ساخت و بافت، کانی‌شناسی و چگونگی تشکیل رخساره‌های سولفیدی در کانسار روی- سرب- (نقره) تپه‌سرخ با سنگ میزبان آواری- کربناتی، جنوب اصفهان

مینا بویری کناری [۱]، ابراهیم راستاد [۲]*، محمد محجل [۲]، علی ناکینی [۳] و معصومه حق‌دوست [۴]

[۱] دانشجوی دکترا، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
[۲] دانشیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
[۳] کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
[۴] کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۶/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۳/۲۰

چکیده

کانسار روی- سرب- (نقره) تپه‌سرخ با سنگ میزبان سیلتستون، دولومیت و توف به سن کرتاسه زیرین در بخش شمالی رشته ایرانکوه در جنوب اصفهان قرار دارد. کانی‌های سولفیدی در این کانسار شامل اسفالریت، گالن، تتراهدریت، پیریت و به مقدار کمتر کالکوپیریت، بورنیت و مارکازیت است. کانی‌های باطله بیشتر شامل دولومیت، کوارتز و باریت است. رخساره‌های سولفیدی دیده شده در این کانسار را می‌توان بر پایه ساخت و بافت و موقعیت قرارگیری آنها نسبت به گسل عادی همزمان با رسوب‌گذاری به رخساره‌های رگه- رگچه‌ای، لایه‌ای و توده‌ای دسته‌بندی کرد. دگرسانی دولومیتی- سیلیسی، از دگرسانی‌های اصلی دیده شده به همراه کانه‌زایی سولفیدی است. بیشترین شدت دگرسانی و کانه‌زایی سولفیدی همراه آن در مجاورت گسل عادی رخ داده است. به‌طوری که با دور شدن از گسل از شدت دگرسانی و کانه‌زایی کاسته می‌شود. مطالعات ژئوشیمیایی گویای آن است که سیال کانه‌دار ماهیت اکسیدان دارد که پس از رسیدن به واحدهای میزبان دارای مواد آلی، احیا شده و عناصر همراه آن به‌صورت سولفید نهشته شده‌اند. مطالعه عناصر فرعی و کمیاب موجود در فازهای سولفیدی در رخساره‌های کانیایی مختلف نشان‌دهنده آن است که سیال کانه‌دار، یک سیال واحد با ترکیب شیمیایی مشابه بوده است. حضور بافت‌هایی چون پیریت فرامبوییدال، چین‌خوردگی سیلتستون حاوی مواد آلی همراه با لامیناسیون سولفیدی در رخساره سولفیدی لایه‌ای غنی از مواد آلی و ساختارهای دیاژنزی مانند لودکست در سیلتستون میزبان نمایانگر رخداد کانه‌زایی در زمان رسوب‌گذاری- دیاژنز است. در حالی‌که کانه‌زایی در سنگ میزبان دولومیت ناحیه‌ای به دلیل رخداد جانشینی دولومیت گرمابی در دولومیت ناحیه‌ای، در دیاژنز کم‌ژرفا صورت گرفته است. بنابراین کانسار تپه‌سرخ با توجه به داشتن ویژگی‌هایی از جمله تشکیل در محیط زمین‌ساختی کششی، وجود سنگ میزبان سیلتستونی و دولومیتی و رخداد انواع رخساره‌های سولفیدی رگه- رگچه‌ای، لایه‌ای و توده‌ای، همانند کانسارهای نوع سدکس است.

کلیدواژه‌ها: رخساره‌های سولفیدی، دگرسانی گرمابی، کانسار روی- سرب، سدکس، کرتاسه زیرین، تپه‌سرخ، اصفهان.

***نویسنده مسئول:** ابراهیم راستاد
E-mail: rastad@modares.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

ذخایر سرب و روی موجود در سنگ‌های رسوبی شامل ذخایر سرب و روی با میزبان آواری (SEDEX)، سرب و روی با میزبان کربناتی (MVT, Irish) و سرب با میزبان ماسه‌سنگی است که از این میان، ذخایر نوع SEDEX و MVT، اصلی‌ترین ذخایر سرب و روی در جهان هستند (Leach et al., 2010). با توجه به حضور گسترده سرزمین‌های کربناتی و آواری در ایران‌زمین، کشور ما نیز از این قاعده مستثنی نیست و در بردارنده ذخایر سرب و روی نوع سدکس در کانسارهای کوشک، چاه‌میر و زریگان (Rajabi et al., 2012b & 2015)، ذخایر نوع MVT در شهمیرزاد (Bazargani-Guilani et al., 2010 & 2011)، کوه‌سورمه (Liaghat et al., 2000) و نخلک (جزی و شهاب‌پور، ۱۳۸۹) و ذخایر سرب با میزبان ماسه‌سنگی مانند کانسار گل زرد (فرهادی‌نژاد، ۱۳۷۷) است. ذخایر سرب و روی با میزبان کربناتی از دید جایگاه ساختاری بیشتر در پهنه‌های سنندج- سیرجان (Momenzadeh, 1976; Rastad, 1981)، ایران مرکزی (Rajabi et al., 2012a) و البرز (Bazargani-Guilani et al., 2010 & 2011) قرار گرفته‌اند. گفتنی است که بیشترین کانه‌زایی سرب و روی با میزبان کربناتی، در کمربند ملایر- اصفهان در پهنه سنندج- سیرجان رخ داده است (Momenzadeh, 1976). یکی از بزرگ‌ترین ذخایر سرب- روی- (نقره) موجود در این کمربند، ذخایر حوضه معدنی ایرانکوه و از جمله آنها کانسار تپه‌سرخ در اصفهان است.

