل سوم و چهارم که محدودتر هستند، حاصل مارتیتی شدن بخش‌های مگنتیت‌دار و اکسید شدن پیریت می‌باشند (شکل‌های ۸ و ۹).

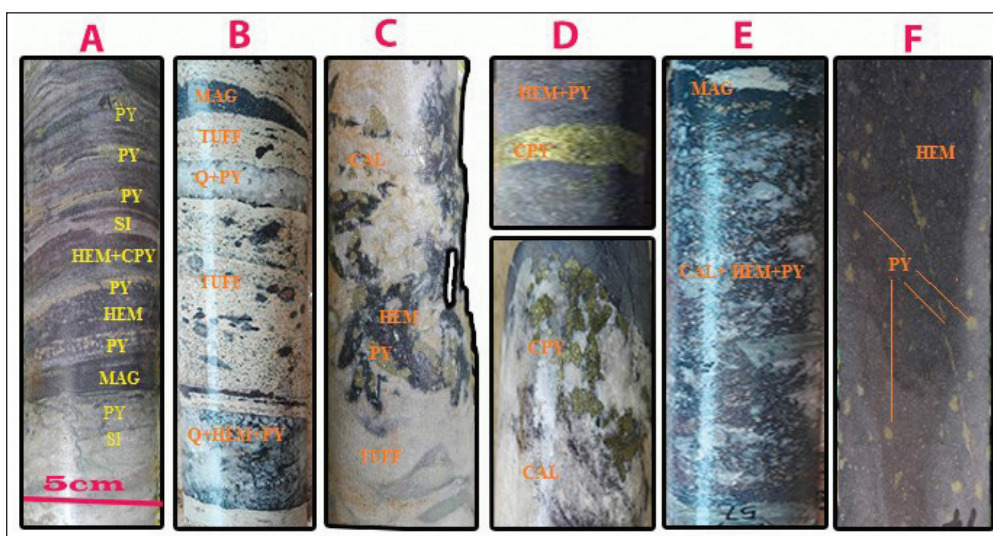
سوزنی و دانه‌های پراکنده بلورین بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. مطالعات بافتی گویای وجود ۴ نسل متفاوت هماتیت در این کانسار است. هماتیت‌های نسل اول که در ریزلایه‌ها و لایه‌ها دیده می‌شوند و پیامد ته‌نشست محلول‌های فوق‌اشباع از آهن در شرایط اکسیدان هستند (Ramdohr, 1980). هماتیت‌های نسل دوم طی



شکل ۶- سیمای بخشی از حفره روباز آهن: الف) کانه‌زایی توده و رگه‌ای، ب) کانه‌زایی برشی با قطعات توف شدیداً خرد شده و سریستی شده، ج) کانه‌زایی توده‌ای و احتمالاً جانشینی آهن همراه با دگرسانی آرزلیک.



شکل ۷- کانه‌زایی توده‌ای و رگه‌ای پیریت و کالکوپیریت و هماتیت در حفره روباز مس.



شکل ۸- تصویر بخش‌هایی از مغزه‌های حفره روباز مس. (A) ریزلایه‌های متناوب هماتیت، پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت، (B) ریزلایه مگنتیت و ریزلایه‌های کلسیتی حاوی پیریت و کالکوپیریت و دانه‌های افشان هماتیت در میزبان توف آهکی، (C) کانه‌زایی اولیه هماتیت به همراه پیریت و کالکوپیریت در زمینه توف آهکی، (D) رگه حاوی کالکوپیریت خالص در زمینه هماتیت و پیریت، پایین: رگه کلسیتی حاوی کالکوپیریت و پیریت در زمینه هماتیت، (E) دانه‌های پراکنده پیریت در زمینه کلسیت و هماتیت، (F) دانه‌های پراکنده پیریت و کالکوپیریت در زمینه هماتیت.

۳-۴. دگرسانی

شده، می‌توان نقش مؤثر سیال‌های گرمایی را در تشکیل آن حتمی دانست. نسبت Mn/Fe یکی دیگر از شاخص‌های تعیین منشأ ذخایر آهن و منگنز و به عنوان نماد جدایش آهن از منگنز می‌باشد. این نسبت در ذخایر مربوط به محیط‌های دریاچه‌ای کمتر از ۱، در ذخایر آب‌زاد برابر ۱ و در ذخایر نوع سدکس بین ۰/۱ تا ۱۰ است (Nicholson et al., 1997). طبق نظر Jach and Dudek (2005) ذخایر گرمایی و یا ذخایر گرمایی همراه با فرایندهای آب‌زاد معمولاً نشان‌دهنده نسبت‌های بالای منگنز به آهن و یا آهن به منگنز می‌باشند، با توجه به این که میانگین Mn/Fe در بخش‌های آهن و مس‌دار حدود ۰/۰۰۰۹ است. می‌توان کانسار را در رده ذخایر گرمایی، یا گرمایی همراه با فرایندهای آب‌زاد (hydrogenous) قرارداد.

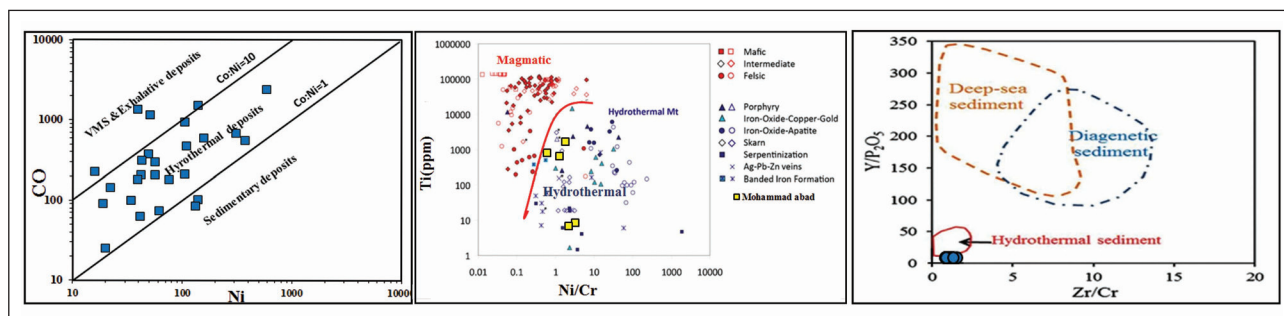
مقادیر متفاوت جانشینی دو یون Ni^{2+} و Co^{2+} به جای Fe^{2+} در شبکه کانی پیریت (Mason and Moore, 1982) منجر به استفاده از نسبت Co/Ni به عنوان نمادی از میزان جانشینی این دو عنصر در شبکه این کانی و به عنوان شاخصی برای تشخیص محیط تشکیل آن می‌باشد. افزون بر پیریت، این شاخص در کانی‌های کالکوپیریت و مگنتیت کانسار بیگ کادیا (Bajwah et al., 1987) و کانسنگ هماتی کانسار هنشک (رجب زاده و همکاران، ۱۳۹۱) مورد ارزیابی قرار گرفته که نتیجه حاصل از این شاخص، مشابه با نتایج مطالعات دیگر بوده است. میانگین Co/Ni در نمونه‌های این کانسار بزرگ‌تر از ۱ بوده و این کانسار در محدوده کانسارهای گرمایی تا برون‌دمی قرار می‌گیرد (شکل ۱۱).

مقدار Cr یکی دیگر از شاخص‌های تفکیک ذخایر آهن می‌باشد (براتی و قلیپور، ۱۳۹۳). کانسارهای ماگمایی با کروم کمتر از ۲۰ ppm از ذخایر رسوبی تیپ راپتان با کروم حدود ۲۵ ppm و کانسارهای گرمایی با مقادیر کروم بالاتر تا حدود ۲۰۰ ppm تفکیک می‌شود. مقدار کروم در کانسنگ محمدآباد ۱۲۱-۹۰ ppm با میانگین ۴۲ ppm است و این کانسار را در گروه ذخایر آهن گرمایی قرار می‌دهد. رفتار Ni و Cr یک تفاوت شاخص در مگنتیت‌های گرمایی و ماگمایی ایجاد می‌کند، در مذاب‌های سیلیکاتی این دو عنصر کاملاً با هم همراه بوده و نسبت $Ni/Cr \leq 1$ می‌باشد، اما در سیال‌های گرمایی رفتار این دو عنصر متفاوت از هم بوده و میزان $Ni/Cr \geq 1$ می‌شود (Dare et al., 2014). میانگین Ni/Cr در کانسار محمدآباد ۱/۸ است و در نتیجه، مگنتیت‌های موجود در این کانسار در محدوده کانسارهای گرمایی قرار می‌گیرند. به باور Dare et al. (2014) نمودار Ti در برابر Ni/Cr نیز می‌تواند مگنتیت‌های ماگمایی را از دیگر انواع مگنتیت متمایز کند. بر این اساس، کانسنگ مگنتیتی محمدآباد (شکل ۱۱) در محدوده کانسارهای گرمایی قرار می‌گیرد.

دگرسانی‌های سریستی، آرژیلیتی، کلریتی، سیلیسی، کربناتی، و با گسترش‌های متفاوت در بخش‌های مختلف این کانسار دیده می‌شوند. ماهیت کانه‌زایی برشی و رگه‌ای متأثر از سیال‌های گرمایی در حفره روباز آهن و البته به مقدار کمتر در بخش مس‌دار سبب شده که به واسطه تأثیر سیال‌های گرمایی، شدت و گسترش دگرسانی در این بخش از کانسار، بیشتر از دیگر بخش‌ها باشد. قطعات توف و سیلستون‌های آهکی موجود در بخش مرکزی این حفره روباز تحت تأثیر سیال‌های کانه‌زا شدیداً سریستی و گاهاً به صورت محلی آرژیلیتی (رسی) شده‌اند (شکل ۶). دگرسانی پروپیلیتی‌شدن (نوع کلریتی‌شدن) دگرسانی دیگری می‌باشد، که بیشتر همراه با بخش‌های مگنتیت‌دار در سطح یا گمانه‌های حفره روباز مس دیده می‌شود پیدایش کلریت ناشی از ورود آهن و منیزیم توسط سیال‌های گرمایی است (Evans, 1980).

۵- زمین‌شیمی کانسار

عوامل مختلف مانند سنگ منشأ، محیط زمین‌ساختی، ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌زا و نوع سنگ میزبان بر روی تمرکز توزیع عناصر مختلف یک کانسار تأثیر مستقیم دارد، از این رو، تفسیر توزیع و نوع عناصر موجود، در یک کانسار کمک خوبی به شناخت نحوه تشکیل آن می‌کند. داده‌های مربوط به تجزیه شیمیایی کانسنگ کانسار محمدآباد که به روش‌های ICP-OES و ICP-MS در شرکت زارآما انجام شده، در جدول ۱ ارائه گردیده است. بررسی این داده‌ها نشان می‌دهد که مقدار آهن، عنصر کانه‌زای اصلی این کانسار، از ۱۱ تا ۴۵ درصد و مقدار مس آن از ۶۰ ppm تا حدود ۳ درصد متغیر است. مقدار میانگین آهن کانسار در بخش‌های مختلف ستون چینه‌شناسی ائوسن زیرین منطقه تقریباً یکسان است اما مقدار مس در بخش‌های مختلف متفاوت بوده و در واحد ماسه‌سنگی کربناتی (E^S) به بیشترین مقدار خود می‌رسد. مقدار Mn کانسار در واحد E^{SH} قابل ملاحظه بوده و در بقیه بخش‌ها تقریباً ناچیز است (شکل ۵). غلظت دیگر عناصر فلزی همانند Pb، Zn، Ag، در این کانسار بسیار پایین و در حد چند پی‌پی‌ام است. مقدار طلای کانسار در این پژوهش مورد بررسی قرار نگرفته است، با این حال، در تجزیه‌های انجام شده توسط شرکت بهره‌بردار، بیشینه مقدار آن ۲۱۷ PPb گزارش شده است که بسیار ناچیز است. از دیگر عناصر، Si و Ca غیر فلزاتی هستند که بیشترین مقدار را در نتایج تجزیه نشان می‌دهند. معمولاً از نسبت‌های عنصری مختلف برای تعیین منشأ کانسارهای آهن استفاده می‌نمایند. میانگین نسبت عناصر Fe/Ti، Fe/Al و Si/Al در این کانسار به ترتیب برابر با ۱۷۱۷، ۱۱۰ و ۱۰ می‌باشد. به باور Hatton and Davidson (2004) سیال‌های گرمایی Fe/Al، Fe/Ti و Si/Al بالایی را نشان می‌دهند از این رو، با توجه به داده‌های یاد



شکل ۱۱- الف) موقعیت نمونه‌ها در نمودار کبالت در برابر نیکل (Bajwah et al., 1987)، ب) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Ti در برابر Ni/Cr (Dare et al., 2014)، ج) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Y/P_2O_5 در برابر Zr/Cr (Marchig et al., 1982).

جدول ۱- داده‌های حاصل از تجزیه زمین‌شیمیایی نمونه‌های کانسنگ آهن - مس کانسار محمدآباد به روش ICP_MS و ICP_OES.