ذخایر حوضه معدنی ایرانکوه با مختصات جغرافیایی ′۳۱ °۵۱ تا ′۴۵ °۵۱ طول خاوری و ′۲۸ °۳۲ تا ′۳۷ °۳۲ عرض شمالی در ۲۰ کیلومتری جنوب اصفهان جای گرفته و شامل کانسارهای تپه‌سرخ، رومرمر، گوشفیل و اندیس‌های باغ ابریشم و تفنگچی‌ها در دامنه شمالی و کانسارهای کلاه‌دروازه، گود زندان و اندیس خانه‌گرگی در دامنه جنوبی است (شکل ۱). معادن گوشفیل و کلاه‌دروازه پیش‌تر توسط پژوهشگرانی همچون Rastad (1981) از نقطه‌نظر نوع رخساره‌های کانه‌دار و مراحل تشکیل و تمرکز ماده معدنی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. Ghazban et al. (1994) نیز کانسار گوشفیل را از دید مطالعات کانی‌شناسی و ایزوتوپی مورد بررسی قرار داده‌اند ولی تاکنون مطالعات علمی دقیقی روی ویژگی‌های سنگ میزبان، بافت و ساخت کانه‌ها، کانی‌شناسی و چگونگی تشکیل ماده معدنی در کانسار تپه‌سرخ صورت نگرفته است. این پژوهش، تلاشی برای مشخص کردن انواع بافت و ساخت‌های مختلف رخساره‌های سولفیدی و ارتباط آنها با نوع سنگ میزبان و دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی و نیز استفاده از مطالعات جدید EPMA و ICP-MS&AES در این کانسار است.

۲- روش مطالعه

بررسی‌های صورت‌گرفته شامل مطالعات و برداشت‌های دقیق صحرایی به منظور تهیه و تکمیل نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ و نمونه‌برداری از رخنمون‌ها و مغزه‌های حفاری است. به همین منظور، از واحدهای سنگی مختلف، تعداد زیادی نمونه انتخاب و ۲۴۰ مقطع نازک- صیقلی و ۱۰ مقطع نازک از آنها تهیه شد و مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفت. به منظور بررسی دقیق‌تر و تفکیک نوع کربنات‌ها (دولومیت و کلسیت)، ۱۰۰ نمونه توسط مخلوط آلیزارین و فری‌سیانید پتاسیم

رنگ‌آمیزی شد. افزون بر آن، ۶ نمونه دولومیت، ۳ نمونه سیلتستون و یک نمونه چرت نیز انتخاب و پس از پودر کردن، برای اندازه‌گیری دقیق میزان اکسیدهای اصلی به روش ICP-MS&AES، در آزمایشگاه شرکت ACME کانادا مورد تجزیه قرار گرفت. همچنین به منظور بررسی دقیق کانی‌های سولفیدی و شناسایی انواع فازهای کانیایی و نیز میزان پراکندگی و غلظت عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در کانی‌ها، نمونه‌ها توسط دستگاه EPMA و SEM در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران بررسی شد.

۳- زمین‌شناسی

دیرین‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه، شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های خاکستری رنگ ژوراسیک زیرین (J_s) است (شکل‌های ۱ و ۲). بالاآمدگی منطقه در اثر کوهزایی کیمرین در زمان ژوراسیک بالایی، سبب ایجاد یک سطح فرسایشی در واحد شیلی- ماسه‌سنگی ژوراسیک زیرین و قرارگیری واحد کنگلومرایی- ماسه‌سنگی سرخرنگ قاعده کرتاسه (K1c) به‌صورت دگرشیب روی آن شده است (Rastad, 1981). ستبرای مجموع واحدهای آواری از ۱ تا ۱۲ متر تغییر می‌یابد. ماسه‌سنگ سرخ رنگ (K1ss) روی واحد K1c قرار گرفته و رسوب‌گذاری با نهشته شدن سیلتستون (K1s) ادامه یافته است (شکل ۲). سیلتستون بیشتر توسط واحد آهک نازک‌لایه اربیتولین‌دار (K2L) که به‌طور بخشی دولومیتی شده است، پوشیده می‌شود. مرز تبدیل سیلتستون به آهک نازک‌لایه اربیتولین‌دار تدریجی است و در برخی موارد، واحدهای رسوبی دوگانه متشکل از واحدهای آواری (سیلتستون و ماسه‌سنگ) و کربناتی دیده می‌شوند که در سوی توالی قائم چینه‌ای، از میزان آواری‌ها کاسته و بر میزان کربنات افزوده می‌شود. این افزایش تا جایی ادامه می‌یابد که کل سنگ، به کربنات تبدیل می‌شود. وجود رخساره دوگانه می‌تواند نشان‌دهنده تغییر محیط رسوبی از سیلتستون تشکیل شده در بخش‌های کم‌ژرفا به سوی کربنات های نهشته‌شده در ژرفای بیشتر باشد (Miall, 1996 & 2002). روی واحد K2L، واحد آهک اربیتولین‌دار (K3L) با لایه‌بندی به نسبت متوسط قرار می‌گیرد. واحد آهکی K3L در دامنه شمالی و در بخش‌هایی از دامنه جنوبی به‌طور گسترده دولومیتی شده است که از آن با نام واحد K3d یاد می‌شود. این واحد به علت داشتن رنگ سرخ- قهوه‌ای، آشکارترین واحد قابل مشاهده در محدوده معدنی است. دولومیت K3d که بیشتر دامنه شمالی منطقه معدنی را می‌پوشاند، میزبان اصلی کانه‌زایی در کانسار تپه‌سرخ است. در ادامه توالی سنگ‌چینه‌ای، واحد آهکی نازک‌لایه خاکستری‌رنگ (K4L) روی واحد K3d قرار می‌گیرد و خود توسط واحد آهکی ستبرلایه (KL) که سازنده ارتفاعات محدوده معدنی ایرانکوه است، پوشیده می‌شود. جوان‌ترین واحد رسوبی، واحد شیلی زیتونی‌رنگ همراه با میان‌لایه‌های آهکی (K5sh) است (شکل ۱).

یادآور می‌شود که حضور واحد آذرآواری- آتشفشانی (Kv) در ادامه بخش باختری کانسار تپه‌سرخ در ناحیه باغ ابریشم است (شکل ۱) که از پایین به واحد ماسه‌سنگ کرتاسه زیرین و از بالا به واحد کربناتی K3L محدود و به‌طور فرعی میزبان کانه‌زایی است. این واحد روی زمین رخنمون ندارد و بر پایه مطالعه گمانه‌های حفاری ستبرایی در حدود ۱۵ متر دارد و بیشترین گسترش آن در نزدیک گسل گوشفیل- باغ ابریشم است آن‌چنان که با فاصله گرفتن از محدوده عملکرد گسل، آثاری از این واحد آذرآواری- آتشفشانی دیده نمی‌شود. واحد Kv به سوی خاور در محل کانسار تپه‌سرخ به‌طور جانبی به واحد سیلتستون تغییر می‌یابد که در آن بخش حدود ۱۰ متر ستبرا دارد. تغییر رخساره جانبی واحدهای آذرآواری- آتشفشانی به واحدهای آواری کرتاسه زیرین در کمربند ملایر- اصفهان، در مقطع دوخواهران در اراک نیز گزارش است (سهندی و همکاران، ۱۳۸۶).