شماره نمونه		MA-1535	MA-1549	MA-1551	MA-1556	MA-1534	MA-1557	MA-1529	MA-1538	MA-1545	MA-1540	MA-1543	MA-1554	MA-1542	MA-1537
نوع نمونه	DL	Fe_Cu Ore	Fe_Cu Ore	Fe_Cu Ore	Fe Ore	Fe Ore	Fe Ore	Fe_Cu Ore	Fe_Cu Ore	Fe_Cu Ore	Fe Ore	Fe Ore	Fe_Cu Ore	Fe Ore	Fe Ore
Si(%)	0.01%	0.1	0.68	2.72	11.13	5.4	25.27	0.73	15.63	15.68	23.22	9.13	1.38	8.74	24.06
Al(%)	0.01%	0.05	0.11	0.06	1.77	2.27	5.09	0.39	3.19	4.13	5.81	3.26	0.38	2.97	8.38
Fe(%)	0.01%	20.11	38.69	30.07	35.22	45.64	14.74	36.85	22.65	30.46	11.65	16.68	28.94	24.9	12.64
Mg(%)	100	0.03	0.017	0.024	0.11	0.16	0.13	0.033	0.13	0.09	0.06	0.48	0.06	523	1857
Ca(%)	0.01%	18.12	8.55	11.18	5.17	5.44	2.21	13.21	7.04	2.11	6.59	15.19	16.66	12.24	0.97
Na(%)	100	0.016	0.013	0.02	0.12	0.69	0.25	0.06	1.02	0.67	3.60	2.3	0.035	1.11	3.18
K(%)	100	0.00	0.013	0.00	1.67	0.82	6.05	0.18	1.96	2.72	0.74	0.24	0.16	1.55	2.73
S(%)	50	13.02	15.89	17.78	4.98	7.16	1.75	10.91	4.98	5.43	1.50	1.51	5.54	5.14	2.0979
Cu(%)	1	2.23	0.7523	2.6	0.16	0.006	0.12	0.55	0.89	1.54	0.006	0.005	2.96	0.006	0.006
Ti	10	5	5	5	667	1345	2960	109	1804	2046	3459	1735	5	1465	5117
P	10	220	124	243	135	145	338	68	292	447	391	322	285	220	465
Mn	5	76	32	117	57	112	39	114	117	41	157	481	994	569	17
Cr	1	9	14	9	32	49	66	20	49	55	74	46	9	44	109
Pb	1	7	6	10	7	8	6	7	8	7	6	7	7	6	9
Ba	1	11	15	21	1195	67	2148	37	358	317	39	62	69	988	178
Co	1	20	1359.9	1529	1143.3	85.5	313.5	942.3	206.7	379.9	62.7	100.7	73.7	475.7	212.8
Nb	1	3.4	37.4	9.3	5.6	7.8	9.3	22.3	6.9	6.9	15.5	6.1	5.1	8.2	20.6
Rb	1	1>	1>	1>	32	29	114	1>	58	88	26	1>	1>	47	117
Sr	1	407.8	344	464.3	757.9	61.9	128	156.4	100.8	52.1	117.8	204.7	81.6	2357.8	102.2
U	0.1	19.45	3.5	1.6	2.5	3.9	2.7	2.2	1.8	1.6	2.1	3.88	2.6	4.9	2.7
V	1	31	49	47	40	232	75	74	54	74	90	107	106	129	141
W	1	27.2	254.7	177.1	83.4	102.2	21.4	148.2	110.7	14	23.3	23.5	25.4	80.1	9.4
Zr	5	8	13	11	28	42	86	17	59	54	91	58	14	47	91
Y	0.5	8.5	4.9	7.8	5.5	8.9	10.5	8.7	7.6	5.6	13.8	15	14.3	25.9	5.9
Mo	0.1	48.1	49.8	294	99	36.3	25.9	31.6	34.5	36	17.1	82.7	6.6	301	251
Zn	1	30	33	47	22	100	12	39	30	36	18	12	53	20	13
Ni	1	9	39	139	51	131	43	106	56	49	41	34	61	109	105
As	0.1	32.5	24.2	41.9	62.1	14.7	7.7	11.3	7.2	23.6	7.1	21.4	21.2	23.2	15.7
Bi	0.1	1.6	0.7	1.6	2.3	0.6	0.4	0.4	1	1.8	0.2	0.2	1.4	0.7	1.4
Sn	0.1	5.3	58	31.1	24.1	8.8	4.9	30.7	9	5	3	2.4	1.3	7.9	3.9
La	1	20	3	9	2	10	7	10	6	3	13	10	16	25	3
Ce	0.0	31	6	16	6	16	18	19	14	8	31	20	22	53	10
Pr	0.05	2.49	0.025	0.92	0.025	1.25	0.73	2.13	0.51	0.025	2.23	0.97	1.75	5.79	0.025
Nd	0.5	10.5	2.2	5.5	1.7	6.5	5.8	11.5	4.5	1.8	11	6.5	9.6	25.4	2.5
Sm	0.02	1.88	0.37	1.18	0.64	1.39	2.4	2.48	1.09	0.58	2.62	1.7	2.1	6.14	0.76
Eu	0.1	1.12	0.5	0.41	0.41	0.52	0.99	0.76	0.28	0.11	0.56	0.43	0.78	1.72	0.16
Gd	0.05	1.89	0.42	1.23	0.58	1.3	1.49	2.25	1.01	0.48	2.48	2.05	2.65	5.71	0.68
Tb	0.1	0.36	0.15	0.28	0.19	0.3	0.34	0.41	0.25	0.17	0.48	0.42	0.45	1	0.21
Dy	0.02	2.29	0.87	1.69	1.16	2.09	2	2.4	1.48	0.97	3.04	2.92	2.84	6.26	1.22
Er	0.05	1.42	0.46	0.83	0.55	1.2	1.12	1.1	0.92	0.59	1.65	1.69	1.35	2.92	0.81
Tm	0.1	0.21	0.05	0.11	0.05	0.18	0.18	0.16	0.14	0.11	0.23	0.22	0.15	0.36	0.14
Yb	0.05	1.2	0.4	0.5	0.4	0.9	1	0.8	0.8	0.5	1.3	1.2	0.7	1.7	0.9
Lu	0.1	0.19	0.5	0.5	0.5	0.13	0.16	0.13	0.13	0.5	0.21	0.16	0.11	0.22	0.14
ΣREE	-	74.55	14.945	38.15	14.205	41.76	41.21	53.12	31.11	16.835	69.8	48.26	60.48	135.22	20.545
LREE/HREE	-	7.59	3.46	5.87	2.70	5.31	4.66	5.63	5.21	3.91	6.02	4.31	5.70	5.80	3.82
La _N /Yb _N	-	11.26	5.07	12.16	3.38	7.51	4.73	8.45	5.07	4.05	6.76	5.63	15.45	9.94	2.25
Gd _N /Yb _N	-	1.28	0.85	1.99	1.18	1.17	1.21	2.28	1.02	0.78	1.55	1.38	3.07	2.72	0.61
La _N /Sm _N	-	6.70	5.10	4.80	1.97	4.53	1.84	2.54	3.46	3.26	3.12	3.70	4.80	2.56	2.48
Eu/Eu*	-	1.82	3.88	1.04	2.06	1.18	1.60	0.98	0.82	0.64	0.67	0.70	1.01	0.89	0.68
Ce/Ce*	-	1.06	5.27	1.34	6.46	1.09	1.92	0.99	1.93	7.03	1.39	1.55	1.00	1.06	8.56
Si/Al	-	2	6	453	6	2	5	1.8	5	3.75	3.8	3	3	2.8	2.8

در ذخایر مرتبط با سیال‌های گرمابی در نقاط مختلف دنیا گزارش شده است (Helvaci, 1984). نسبت‌های La_N/Yb_N با میانگین $7/26$ بیانگر تفکیک خوب بین عناصر LREE و HREE، نسبت Gd_N/Yb_N با میانگین $1/51$ بیانگر تفکیک ضعیف بین HREE و نسبت La_N/Sm_N با میانگین حدود $3/63$ بیانگر تفکیک خوب بین LREE ها در کانسنگ می‌باشد.

بی‌هنجاری Eu (Eu/Eu^*) این کانسار با میانگین مثبت $1/28$ از نسبت شدیداً مثبت $3/88$ در نمونه‌های اکسیدی تا نسبت کمی منفی $0/64$ در نمونه‌های سولفیدی متغیر است. بی‌هنجاری مثبت Eu به عنوان یکی از سیماهای شاخص (Barrett et al., 1990; Peter and Goodfellow, 1996) ذخایر سولفید توده‌ای قدیمی و جدید با منشأ برون‌دمی گرمابی زیردریایی شناخته شده است. این بی‌هنجاری مثبت، می‌تواند ناشی از بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و در نتیجه اکسایشی بودن محیط ته نشست و همچنین ناشی از چیرگی سیال‌های گرمابی (Rollinson, 1993) در محیط رسوب‌گذاری باشد. بی‌هنجاری Eu مثبت مشخص و غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به عناصر HREE به عنوان یکی از شواهد منشأ سیال‌های گرمابی زیردریایی (Hou and Li, 2014) برای کانسنگ محمدآباد می‌باشد. بی‌هنجاری $Ce (Ce/Ce^*)$ با مقدار $0/96$ تا $8/56$ و مقدار میانگین $2/84$ تقریباً در همه نمونه‌ها مثبت است، که گویای تشکیل کانی‌دربدارنده در شرایط اکسیدی می‌باشد (Sholkovitz and Schneider, 1991).

Kato (1999) در بررسی‌هایی که بر روی کلیت‌های کانسارهای اسکارنی ژاپن انجام داده است، با بهره‌گیری از ۳ پارامتر Eu/Eu^* ، Ce/Ce^* و $(Pr/Yb)_N$ و رسم نمودار آنها در برابر مقادیر ΣREE منشأ جوی یا ماگمایی سیال‌ها را تعیین کرده است. براتی و قلی‌پور (۱۳۹۳) نیز با استفاده از این مقادیر در مگنتیت‌های کانسار ظفرآباد کردستان، به نتیجه‌ای همخوان با دیگر نتایج به‌دست‌آمده در خصوص منشأ سیال‌های کانه‌زا رسیده‌اند. در اینجا افزون بر ترسیم داده‌های کانسنگ، از ۲ نمونه کلیت هم استفاده شد. همان‌گونه که در نمودارها (شکل ۱۲) مشخص است، نخست، در هرسه نمودار موقعیت نمونه‌های کلیت با نمونه‌های کانسنگ همخوانی بالایی دارد، و دوم این که، نشان می‌دهند که سیال کانه‌زا مخلوطی از فاز اصلی آب‌های ماگمایی و جزء کوچک‌تر سیال‌های جوی بوده است.

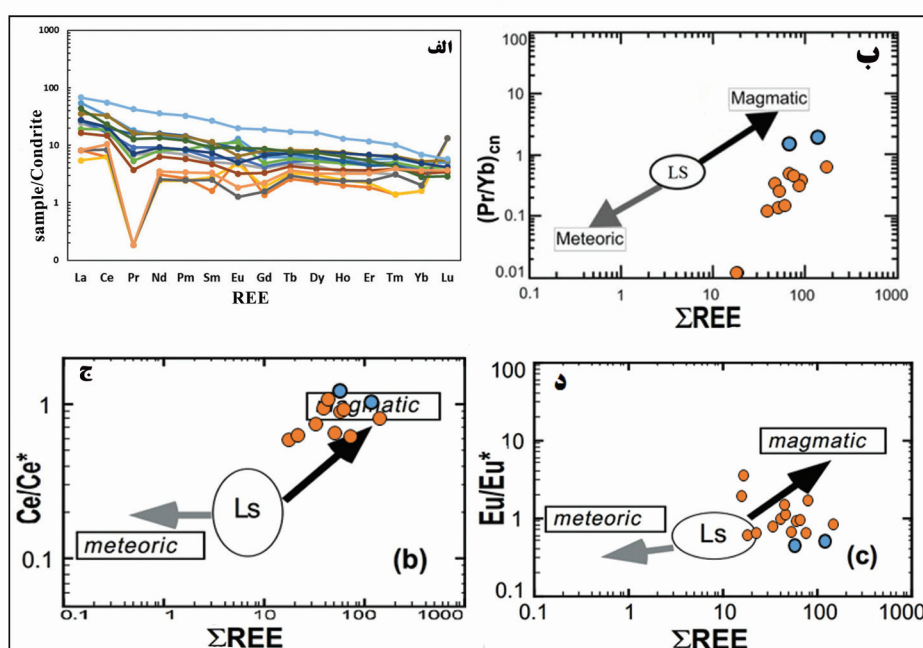
مقدار Y/P_2O_5 در کانسارهای گرمابی بسیار پایین است (Marchig et al., 1982)، و از طرفی مقدار Zr نهشته‌های گرمابی پایین‌تر از مقدار Zr رسوبات غنی از فلز حاصل از دیاژنز و رسوبات غنی از فلز کف دریا می‌باشد، همچنین میزان افزایش Cr و Zr کانسارهای گرمابی به یک نسبت نمی‌باشد (Marchig et al., 1982). از این رو مقدار میانگین $0/02$ نسبت Y/P_2O_5 و همچنین ترسیم نمونه‌ها در نمودار Y/P_2O_5 در برابر Zr/Cr (شکل ۱۱) به خوبی تأیید‌کننده منشأ گرمابی این کانسار می‌باشد.

۵-۱. عناصر خاکی کمیاب

عناصر خاکی کمیاب دارای رفتار و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مشابهی هستند و در تئوری باید رفتار یکسانی را در محیط‌های مختلف نشان‌دهند، لیکن به‌واسطه پدیده‌ای به نام انقباض لاتانیدی، توسط برخی فرایندهای زمین‌شناسی از یکدیگر تفکیک شوند، از این رو، مطالعه تفکیک عناصر خاکی کمیاب به درک اجمالی شرایطی که کانی‌دربدارنده آنها در آن تشکیل شده است، کمک شایانی می‌کند. داده‌های عناصر خاکی کمیاب حاصل از تجزیه کانسنگ کانسار محمدآباد (جدول ۱) نسبت به داده‌های حاصل از کندریت (Evensen et al., 1978) بهنجار و جهت رسم نمودار و محاسبه نسبت‌های مربوطه استفاده شدند.

ΣREE این کانسار $132-140$ ppm و میانگین 47 ppm است. مجموع عناصر کمیاب خاکی همیشه به عنوان شاخصی جهت تشخیص کانسارهای با منشأ مختلف از یکدیگر بوده است. ΣREE کانسارهای آب‌زاد معمولاً در حدود 1000 ppm و در کانسارهای گرمابی حدود 100 ppm گزارش شده است (Küpel, 2010). از این رو، می‌توان این کانسار را در گروه کانسارهای گرمابی آهن قرار داد.

نسبت $\Sigma_{LREE}/\Sigma_{HREE}$ بیان‌کننده نسبت عناصر کمیاب خاکی سبک به عناصر کمیاب خاکی سنگین می‌باشد. این نسبت در کانسار محمدآباد به طور متوسط 2 تا 6 و با میانگین حدود $4/7$ است. در نمودار توزیع REE ها از سمت LREE ها به سمت HREE ها شیب منفی ملایمی دیده می‌شود (شکل ۱۲-الف). هم‌نسبت و هم‌نمودار یاد شده شده، گویای غنی‌شدگی نسبی LREE ها در این کانسار می‌باشند. غنی‌شدگی نسبی $\Sigma LREE/\Sigma HREE$ ،



شکل ۱۲-الف) نمودار توزیع عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Evensen, 1978)، ب، ج، د) نمودارهای ΣREE در برابر $(Pr/Yb)_N$ ، Eu/Eu^* و Ce/Ce^* (Kato, 1999).