روند عمومی لایه‌های رسوبی شمال باختر- جنوب جنوب خاور است. از دید زمین‌ساختی، چین‌خوردگی اصلی موجود در منطقه به‌صورت یک ناودیس با روند شمال باختر- جنوب خاور است که به سوی دو طرف، به تاقدیس و ناودیس‌های بسیار با همین روند تبدیل می‌شود (شکل ۱). گسل‌های مختلفی با ماهیت عادی، وارون و امتدادلغز در منطقه وجود دارند. یکی از گسل‌های اصلی موجود در منطقه، گسلی است که با فاصله کمی از خاور کانسار گوشفیل از منطقه سنگبری آغاز شده و تا باختر کانسار تپه‌سرخ، در منطقه باغ ابریشم ادامه می‌یابد (شکل ۱) که با نام گسل گوشفیل- باغ ابریشم از آن یاد می‌شود. در امتداد این گسل، واحدهای شیلی- ماسه‌سنگی ژوراسیک شیب رو به شمال دارند در حالی که در منتهی‌الیه شمال خاوری و جنوب باختری و پس از محدوده گسلش، واحدهای ژوراسیک شیب عادی و رو به جنوب دارند. کانه‌زایی اصلی در یال شمالی رشته ایرانکوه در کانسارهای گوشفیل، رومرمر، تپه‌سرخ و اندیس باغ ابریشم، در محدوده عملکرد این گسل قابل مشاهده و پیگیری است. گسل گوشفیل- باغ ابریشم در حال حاضر دارای شیب زیاد (°۸۹-۷۰) و ماهیت وارون است که در امتداد آن، واحدهای شیلی ژوراسیک روی واحدهای کرتاسه زیرین رانده شده‌اند. شیب زیاد و غیرعادی این گسل وارون می‌تواند نشان‌دهنده آن باشد که این گسل در ابتدا و در مرحله کانه‌زایی به‌صورت عادی (همزمان با رسوب‌گذاری) عمل کرده و در طی مراحل کوهزایی (لارامید) به گسل وارون با شیب °۷۰ تا نزدیک به قائم تبدیل شده است (ناکینی، ۱۳۹۲). همانند این پدیده که از آن با نام inversion یاد می‌شود در بسیاری از ذخایر سرب و روی با میزبان رسوبی همانند کانسارهای نوع سدکس در کانادا (Nelson, 1997) و ذخایر حوضه ایریش (Kerr, 2013) گزارش شده است.

در یال جنوبی و در محدوده کانسارهای کلاه‌دروازه و گودزندان، گسل‌های امتدادلغزی وجود دارند که بیشتر به موازات محور اصلی رشته‌کوه هستند و افزون بر رخداد جابه‌جایی، می‌توان کانه‌زایی را نیز در امتداد و همراه با این گسل‌های امتدادلغز دید. برخی از گسل‌های امتدادلغز نیز در منطقه وجود دارند که در دره‌های موجود در یال شمالی رشته ایرانکوه در محدوده تپه‌سرخ- رومرمر رخ داده‌اند که تنها سبب جابه‌جایی عرضی رشته ایرانکوه شده‌اند و هیچ‌گونه کانه‌زایی به همراه ندارند. گسل‌های عادی به‌صورت دسته‌گسل‌های موازی با هم و تقریباً عمود بر محور چین‌خوردگی اصلی منطقه بوده و دارای روند کلی شمالی- جنوبی هستند (شکل ۱). این گسل‌ها در کانسار تپه‌سرخ به‌صورت قطع‌کننده لایه‌بندی سنگ‌های کربناتی دیده می‌شوند و نقشی در کانه‌زایی ندارند. به‌طور کلی می‌توان گفت عملکرد گسلش عادی اولیه در منطقه ایرانکوه سبب ایجاد فرازمین و فروزمین‌های بسیار شده است که در آن واحدهای ژوراسیک روی فرازمین‌ها و واحدهای کرتاسه بیشتر در فروزمین‌ها قرار گرفته‌اند. این پدیده در مقیاس ناحیه‌ای نیز فراگیر است؛ به‌طوری که در منطقه شهرضا نیز واحدهای کرتاسه در فروزمین‌ها و واحدهای دیرین‌تر پرمین- تریاس در فرازمین‌ها دیده جابه‌جایی (تدین، ۱۳۹۲).

۴- سنگ میزبان، رخساره‌های سولفیدی، بافت و ساخت و کانی‌شناسی

کانه‌زایی در کانسار تپه‌سرخ در دو موقعیت تپه‌سرخ یک و دو (شکل ۳) رخ داده است. کانه‌زایی در تپه‌سرخ یک در مجاورت مرز واحدهای ژوراسیک و کرتاسه و درون واحد سیلتستون و دولومیت K3d کرتاسه زیرین دیده می‌شود. در حالی که در تپه‌سرخ دو، تنها دولومیت K3d دربرگیرنده پهنه کانه‌دار هستند (شکل ۳). افزون بر آن، در اندیس باغ ابریشم در بخش باختری کانسار تپه‌سرخ، کانه‌زایی در واحدهای آتشفشانی- آذرآواری (Kv) رخ داده است. کانه‌زایی در کانسار تپه‌سرخ و اندیس باغ ابریشم دارای بافت توده‌ای، نیمه‌توده‌ای، برشی، لامینه، رگه- رگچه‌ای، کلوفرم، جانشینی و پراکنده بوده و متشکل از اسفالریت، گالن، پیریت، تتراهدریت و به میزان کمتر کالکوپیریت، بورنیت و مارکاسیت است. واحدهای سنگی دولومیت، سیلتستون و توف واحدهای میزبان کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه هستند که در

ادامه به ویژگی‌های انواع رخساره‌های کانه‌دار سولفیدی در هر یک از این واحدهای سنگی پرداخته می‌شود.