۶- مطالعه ایزوتوپ‌های گوگرد-اکسیژن - کربن

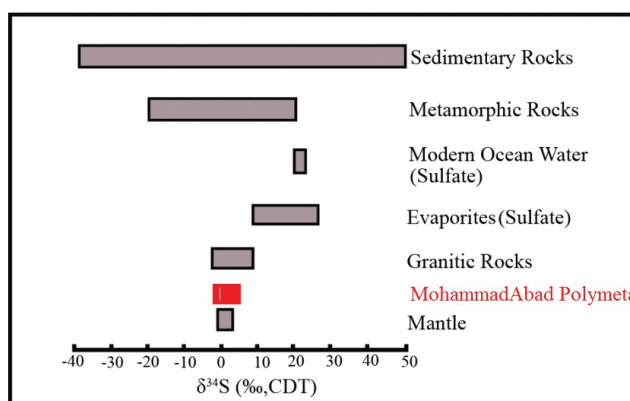
۱-۶ ایزوتوپ گوگرد

مطالعه ایزوتوپ‌های گوگرد افزون بر تعیین منشأ گوگرد مورد نیاز تشکیل کانه‌های سولفیدی، برای تعیین دمای سیال کانه‌دار و تعیین سازوکار تشکیل و ته‌نشست ماده معدنی کاربرد دارد (Hoefs, 2004). تغییرات مشاهده شده در مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌ها می‌تواند بر اساس تغییرات دمایی، شرایط احیایی، تغییرات pH و نیز مقدار ایزوتوپ خاستگاه اولیه (Ohmoto, 1972) حاصل شود. براساس نتایج تجزیه (جدول ۲) میزان $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های سولفیدی در محدوده $\% ۱/۵۱$ تا $\% ۲/۷۶$ با میانگین $\% ۰/۶۸$ - بر حسب استاندارد CDT است. این مقادیر

با سولفیدهای مشتق شده از گوشته توسط (Hoefs 2004) همخوانی داشته و می‌توان منشأ گوگرد کانی‌های سولفیدی محمدآباد را به خاستگاه سیال‌های ماگمایی (شکل ۱۳) نسبت داد. دامنه محدود تغییرات نسبت ایزوتوپی گوگرد می‌تواند ناشی از همگن بودن ترکیب ایزوتوپی خاستگاه و همچنین تأثیر فرایندی یکسان بر تفکیک اجزای گوگرد سیال کانه‌دار در هنگام رویداد کانه‌زایی بوده باشد. یکسان بودن ترکیب ایزوتوپی ماگمای مادر سیال کانه‌زا می‌تواند بازتابی از عدم آلودگی سیال ماگمایی اولیه با سنگ‌های دیواره و عدم وجود فرایندهای تغییر دهنده نسبت‌های ایزوتوپی باشد (محمد دوست و همکاران، ۱۳۹۷).

جدول ۲- داده‌های حاصل از آنالیز ایزوتوپ‌های گوگرد در کانسار محمدآباد.

Sample Name	نوع کانی	$\delta^{34}\text{S}(\%) \text{ vs VCDT} \pm 1\sigma$	Weight percent of Sulfur $\pm 1\sigma$
Maiso1	Py	-2.76 ± 0.19	55.79 ± 0.09
Maiso2	Py	$+0.08 \pm 0.20$	46.53 ± 0.48
Maiso3	Cpy	$+0.27 \pm 0.10$	32.47 ± 0.26
Maiso4	Py	-2.39 ± 0.07	57.59 ± 0.27
Maiso5	Py	-2.40 ± 0.06	55.21 ± 0.23
Maiso6	Cpy	$+0.67 \pm 0.07$	28.17 ± 0.34
Maiso7	Py	$+1.23 \pm 0.11$	54.47 ± 0.70
Maiso8	Py	$+1.51 \pm 0.14$	47.14 ± 0.52
Maiso9	Cpy	-1.66 ± 0.20	35.05 ± 0.50
Maiso10	Cpy	-1.37 ± 0.10	39.12 ± 0.52



شکل ۱۳- دامنه تغییرات ایزوتوپی گوگرد کانی‌های سولفیدی محمدآباد با منابع گوگرد رایج (Hurtgen et al., 2004).

۲-۶ ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن

مطالعه ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن کانی‌های کربناته، به‌ویژه در کلسیت‌های گرمابی یکی از روش‌های زمین‌شیمیایی کاربردی جهت تشخیص منشأ سیال‌های کانه‌زا در کانسارهای فلزی می‌باشد (Zheng and Hoefs, 1993; Zhou et al., 2014). تغییر در ترکیب ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن کلسیت‌های گرمابی معمولاً ناشی از ۱- مخلوط‌شدگی دو سیال متفاوت جهت نهشت کلسیت، ۲- واکنش سیال با سنگ دیواره که منجر به ته‌نشست مستقیم کلسیت می‌شود و ۳- دگرسانی کلسیت‌های اولیه می‌باشد. متغیرهای کنترل‌کننده ترکیب ایزوتوپی کلسیت گرمابی شامل ترکیب سیال اولیه، درجه حرارت و گونه‌های کربن حاضر در سیال می‌باشد (Zheng and Hoefs, 1993).

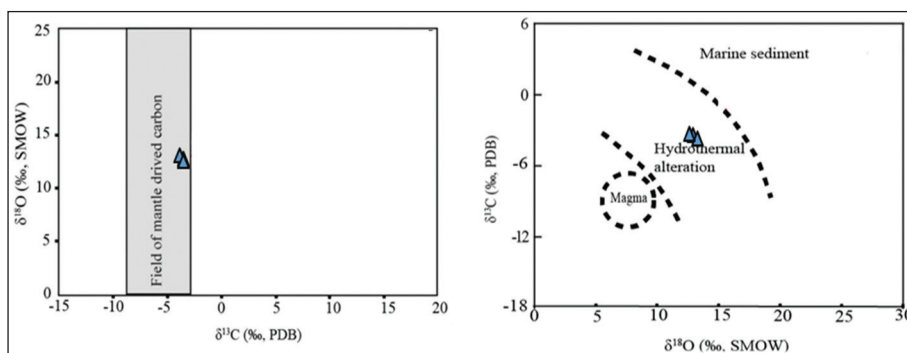
نتایج حاصل از تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در کلسیت‌های همراه با رگه‌های کالکوپیریت - پیریت موجود در حفره روباز مس معدن در جدول ۳ آورده شده است. میانگین $\delta^{13}\text{C}$ براساس استاندارد PDB برابر با $\% ۳/۶۱$ - و میانگین $\delta^{18}\text{O}$ براساس استاندارد PDB برابر با $\% ۱۶/۵۸$ - (بر اساس استاندارد SMOW برابر با $\% ۱۲/۹۴۶$) می‌باشد. از آنجا که کربنات‌های با منشأ ماگمایی و گرمابی به ترتیب دارای مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در حدود $\% ۳$ - و $\% ۸$ - (Ohmoto, 1972) و مقدار متوسط $\delta^{13}\text{C}$ در فرایندهای زیستی حدود $\% ۲۰$ - (Hoefs, 2004) می‌باشد و منشأ محلی $\delta^{13}\text{C}$ در آب دریا‌های عهد حاضر صفر در نظر گرفته می‌شود، چنین استنباط می‌شود که نسبت‌های ایزوتوپی $\delta^{13}\text{C}$ کلسیت‌های محمدآباد با کربنات‌های حاصل از فرایندهای

نشان‌دهنده این مطلب است که کربن موجود در این کانسار (Niiranen et al., 2005) بیش از هر چیزی منشأ ماگمایی دارد. البته بر اساس نمودار Zang et al. (2004) این مقادیر ایزوتوپی، متأثر از فعالیت‌های گرمایی هم بوده‌اند.

زیستی و کربنات‌های دریایی فاصله دارد و در محدوده کلسیت‌های با منشأ کربن ماگمایی تا گرمایی قرار دارد. ترسیم مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن مربوط به کلسیت‌های محمدآباد در نمودار تغییرات $\delta^{13}\text{C}$ نسبت به $\delta^{18}\text{O}$ (شکل ۱۴-الف و ب)

جدول ۳- داده‌های حاصل از مطالع ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در کانسار محمدآباد.

Sample Name	Type	$\delta^{13}\text{C}\text{‰(PDB)}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰(PDB)}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰(SMOW)}$
Maiso 11	calcite	-3.52	-16.95	12.9115
Maiso 12	calcite	-3.85	-16.60	13.272
Maiso 13	calcite	-3.46	-17.20	12.654



شکل ۱۴- موقعیت $\delta^{13}\text{C}$ در برابر $\delta^{18}\text{O}$ کلسیت محمدآباد در نمودارهای الف (Niiranen et al., 2005) و ب (Zang, 2004).