۴- ۱. رخساره‌های سولفیدی در سیلتستون غنی از موادآلی

سیلتستون یکی از اصلی‌ترین سنگ‌های میزبان کانه‌زایی در کانسار تپه‌سرخ است که حدود ۱۰ متر ستبرا دارد. کوارتزهای ریز تا متوسط‌دانه با جورشدگی و گردشدگی خوب در ماتریکسی از بلورهای ریز کوارتز و به مقدار کمتر سریسیت، از اصلی‌ترین عناصر سازنده این واحد سنگی هستند. مواد آلی به فراوانی در برخی از بخش‌های این واحد دیده می‌شود که از دید نوری آنیزوتروپ و بر پایه Rastad (1981) از نوع آلگی و همانند آسفالتیت هستند. بر پایه جایگاه رخساره سولفیدی نسبت به محل خروج سیال کانه‌ساز (در نزدیک گسل گوشفیل- باغ ابریشم)، بافت و ساخت ماده معدنی و کانی‌شناسی سولفیدها در سیلتستون میزبان، می‌توان سه نوع رخساره سولفیدی رگه- رگچه‌ای، توده‌ای و لامینه را از یکدیگر متمایز کرد:

- رخساره رگه- رگچه‌ای: این نوع کانه‌زایی در بخش زیرین رخساره توده‌ای قرار دارد و شامل رگه- رگچه‌های بسیار سولفیدی است که لامیناسیون سیلتستون میزبان را در جهات مختلف قطع کرده است (شکل ۴- الف). ستبرای این نوع کانه‌زایی از یک تا ده متر متغیر است. رگچه‌ها دارای ترکیب دولومیتی- سیلیسی- سولفیدی هستند که از کانی‌های سولفیدی مشخصه این بافت می‌توان به اسفالریت، گالن و کالکوپیریت اشاره کرد. دولومیت گرمابی (D_H) و کوارتز گرمابی (Qz) از مهم‌ترین کانی‌های همراه با کانه‌زایی سولفیدی هستند (شکل‌های ۴- الف و ب). ژئومتری و ترکیب کانی‌شناسی بافت رگه- رگچه‌ای همانندی بسیار زیادی به پهنه‌های تغذیه کننده ذخایر نوع سدکس (Leach et al., 2005) و ایریش (Wilkinson, 2003) دارد. در این رگه‌ها، کانی‌های سولفیدی به‌صورت جانشینی در دولومیت و کوارتز گرمابی دیده می‌شوند (شکل ۴- ب).

- رخساره توده‌ای: این نوع کانه‌زایی، بخش پرعیار ماده معدنی را تشکیل می‌دهد و شامل کانه‌زایی سولفید توده‌ای در مجاورت گسل گوشفیل- باغ ابریشم است. رخساره توده‌ای به‌صورت لنزی شکل است و حدود ۲۰۰ متر طول و ۲ تا ۱۲ متر ستبرا دارد. از ویژگی‌های آشکار این رخساره می‌توان به رخداد فراوان فرایند جانشینی در سیلتستون میزبان اشاره کرد. بر پایه مطالعات انجام شده، مقدار گالن و کالکوپیریت در مجاورت گسل بیشتر است و با دور شدن از آن، از میزان گالن و کالکوپیریت کاسته می‌شود و اسفالریت افزایش قابل توجهی پیدا می‌کند. افزون بر کوارتز آواری و کانی‌های رسی که از عناصر اصلی سازنده سنگ میزبان هستند، کانی‌های دیگر از جمله دولومیت و کوارتز گرمابی نیز دیده می‌شوند که دارای همراهی نزدیک با کانه‌زایی سولفیدی هستند. دولومیت‌های گرمابی بیشتر توسط سولفیدها جانشین شده‌اند. کانی‌های سولفیدی موجود در رخساره توده‌ای شامل مقادیر فراوانی از اسفالریت، گالن، پیریت، تتراهدریت و کالکوپیریت است (شکل‌های ۵- الف و ب). بر پایه مطالعات میکروسکوپی انجام شده، اینچنین دریافت می‌شود که ابتدا کالکوپیریت جانشین پیریت و در ادامه خود توسط گالن و اسفالریت جانشین شده است (شکل ۵- ب). باریت یکی دیگر از کانی‌های دیده شده در رخساره توده‌ای است که بیشتر به‌صورت بلورهای کشیده و یا شعاعی رخ داده و توسط کانی‌های سولفیدی به‌ویژه اسفالریت و گالن جانشین شده است.

- رخساره لایه‌ای: این نوع کانه‌زایی گسترش کمتری نسبت به رخساره توده‌ای داشته و در فواصل دورتر از آن قرار دارد. این رخساره شامل لامینه‌های متناوب کانی‌های سولفیدی با لامیناسیون سنگ میزبان است (شکل‌های ۶- الف و ج). سولفیدها بیشتر متشکل از اسفالریت و به میزان کمتر گالن، پیریت و کالکوپیریت هستند. در این رخساره پیریت به‌طور چیره به‌صورت لامینه و فرامبوییدال دیده می‌شود. کالکوپیریت بیشتر به‌صورت بیماری کالکوپیریت در اسفالریت‌ها دیده می‌شود. اسفالریت معمولاً جانشین پیریت، گالن و کالکوپیریت شده است. مواد آلی به فراوانی در این بافت دیده می‌شوند. چین‌خوردگی هماهنگ لامینه‌های دارای مواد آلی و کانی‌های سولفیدی از جمله بافت‌های رسوبی دیده شده در این نوع کانه‌زایی به شمار می‌رود (شکل‌های ۶- ب و ج). برخی بافت‌های رسوبی همانند لودکست (load cast) نیز دیده می‌شود که در آن بلورهای اسفالریت سبب ایجاد فرورفتگی‌هایی در بافت لامینه شده‌اند. این ساختمان‌های رسوبی دیده شده به همراه سولفیدها می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل همزمان لامینه‌های سولفیدی با سیلتستون میزبان باشد که همانند این پدیده در کانسارهای نوع سدکس (Goodfellow et al., 1993; Large & Walcher, 1999; Rajabi et al., 2012b) دیده می‌شود. یکی از پدیده‌های شاخص دیده شده در این واحد سنگی، رخداد دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی است که همراهی نزدیکی با کانه‌زایی سولفیدی دارند.

گفتنی است که در محل کانسار تپه‌سرخ، واحد آواری کرتاسه با کنگلومرا و ماسه‌سنگ آغاز می‌شود و سپس با سیلتستون غنی از مواد آلی که میزبان اصلی کانه‌زایی است پایان می‌یابد. کانه‌زایی سولفیدی در کنگلومرا به‌طور ضعیف رخ داده و بیشتر شامل پیریت و به مقدار کمتر اسفالریت ریزبلور پراکنده است که به‌صورت جانشینی در زمینه سنگ و قطعات کوارتزی دیده می‌شود. در برخی موارد جانشینی کانی‌های سولفیدی در کنگلومرا بیشتر بوده و سبب برشی‌شدن زمینه سنگ شده است. ماسه‌سنگ‌ها بیشتر ترکیبی از لیتارنایت تا کوارتزآرنایت دارند. کانه‌زایی سولفیدی در ماسه‌سنگ‌ها هم بیشتر به‌صورت دانه‌پراکنده جانشینی و به مقدار کمتر به‌صورت رگه- رگچه‌ای رخ داده است. کانی‌های سولفیدی شامل اسفالریت، گالن، پیریت و مارکازیت است. کنگلومرا و ماسه‌سنگ دارای کانه‌زایی با رنگ متمایل به خاکستری و مقدار کمی مواد آلی به‌صورت بخش‌های تیره‌رنگ در متن سنگ هستند که این مواد آلی با سولفید همراهی می‌شوند. عیار ماده معدنی در بخش کنگلومرایی و ماسه‌سنگی کم و تا ۲ درصد می‌رسد.

۴- ۲. رخساره‌های سولفیدی در دولومیت ناحیه‌ای

دولومیت، میزبان اصلی کانه‌زایی در کانسار تپه‌سرخ است. در محدوده معدنی ایرانکوه و همین‌طور در محدوده کانسار تپه‌سرخ، دو نوع دولومیت از یکدیگر قابل تشخیص است. دولومیت نوع اول، دولومیت ناحیه‌ای است که گسترش فراوانی در دامنه شمالی و جنوبی ایرانکوه دارد و در واقع همان واحد K3d است (شکل ۱). ستبرای این واحد از ۵ تا ۱۵۰ متر تغییر می‌کند. این نوع دولومیت (D_R)، که از دولومیتی شدن واحدهای آهکی اربیتولین‌دار K3L ایجاد شده، ریزبلور، نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل است و با رنگ هوازده سرخ- قهوه‌ای و رنگ سطح تازه خاکستری روشن و پرفسیل شناسایی می‌شود (شکل‌های ۷- الف و ب). دولومیت ناحیه‌ای معمولاً بدون کانه‌زایی سولفیدی است و تنها در برخی موارد بلورهای پراکنده و کوچک پیریت در آن دیده می‌شود.

دولومیت نوع دوم، در واقع همان دولومیت‌های گرمابی (D_H) است (شکل‌های ۸ و ۹). این دولومیت‌ها بیشتر در مجاورت گسل گوشفیل- باغ ابریشم و در ۴۰ متر ابتدایی واحدهای کرتاسه زیرین رخ داده‌اند. دولومیت‌های گرمابی متوسط تا درشت‌بلور هستند و به‌صورت قطع کننده و جانشینی در دولومیت‌های ناحیه‌ای (D_R)، سیلتستون و کریستال لیتیک توف میزبان دیده می‌شوند. کانه‌زایی سولفیدی به‌طور چیره به‌صورت جانشینی در دولومیت‌های گرمابی (D_H) رخ داده (شکل‌های ۹- ج و د) و شامل انواع کانه‌زایی‌های توده‌ای، نیمه توده‌ای و برشی است. کانه‌زایی توده‌ای در این واحد سنگی به‌صورت چینه‌کران و عدسی شکل است و حدود ۱۲۰ متر طول و ۵ تا ۱۲ متر ستبرا دارد. بافت برشی، یکی از بافت‌هایی است که به میزان زیاد در سنگ میزبان کانه‌زایی دیده می‌شود که در آن قطعات برشی شده دولومیت ناحیه‌ای توسط دولومیت گرمابی، کوارتز گرمابی و سولفیدها (بیشتر اسفالریت و به مقدار کمتر گالن و پیریت) جانشین شده‌اند (شکل‌های ۸- الف و ج). اندازه قطعات برشی گاه تا یک سانتی‌متر هم می‌رسد.

بافت برشی در انواع سنگ میزبان کانه‌زایی سولفیدی در کانسار Lisheen (Hitzman et al., 2002) و دیگر کانسارهای حوضه ایریش (Wilkinson et al., 2011; Wilkinson, 2013) نیز گزارش شده است.

رخساره توده‌ای و نیمه‌توده‌ای شامل کانی‌های اسفالریت، گالن، تتراهدریت و پیریت به‌صورت جانشینی و نیز بافت‌های کلوفرم و فرامبوییدال در سنگ میزبان است (شکل‌های ۹- الف و د). در رخساره توده‌ای، اسفالریت به‌صورت جانشینی در گالن، پیریت، کالکوپیریت و تتراهدریت دیده می‌شود. جانشین شدن فسیل‌ها به‌ویژه اربیتولینا توسط کانی‌های سولفیدی و کوارتز گرمابی بیشتر به‌صورت جزیی تا کامل انجام شده و در برخی موارد تنها اشباحی از فسیل باقی مانده است (شکل ۹- ب). اسفالریت و پیریت از اصلی‌ترین کانی‌های با بافت کلوفرم هستند. پیریت فرامبوییدال به مقدار زیاد و به‌صورت خوشه‌ای در این واحد سنگی دیده می‌شود که بیشتر دارای ابعاد ۰/۸ تا ۱/۳ میکرومتر هستند (شکل ۹- الف). باریت در سنگ میزبان کربناتی به‌صورت جانشینی در آلوکم‌ها (اکینودرم) و همچنین به‌صورت نیمه‌توده‌ای تا توده‌ای دیده می‌شود. باریت غالباً توسط دولومیت گرمابی (D_H) و سولفیدها جانشین می‌شود (شکل ۹- ج) و بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت که باریت پیش از این کانی‌ها تشکیل شده است. جانشینی آلوکم‌ها و کربنات‌ها (میکریت، اسپاریت) توسط باریت، در کانسار روی- سرب- باریت Anarraaq در آلاسکا نیز گزارش شده است (Kelley et al., 2004a).