۷- بحث

این کلسیت‌ها در محدوده کلسیت‌های با منشأ کربن گرمایی تا نزدیک به ماگمایی قرار دارد.

ممکن است خوانندگان با توجه به کانه‌زایی آهن-مس در این کانسار، احتمال قرابت ژنتیکی آن را با نوع اسپیکولاریت کانسارهای IOCG را بدهند، با این حال، این کانسار تفاوت‌های شاخصی با کانسارهای تیپ IOCG دارد که به صورت خلاصه مواردی ذکر می‌شود ۱- کانسارهای IOCG عموماً در رژیم‌های کششی و در زمان‌های ژوراسیک (Porter, 2000; Injoque, 2002) تا اوایل کرتاسه ایجاد شده‌اند اما کانسار محمدآباد در اوایل اتوسن تشکیل شده است. ۲- در بیشتر این ذخایر، هورنفلسی شدن سنگ‌های میزبان آتشفشانی-رسوبی دیده می‌شود اما در محدوده معدنی هیچ گونه اثری از هورنفلسی شدن مشاهده نگردید. ۳- دگرسانی‌های پتاسیمی و سدیمی ± کلسیمی با شدت و گسترش متفاوت در این تیب ذخایر دیده می‌شود (Pollard, 2006) اما در این کانسار نشانه‌ای از دگرسانی‌های یاد شده و کانی‌های آلانیت، اکتینولیت، بیوتیت، آپاتیت، گارنت و اپیدوت (Marshall et al., 2006) مشاهده نگردید. ۴- این نوع ذخایر نسبتاً فقیر یا کاملاً بدون کوارتز بوده و تورمالین و مونازیت ممکن است حضور داشته باشند، با این حال، میزان کوارتز در کانسار مورد مطالعه زیاد بوده و در مطالعات انجام شده هیچ اثری از تورمالین، مونازیت مشاهده نگردید. ۵- از نظر زمین‌شیمیایی ذخایر IOCG دارای بی‌هنجاری‌های شدیدی از کبالت، نیکل، آرسنیک، مولیبدن و اورانیم می‌باشند که با حضور مقادیری زیادی از کبالتیت، سافلوریت، دانیت، آرسنوپیریت، نیکولیت، کلوانتیت، مولیبدنیت و اورانینیت مشخص می‌شوند (Hitzman and Valenta, 2005). در نتایج آنالیزهای شیمیایی و پراش اشعه ایکس انجام شده هیچ گونه بی‌هنجاری از عناصر یاد شده دیده نشد. ۶- بی‌هنجاری شدید عنصر روی (بیش از ۲ درصد وزنی) در بخش‌هایی از این ذخایر دیده می‌شود و میزان عناصر نادر خاکی آنها و در حدود صدها تا چند هزار ppm می‌باشد که با حضور

در کانسار چند فلزی محمدآباد، کانه‌زایی آهن-مس به صورت چینه‌کران، با روند جنوب باختر، شمال خاور در واحدهای آتشفشانی-رسوبی اتوسن‌زیرین منطقه روی داده است. کانه‌زایی در بخش جنوبی باختری محدوده بیشتر آهن‌دار و متشکل از کانی اصلی و اولیه هماتیت است که در قالب شبکه‌ای از برش‌ها و رگه‌های متقاطع و ستبر معدنی با همراهی دگرسانی‌های گسترده سریسیتی و کلریتی و گاه آرژیلیتی دیده می‌شود. این بخش شباهت بسیار زیادی با ساختارهای تغذیه‌کننده در کانسارهای پروندمی دارد. به طرف شمال خاور محدوده معدنی ضمن افزایش میزان عنصر مس، این ساختارهای رگه‌ای و برشی جای خود را به ساختارهای لایه‌ای و ریز لایه‌ای متناوب حاوی هماتیت، پیریت و سیلیس می‌دهد. این ساختارهای لایه‌ای و ریز لایه‌ای خود توسط رگه‌ها و عدسی‌های حاوی مگنتیت، پیریت و کالکوپریت و کلسیت قطع شده‌اند. دگرسانی در این بخش کمتر از بخش آهن‌دار بوده اما باز هم دگرسانی‌های پروپیلیتی (نوع کلریتی)، کلسیتی و سیلیسی دیده می‌شود. شواهد ساختی و بافتی موجود گویای کانه‌زایی دو مرحله‌ای، طی فرایندهای رسوب‌گذاری - دیاژنز و مرحله گرمایی می‌باشد.

بررسی نمودارها و نسبت‌های عنصری مختلف، مجموع عناصر خاکی کمیاب، غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک به سنگین و بی‌هنجاری‌های Eu گویای تشکیل کانسار از سیالی گرمایی می‌باشد که بخش اعظم آن از سیال‌های ماگمایی تشکیل شده است.

مقادیر و دامنه محدود $\delta^{34}\text{S}$ موجود در کانی‌های پیریت و کالکوپریت برداشت شده از رگه‌های سولفیدی، گویای دخیل بودن سیال‌های دارای گوگرد ماگمایی برای تشکیل کانه‌های سولفیدی و همچنین تأثیر فرایندی یکسان بر تفکیک اجزای گوگرد سیال کانه‌دار در هنگام رویداد کانی‌سازی بوده است. مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ کلسیت‌های رگه‌ای بخش مس‌دار کانسار نشان می‌دهد که نسبت‌های ایزوتوپی $\delta^{13}\text{C}$

گدازه‌های با ساخت بالشی و ترکیب بازالتی تا آندزیت بازالتی موجود در واحد (E^{III-V}) در خود محدوده معدنی که در بخش زمین‌شناسی به آن اشاره گردید را می‌توان به عنوان بخشی از فعالیت آتشفشانی زیردریایی این سامانه ماگمایی دانست. مسلمان چنین سامانه‌ای نه تنها می‌تواند به عنوان عاملی برای فعالیت‌های برون‌دمی و گرمایی منطقه باشد بلکه می‌تواند به عنوان منبعی برای تأمین ترکیبات کانه‌زا در نظر گرفته شود. همان‌گونه که مطالعات ایزوتوپی نشان داد، گوگرد و کربن موجود در سیستم کانه‌زایی معدن محمدآباد بیشتر منشأ ماگمایی دارد. با توجه به کلیه شواهد و نتایج حاصل از این مطالعه می‌توان کانسار آهن-مس محمدآباد را به عنوان یک کانسار برون‌دمی-گرمایی در واحدهای رسوبی-آتشفشانی انوسن و متأثر از سامانه ماگمایی فعال در ژرفای منطقه دانست. شواهد گویای آن است که مخلوط‌شدگی جزئی آب دریا با سیال شور و چگال ماگمایی نقش مهمی در تشکیل کانسار محمدآباد داشته است. این سیال کانه‌زا، ضمن صعود، اقدام به کانه‌زایی برشی، رگه‌ای، توده‌ای و جانیشینی و دگرسانی‌های کلریتی و سریستی (تشکیل رخساره استرینگر)، به صورت یک سیال با شوری و چگالی بالا (معدل با تیپ ۱ ساتو) به کف حوضه دریایی راه یافته و منجر به تشکیل یک حوضه شورابه‌ای بسته‌شده است که ضمن کانه‌زایی و جانیشینی در رسوبات منفصل کف حوضه به‌ویژه بخش‌های کربناته، همزمان با رسوب‌گذاری سیلستون‌ها و توف‌ها و ماسه‌سنگ‌ها لایه‌ها و ریزلایه‌های آهن‌دار و مس را ایجاد نموده است. البته یکی از مراحل اصلی دیگر در تکوین این کانسار، فعالیت‌های گرمایی پویا شده در منطقه است که رگه‌ها و بخش‌های پر عیار مس‌دار را ایجاد نموده است.