۴- ۳. رخساره‌های سولفیدی در کریستال‌لیتیک‌توف

واحد آذرآواری- آتشفشانی Kv که در بخش خاوری کانسار تپه‌سرخ در منطقه باغ ابریشم دیده می‌شود دارای درشت‌بلورهای کوارتز، فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز همراه با قطعات با ترکیب سنگی و شیشه‌ای است که در زمینه‌ای از بلورهای ریزتر کوارتز و فلدسپار آلکالن قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۱۰- الف و ب). بر پایه میزان پراکندگی قطعات سنگی و بلورها، می‌توان نام کریستال‌لیتیک‌توف را برای این واحد انتخاب کرد که از دید ترکیب ژئوشیمیایی، ترکیب حدواسط تا کمی اسیدی دارد و به‌طور کلی در حد تراکی‌آندزیت تا لاتیت است. درشت‌بلورها معمولاً خرد و شکسته شده‌اند که علت خردشدگی آنها می‌تواند به دلیل فعالیت آتشفشانی در محیط زیردریایی و سرد شدن سریع ناشی از برخورد ناگهانی با آب دریا باشد. فلدسپارهای آلکالن معمولاً به‌صورت خرد شده، گرد شده و گاه دگرسان شده (سریسیتی) هستند (شکل ۱۰- ب). کانه‌زایی در این واحد سنگی را می‌توان به دو رخساره رگه- رگچه‌ای و توده‌ای تقسیم کرد:

- رخساره رگه- رگچه‌ای: این نوع کانه‌زایی سولفیدی در بخش‌های زیرین توالی سنگ‌چینه‌نگاری رخ داده و توف میزبان را در جهات مختلف قطع کرده است (شکل ۱۰- الف). کانه‌ها بیشتر شامل اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت و به مقدار کمتر تتراهدریت و بورنیت است (شکل‌های ۱۰- د و ه). بر پایه مطالعات میکروسکوپی انجام شده، ترتیب تبلور کانی‌های سولفیدی بدین شکل است که ابتدا کالکوپیریت و پس از آن بورنیت و گالن و در پایان اسفالریت نهشته شده‌اند. کانه‌زایی سولفیدی همراه با دولومیت و کوارتز گرمابی و به‌صورت جانشینی در آنها رخ داده است.

- رخساره توده‌ای: کانه‌زایی توده‌ای در بخش بالایی رخساره رگه- رگچه‌ای قرار دارد و از دید ترکیب کانی‌شناسی سولفیدی همانند آن است و تنها تفاوت آن، شدت بیشتر رخداد کانه‌زایی در رخساره توده‌ای است. از پدیده‌های قابل ملاحظه در واحد کریستال‌لیتیک‌توف، رخداد دگرسانی دولومیتی- سیلیسی گرمابی به همراه کانه‌زایی سولفیدی در هر دو رخساره رگه- رگچه‌ای و توده‌ای است (شکل ۱۰- ج). دولومیت گرمابی بیشتر درشت‌بلور و نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل است و کوارتز گرمابی نیز به‌صورت طیفی از بلورهای ریز تا درشت دیده می‌شود. کانی‌شناسی رخساره توده‌ای شامل کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، پیریت، بورنیت و تتراهدریت است (شکل ۱۰- ه).

۵- دگرسانی و نقش آن در کانه‌زایی

فعالیت سیال‌های گرمابی در محدوده منطقه معدنی، سبب تشکیل دگرسانی‌های مختلفی در سنگ‌های درونگیر ماده معدنی شده است. شدت این دگرسانی‌ها بر پایه محل قرارگیری نسبت به محل خروج سیال گرمابی و نوع سنگ میزبان، متفاوت است. دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی از جمله دگرسانی‌های شاخص دیده شده در کانسار تپه‌سرخ هستند (شکل‌های ۹، ۱۰ و ۱۱). این نوع دگرسانی‌ها در همه واحدهای سنگی گسترش ندارند و بر پایه نوع فرایندهای مؤثر بر دگرسانی، دارای شدت و گسترش متفاوتی هستند. گسترش این دگرسانی‌ها محدود به ۴۰ متر ابتدایی واحدهای کرتاسه زیرین و گسل گوشفیل- باغ ابریشم است.

یکی از پدیده‌های جالب دیده شده در کانسار تپه‌سرخ، جانشینی بخشی یا کامل سنگ‌های میزبان توسط کوارتز گرمابی است که در اثر آن بخشی از سنگ و یا همه بخش‌های سنگ به سیلیس گرمابی (کوارتز) تغییر یافته است. فسیل‌های اربیتولین موجود در سنگ میزبان دولومیتی نیز به‌طور بخشی تا کامل توسط کوارتز گرمابی جانشین شده و در برخی موارد تنها اشباحی از فسیل‌ها قابل تشخیص است. در این سنگ‌ها، کوارتزهای گرمابی ریز تا متوسط‌بلور در متن سنگ و بلورهای درشت کوارتز در حفره‌ها و فضاهای خالی نهشته شده‌اند (شکل‌های ۱۱- الف و ب).

دولومیتی شدن یکی دیگر از دگرسانی‌های دیده شده در محدوده معدنی است که دارای ارتباط مستقیم با کانه‌زایی سولفیدی است. به‌طوری که هر چه شدت دولومیتی شدن بیشتر باشد، کانه‌زایی نیز شدت بیشتری دارد. این نوع دگرسانی به همراه سیلیسی شدن به فراوانی در اطراف پهنه‌های تغذیه کننده و نیز در رخساره‌های سولفید توده‌ای و لایه‌ای رخ داده است و بنابراین می‌توان گفت همان سیالی که سبب ورود عناصر فلزی به محیط رسوبی شده، عناصر مورد نیاز برای دولومیتی شدن و سیلیسی شدن را نیز با خود حمل کرده و آنها را همراه با کانی‌های سولفیدی به‌صورت دولومیت و کوارتز گرمابی بر جای نهاده است.

به‌طور کلی روند دگرسانی در منطقه بدین صورت است که ابتدا دگرسانی دولومیتی گرمابی (D_H) به‌صورت قطع کننده و جانشینی در سنگ‌های میزبان (دولومیت ناحیه‌ای، سیلتستون و توف) رخ داده که در ادامه توسط کوارتز گرمابی (شکل ۱۱- ج) و در پایان کانه‌زایی سولفیدی جانشین شده است. نتایج حاصل از مطالعات XRF به دست آمده از تجزیه نمونه‌های دولومیت، سیلتستون و چرت همراه با کانه‌زایی (جدول ۱) و میزان همراهی عناصر روی و سرب با اکسیدهای SiO_2، CaO و MgO نیز نشان از همراهی نزدیک کانه‌زایی سولفیدی با دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی دارد. دگرسانی سیلیسی و دولومیتی، یکی از دگرسانی‌های آشکار دیده شده در پهنه‌های کانیایی ذخایر سدکس (Hitzman et al., 2002; Goodfellow & Lydon, 2007; Kamona, 2011)، مخازن دولومیتی آمریکا (Johnson et al., 2009; Cook et al., 2009) و ذخایر حوضه ایریش (Smith, 2006) است. در کانسار Reocin نیز دگرسانی دولومیتی همراه با کانه‌زایی سولفیدی رخ داده است (Paradis, 2007).

۶- مطالعات EPMA

به منظور شناخت ترکیب کانی‌شناسی، مطالعه شیمی کانی‌های سولفیدی و مقایسه ترکیب سولفیدها در سنگ میزبان‌های مختلف، چندین نمونه از رخساره‌های سولفیدی مختلف انتخاب و توسط دستگاه الکترون‌میکروپروب مدل EPMA Cameca SX100 در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد مطالعه قرار گرفت. در این تجزیه از بیم‌های با قطر ۲۰ nA و فواصل اسکن ۲ تا ۵ میکرومتر با سرعت ۲۵ kV و پیک ۱۲ تا ۱۵ ثانیه برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و ۲۰ تا ۲۵ ثانیه برای اندازه‌گیری عناصر کمیاب موجود در نمونه‌های سولفیدی استفاده شده است. برای کالیبراسیون مقادیر عنصری موجود در نمونه‌های سولفیدی مورد تجزیه

و اندازه‌گیری مقادیر از برخی از ترکیبات و عناصر استفاده شده است که شامل ZnS مصنوعی برای روی و گوگرد، Ag_2Te مصنوعی برای نقره، پیریت طبیعی برای آهن، کالکوپیریت برای مس، Sb_2S_3 برای آنتیموان، SiO_3 (Mn^{2+}, Fe^{2+}, Mg, Ca) برای منگنز، CdS برای کادمیم و فلزات کبالت و بیسموت برای کبالت و بیسموت موجود در نمونه‌های سولفیدی است.

اسفالریت یکی از معمول‌ترین کانی‌های سولفیدی و از دید اقتصادی، فراوان‌ترین منبع روی است که به علت داشتن فرمول ساده (ZnS)، انواع گسترده‌ای از عناصر می‌توانند وارد شبکه این کانی شوند که از آن جمله می‌توان به آهن و کادمیم اشاره کرد (Cook et al., 2009; Benedetto et al., 2005). افزون بر آن برخی از عناصر مانند منگنز، کبالت و مس که دارای یون‌های هم‌اندازه با عنصر روی هستند نیز می‌توانند از طریق جانشینی ساده وارد ساختار اسفالریت شوند (Cook et al., 2009; Ye et al., 2011). غلظت عناصر موجود در اسفالریت به علت اختلاف در دمای تبلور و منبع فلز، از یک ذخیره به ذخیره دیگر و از یک نمونه به نمونه دیگر متفاوت است (Cook et al., 2009). با توجه به اینکه نوع عناصر موجود در اسفالریت، روی رنگ آن اثر قابل توجهی دارد (Marfunin, 1979)، از این ویژگی می‌توان برای کسب اطلاعاتی در مورد ژنز کانسارهای روی- سرب نیز استفاده کرد (Viets et al., 1992).

مطالعات EPMA در کانسار تپه‌سرخ، بیشتر روی اسفالریت‌های کلوفرم، رگه- رگچه‌ای و توده‌ای و کانی‌های پیریت، گالن و تتراهدریت انجام شده است (شکل ۱۲ و جدول ۲). بر پایه نتایج حاصل از این مطالعات در سنگ میزبان دولومیتی، اسفالریت‌های کلوفرم در بخش‌های تیره دارای آهن بیشتر و در بخش‌های روشن‌تر از کادمیم غنی هستند (شکل ۱۲- الف). اسفالریت کلوفرم، به شکل مخفی‌بلور و با ساختار لایه‌ای، در بسیاری از ذخایر سرب- روی دمای پایین گزارش شده است (Anderson, 1975 & 2008; Sverjensky et al., 1997; Leach et al., 2001; Atanassova & Bonev, 2006; Barrie et al., 2009). برخی از اسفالریت‌ها حالت زونه دارند و رنگ آنها همانند اسفالریت‌های کلوفرم از مرکز به سمت حاشیه تغییر می‌کند که در این مورد نیز بر پایه شدت رنگ متفاوت، مقدار عناصر در بخش‌های مختلف بلور، متفاوت است (شکل ۱۲- ب). مقادیر عناصر نقره، آهن، آرسنیک و کادمیم اندازه‌گیری شده در اسفالریت‌های توده‌ای و رگه- رگچه‌ای موجود در سنگ میزبان سیلتستون نیز همانند است و تفاوت چندانی با یکدیگر ندارند. به‌طور کلی اسفالریت‌های موجود در کانسار تپه‌سرخ، دارای مقادیر عناصر اصلی، جزیی و فرعی همانند هستند و تنها مقدار آهن و کادمیم موجود در آنها تغییر یافته است. مقدار عناصر فرعی و کمیاب در بخش‌های مرکزی پیریت کلوفرم، همانند یکدیگر است ولی بخش‌های حاشیه‌ای دارای مقادیر گوگرد و آهن کمتر و نقره و آرسنیک بیشتری است (شکل ۱۲- ج) و بنابراین شاید بتوان آن را آرسنین‌پیریت نامید. مقدار عناصر اندازه‌گیری شده در گالن‌های موجود در رخساره رگه- رگچه‌ای و توده‌ای، تغییرات چندانی ندارد و همگی دارای مقادیر کم و تقریباً همانندی هستند (شکل ۱۲- د). بلورهای تتراهدریت دارای مقادیر بالایی از مس، آرسنیک و آنتیموان هستند و مقادیر آهن اندازه‌گیری شده در آنها پایین است (شکل ۱۲- ه). نتایج حاصل از مطالعات EPMA انجام شده روی انواع کانی‌های سولفیدی در سنگ‌های میزبان کانه‌زایی نشان از آن دارد که در رخساره‌های سولفیدی موجود در کانسار تپه‌سرخ، سولفیدها دارای مقادیر عنصری به نسبت همانندی هستند و بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که کانی‌سازی در انواع رخساره‌های سولفیدی موجود در سنگ‌های میزبان مختلف توسط یک سیال واحد با ترکیب شیمیایی یکنواخت صورت گرفته است.