آلانیت در این ذخایر همراه می‌باشد (Williams and Pollard, 2003)، با این حال، در کانسار محمدآباد ناهنجاری روی و عناصر نادر خاکی مشاهده نگردید.

۸- نتیجه‌گیری

منطقه گلپایگان (محدوده دربرگیرنده کانسار محمدآباد) طی انوسن آغازین و متأثر از جایگاه پیش‌کمانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر، یک رژیم زمین‌ساختی کششی را متحمل شده است (Verdel et al., 2013). این رژیم کششی از سویی سبب ماگماتیسم و افزایش شار حرارتی گسترده و از سوی دیگر سبب نوعی روبرداری تند همراه با سردشدگی سریع در سنگ‌های هسته دگرگونی گلپایگان-موتنه شده است. بنا به باور قاسمی و کریمی (۱۳۹۷) (شرح نقشه ورقه دلیجان) مشاهده دگرگونی همبیری در سنگ‌های مزوزویسک (ایجاد پورفیروبلاست‌های ولاستونیت در آهک‌های کرتاسه) جنوب نیم‌ور (منطقه‌ای در نزدیکی و در سمت جنوب خاوری محدوده معدنی) ناشی از وجود توده‌های نفوذی مدفون در این بخش دارد. بدون شک مطالب یاد شده، وجود کانسارهای گرمایی دیرزاد فلوتوریت (معانی جو و میرزائی، ۱۳۹۸) آتشفکوه، باقرآباد و دره‌بادام (در سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسه جنوب و خاور نیم‌ور و در نزدیکی محدوده معدنی محمدآباد)، کانسار گرمایی هماتیت صدر در شمال محلات، گستردگی بالای ذخایر تراورتن منطقه که به باور بسیاری از پژوهشگران (صالحی و محمدی، ۱۳۹۲؛ روشک و همکاران، ۱۳۹۶) دارای منشأ ماگمایی هستند، را می‌توان دلیلی بر فعال بودن یک سامانه ماگمایی از انوسن زیرین در این منطقه دانست. تشکیل

کتابنگاری

- براتی، م. و قلیپور، م.، ۱۳۹۳- مطالعه رفتار عناصر نادر خاکی، سیالات درگیر و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و گوگرد در کانسار آهن اسکارنی ظفرآباد، شمال‌باختر دیواندره، استان کردستان، مجله زمین‌شناسی اقتصادی جلد ۶، شماره ۲، ۲۵۷-۲۳۷. doi:10.22067/econg.v6i2.20257
- رجب‌زاده، م. ع.، پروین، ش.، موسوی‌نسب، ز.، شمسی‌پور دهکردی، ر.، ۱۳۹۱- بررسی کانه‌زایی کانسار هماتیتی هشک در استان فارس با استفاده از داده‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی، پترولوژی ۳(۱۱)، ۳۸-۱۹.
- روشک، ر.، زراسوندی، ع. ر.، پورکاسب، ه.، م. ر.، ۱۳۹۶- بررسی تراورتن‌های ارومیه-دختر شمالی و مقایسه آنها با تراورتن‌های سنج-سیرجان شمالی با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار ۱۸O و ۱۳C، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین سال ۲۷، شماره ۱۰۶، صفحه ۱۵۲-۱۴۳. doi:10.22071/gsj.2018.58235
- زینلی، م. و اسکندری، ف.، ۱۳۹۴- زمین‌شیمی و خاستگاه کانسار آهن محمدآباد، شمال خاور محلات، استان مرکزی، دومین کنگره بین‌المللی زمین‌شناسی کاربردی، مشهد، https://civilica.com/doc/532349
- شرکت تلاشگران مواد معدنی کیمیا صنعت ایران، ۱۳۹۵- گزارش پایان عملیات اکتشاف معدن پلی‌متال محمدآباد دلیجان، کتابخانه سازمان صمت استان مرکزی.
- صالحی، ل. و محمدی سیانی، م.، ۱۳۹۲- مطالعات ژئوشیمیایی ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن در نهشته‌های تراورتن محلات (جنوب شرق اراک). زمین‌شناسی ایران، ۷(۲۷)، ۴۰-۳۱. https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=218963
- قاسمی، م. ر.، کریمی، ح. ر.، ۱۳۹۷- شرح نقشه زمین‌شناسی برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ دلیجان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قربانی، م.، ۱۳۸۷- زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران، انتشارات آرتین، ۵۲۲ صفحه.
- محمد دوست، ه.، قادری، م.، حسن زاده، ج.، ۱۳۹۷- تغییرات ایزوتوپی گوگرد کانی‌های سولفیدی در سامانه‌های پورفیری خوشه میدوک، کمان‌ماگمایی سنوزوئیک کرمان، جنوب‌خاور ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۲۷ (۱۰۷)، ص. ۱۶-۳. doi: 10.22071/gsj.2017.75379.1019
- معانی جو، م.، میرزائی، آ.، ۱۳۹۸- مطالعه کانسارهای فلوریت رگه‌ای باقرآباد و دره‌بادام بر پایه داده‌های عناصر خاکی کمیاب، جنوب خاور محلات، استان مرکزی. فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، ۲۸ (۱۱۰)، ص. ۲۴۷-۲۵۵. Doi:10.22071/gsj.2018.88934.1146

References

- Bajwah, Z. U., Seccombe, P. K., and Offler, R., 1987- Trace element distribution, Co:Ni ratios and genesis of the big cadia iron-copper deposit, new south wales, australia. Mineralium Deposita, 22(4), 292-300. doi:10.1007/BF00204522.
- Barrett, T. J., Jarvis, I., and Jarvis, K. E., 1990- Rare earth element geochemistry of massive sulfides-sulfates and gossans on the Southern Explorer Ridge. Geology, 18(7), 583-586. doi:10.1130/0091-7613(1990)018<0583:Reegom>2.3.Co;2.
- Cornell, R. M., Schwertmann, H. C. U., 2003- The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrences and Uses, Second Edition, Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, DOI:10.1002/3527602097.
- Dare, S. A. S., Barnes, S.-J., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E., and Potvin-Doucet, C., 2014- Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. Mineralium Deposita, 49(7), 785-796. doi:10.1007/s00126-014-0529-0.
- Evans, A. M., 1980- An Introduction to Economic Geology and Its Environmental Impact. Wiley, New York.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., and O'Nions, R. K., 1978- Rare-earth abundances in chondritic meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42(8), 1199-1212. doi:10.1016/0016-7037(78)90114-X.

- Hatton, O. J., and Davidson, G. J., 2004- Soldiers Cap Group iron-formations, Mt Isa Inlier, Australia, as windows into the hydrothermal evolution of a base-metal-bearing Proterozoic rift basin. *Australian Journal of Earth Sciences*, 51(1), 85-108. doi:10.1046/j.1400-0952.2003.01047.x.
- Helvacı, C., 1984- Apatite-rich iron deposits of the Avnik (Bingoel) region, southeastern Turkey. *Economic Geology*, 79(2), 354-371. doi:10.2113/gsecongeo.79.2.354.
- Hitzman, M. W., and Valenta, R. K., 2005- Uranium in Iron oxide – copper – gold (IOCG) Systems. *Economic Geology*, v. 100, pp. 1657-1661, doi:10.2113/gsecongeo.100.8.1657.
- Hoefs, J., 2004- *Stable Isotope Geochemistry*: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Hou, K., and Li, Y., 2014- Geochemistry and Si–O–Fe isotope constraints on the origin of banded iron formations of the Yuanjiacun Formation, Lvliang Group, Shanxi, China. *Ore Geology Reviews*, 57, 288-298. doi:10.1016/j.oregeorev.2013.09.018.
- Hurtgen, M. T., Arthur, M. A., and Prave, A. R., 2004- The sulfur isotope composition of carbonate-associated sulfate in Mesoproterozoic to Neoproterozoic carbonates from Death Valley, California. *Special Paper of the Geological Society of America*, 379, 177-194. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2379-5.177>.
- Injoque, E. J., 2002- Fe oxide – Cu – Au deposits in Peru: An integrated view. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide copper – gold and related deposits: A global perspective*, vol 2. PGC Publishing, Adelaide, pp 97–113.
- Jach, R., and Dudek, T., 2005- Origin of a Toarcian manganese carbonate/silicate deposit from the Křížna unit, Tatra Mountains, Poland. *Chemical Geology*, 224(1-3), 136-152. doi:10.1016/j.chemgeo.2005.07.018.
- 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. doi:10.1111/j.1751-3928.1999.tb00045.x.
- Küpelı, Ş., 2010- Trace and rare-earth element behaviors during alteration and mineralization in the Attepe iron deposits (Feke-Adana, southern Turkey). *Journal of Geochemical Exploration*, 105(3), 51-74. doi:10.1016/j.gexplo.2010.04.001.
- Marshall, L. J., Oliver, N. H. S., and Davidson, G. J., 2006- Carbon and oxygen isotope constraints on fluid sources and fluid – wall rock interaction in regional alteration and iron-oxide–copper–gold mineralisation, eastern Mt Isa Block, Australia. *Miner. Deposita* 41, 429–452. doi:10.1007/s00126-006-0069-3.
- Marchig, V., Gundlach, H., Möller, P., and Schley, F., 1982- Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Marine Geology*, 50(3), 241-256. doi:10.1016/0025-3227(82)90141-4.
- Mason, B., and Moore, C., 1982- *Principles of Geochemistry*. Wiley, New York.
- Nicholson, K., Nayak, V., and Nanda, J., 1997- Manganese ores of the Ghoriachhor-Monmunda area, Sundergarh District, Orissa, India: geochemical evidence for a mixed Mn source. *Geological Society, London, Special Publications*, 119(1), 117-121.
- Niiranen, T., Mänttari, I., Poutiainen, M., Oliver, N. H. S., and Miller, J. A., 2005- Genesis of Palaeoproterozoic iron skarns in the Misi region, northern Finland. *Mineralium Deposita*, 40(2), 192-217. doi:10.1007/s00126-005-0481-0.
- Ohmoto, H., 1972- Systematics of Sulfur and Carbon Isotopes in Hydrothermal Ore Deposits. *Economic Geology*, 67(5), 551-578. doi:10.2113/gsecongeo.67.5.551.
- Peter, J. M., and Goodfellow, W. D., 1996- Mineralogy, bulk and rare earth element geochemistry of massive sulphide-associated hydrothermal sediments of the Brunswick Horizon, Bathurst Mining Camp, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33(2), 252-283. doi:10.1139/e96-021.
- Pollard, P.J., 2006- An intrusion-related origin for Cu–Au mineralization in iron oxide–copper–gold (IOCG) provinces. *Miner Deposita* 41, 179 (2006). doi:10.1007/s00126-006-0054-x.
- Porter, T. M., ed., 2000- *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective* : Adelaide, South Australia, PGC Publishing, Porter Geoconsultancy Pty. Ltd., v. 1, 350p.
- Ramdohr, P., 1980- *The ore minerals and their intergrowths*. Akademie-Verlag, Berlin Germany.
- Rollinson, Hugh R., 1993- *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. 1" ed, Logman Scientific & Technical, London, 352 p.
- Sholkovitz, E. R., and Schneider, D. L., 1991- Cerium redox cycles and rare earth elements in the Sargasso Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(10), 2737-2743. doi:10.1016/0016-7037(91)90440-G.
- Stocklin, J., 1968- *Structural History and Tectonic of Iran: A Review*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, USA, 52, 1229-1258.
- Verdel, C., Hassanzadeh, J., Wernicke, B., and Stockli, A., 2013- The Eocene Golpaygan metamorphic core complex, Central Iran: A case history of orogen-parallel forearc rifting along an Andean-type continental margin.
- Williams, P. J., and Pollard, P. J., 2003- Australian Proterozoic iron oxide –Cu–Au deposits: An overview with new metallogenic and exploration data from the Cloncurry district, northwest Queensland. *Exploration and Mining Geology*, Vol. 10, pp. 191-213. doi:10.2113/0100191.
- Zang, W. S., Wu, G. G., Zhang, D., and Liu, A. H., 2004- Xinqiao iron-deposit field in Tongling, Anhui-geologic and geochemical characteristics and genesis. *Geotectonica et Metallogenia*, 28, 187-193.
- Zheng, Y. F., and Hoefs, J., 1993- Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites. *Mineralium Deposita*, 28(2), 79-89. doi:10.1007/BF00196332.
- Zhou, J.-X., Huang, Z.-L., Lv, Z.-C., Zhu, X.-K., Gao, J.-G., and Mirnejad, H., 2014- Geology, isotope geochemistry and ore genesis of the Shanshulin carbonate-hosted Pb–Zn deposit, southwest China. *Ore Geology Reviews*, 63, 209-225. doi:10.1016/j.oregeorev.2014.05.012.

Original Research Paper

Genesis of the Mohammad Abad polymetallic deposit, Delijan: using Geochemistry, and C, O, S isotopes

Ali-Reza Zarasvandi¹, Mohammad-Ali Ali-Abadi², Mohsen Rezaei^{3*}, and Houshang Pourkaseb⁴

¹ Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

² Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

³ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

⁴ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2020 October 04

Accepted: 2021 August 25

Available online: 2022 March 21

Keywords:

Mohammadabad

Urumieh-dokhtar magmatic arc

Fe-Cu mineralization

S-O-C stable isotopes

Exhalative process

ABSTRACT

The Mohammadabad deposit is located in vicinity of Delijan in central province and in terms of structural zones of Iran, in the Uremia dokhtar zone. Stratabound Fe-Ce mineralization in brecciated, vein, massive, layered and laminar forms, consists ore minerals such as hematite, pyrite, chalcopyrite and magnetite, is seen in lower Eocene volcano sedimentary units. Amounts, ratios and diagrams of trace elements and rare earth elements show hydrothermal mineralization with the predominance of magmatic fluids. The values of $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ of sulfide minerals (-2.76 to 1.51 ‰) and suggest the magmatic source for sulfur or mineralizing fluid with magmatic sulfur. The values of $\delta^{13}\text{C}$ (mean 3.61 ‰), $\delta^{18}\text{O}$ (mean 12.946 ‰) related diagrams show a magmatic source for carbon, hydrothermal genesis for calcite and a mineralizing fluid dominantly magmatic source. The above evidences, the location of the region in a tensile tectonic regime coincident with the western edge position of uremia dokhtar magmatic arc during the Eocene and the presence of magmatic mass in the depths of the region with high potential for iron and copper mineralization and sulfur supply, also has played the role of a heat engine to circulating and transfer of mineralizing fluids to the sea bed. Offers exhalative-hydrothermal processes as a model for deposit genesis in Eocene volcano sedimentary units.

* Corresponding author: Mohsen Rezaei; E-mail: m.rezaei@scu.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2021.250340.1847

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.1.3.3