۷- مطالعات ICP-MS و ICP-AES

به منظور بررسی و مطالعه رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در محدوده معدنی تپه‌سرخ، ۷ نمونه از سنگ میزبان دولومیتی و سه نمونه از سنگ میزبان سیلتستونی برای تجزیه به روش ICP-MS&AES انتخاب و پس از پودر کردن و آماده‌سازی به‌ترتیب به آزمایشگاه ACME کانادا و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران فرستاده شد (جدول ۳). نظر به اینکه مطالعه عناصر کمیاب درک بهتری از فرایندهای دیاژنز و دولومیتی‌شدن سنگ‌های کربناتی در اختیار می‌گذارند، معمولاً در بررسی این فرایندها، این عناصر مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرند (Dorobek & Filby, 1988; Lüders et al., 1993). مدل‌سازی‌های کمّی دگرسانی دیاژنزی در سنگ‌های کربناتی نشان می‌دهد که چون نسبت‌های خیلی زیادی از سیال به سنگ لازم است تا الگوی REE کربنات‌ها را در طی دگرسانی تغییر دهد (Banner et al., 1988)، بنابراین محتوای REE در سنگ‌های کربناتی بر خلاف عناصر کمیاب و ایزوتوپ‌های پایدار، در طی دولومیتی شدن کمتر تحت تأثیر قرار می‌گیرند. مجموع تمرکز REE در دولومیت ممکن است توسط فاکتورهایی مانند تمرکز اولیه REE در سیال‌های گرمابی، اسیدیته، فشار، ترکیب سیال‌ها و دمای آنها تحت تأثیر قرار گیرد (Banner et al., 1988; Cetiner et al., 2005; Qing & Mountjoy, 1994).

در نمودارهای رسم شده برای سنگ‌های کربناتی میزبان کانه‌زایی در کانسار تپه‌سرخ، LREEها نسبت به HREEها غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۳). به‌جز یک نمونه (نمونه Ts408) که بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهد، دیگر نمونه‌ها بی‌هنجاری مثبت Eu دارند (شکل ۱۳). بر پایه ماتریس همبستگی اکسیدهای اصلی به دست آمده از مطالعات ICP-MS&AES (جدول ۴)، دیده می‌شود که SiO_2، CaO و MgO دارای بیشترین میزان همبستگی با سرب و روی هستند که انطباق کامل با دگرسانی‌های گرمابی سیلیسی- دولومیتی رخ داده همراه با کانه‌زایی دارد.

۸- بحث و نتیجه‌گیری

دولومیت، سیلتستون و کریستال‌لیتیک‌توف، سنگ‌های میزبان کانه‌زایی در کانسار تپه‌سرخ هستند. کانی‌های سولفیدی شامل اسفالریت، گالن، پیریت، تتراهدریت، کالکوپیریت و بورنیت است که به‌صورت رخساره‌های سولفیدی توده‌ای و نیمه‌توده‌ای، لامینه و رگه- رگچه‌ای دیده می‌شوند. رخساره‌های سولفیدی رگه- رگچه‌ای و توده‌ای در مجاورت گسل گوشفیل- باغ ابریشم قرار دارند. در حالی که رخساره لامینه در فاصله‌ای دورتر از رخساره توده‌ای دیده می‌شود. چین‌خوردگی دیاژنزی هماهنگ مواد آلی و سولفیدی در سیلتستون لامینه (شکل‌های ۶- ب و ج) نشان از تشکیل اولیه آنها به‌طور همزمان با یکدیگر دارد. افزون بر این، حضور بافت‌هایی چون فرامبوییدال در پیریت (شکل ۹- الف) نشان‌دهنده تشکیل آنها در مرحله همزمان با رسوب‌گذاری- دیاژنز آغازین است (Sawlowicz, 1993). همچنین وجود ساختمان‌های لودکست (load cast) اسفالریت در سنگ‌های سیلتستون میزبان نشان‌دهنده رخداد کانه‌زایی در زمانی است که رسوب هنوز سخت نشده است و در اثر فشار ناشی از وزن اسفالریت، لامینه‌ها فرورفته شده‌اند. این ساختمان در برخی از کانسارهای روی- سرب از جمله کانسار Anarraaq در حوضه Red Dog آلاسکا نیز گزارش شده است که در آن، باریت‌ها سبب ایجاد فرورفتگی در لامینه‌های سنگ میزبان شده‌اند و نهشته شدن آن به پیش از مرحله سنگ‌شدگی رسوبات نسبت داده شده است (Kelley et al., 2004a). بنابراین، بر پایه مطالعات انجام شده می‌توان نتیجه گرفت که کانه‌زایی در سیلتستون میزبان، به‌طور همزمان با رسوب‌گذاری- دیاژنز آغازین و در زمانی که هنوز سنگ‌شدگی صورت نگرفته رخ داده است.

بر پایه مطالعات میکروسکوپی دو نوع دولومیت ناحیه‌ای و گرمابی که به‌ترتیب به‌صورت ریزبلور و متوسط تا درشت‌بلور دیده می‌شوند در کانسار تپه‌سرخ وجود دارد. دولومیت‌های ناحیه‌ای ریزبلور نیمه‌شکل‌دار که از دولومیتی شدن

واحدهای میکریتی میزبان به وجود آمده‌اند، از دید ویژگی‌های بافتی و اندازه بلور، بسیار همانند دولومیت ناحیه‌ای (D_R) مطالعه شده در ذخایر نوع ایریش هستند (Wilkinson et al., 2005). نهشته شدن میکریت‌ها و کانی‌های تبخیری (انیدریت) در حوضه رسوبی کرتاسه زیرین موجب بالا رفتن نسبت Mg/Ca و ایجاد شورابه‌های غنی از منیزیم (brine reflux) شده است. حرکت رو به پایین شورابه‌های منیزیم‌دار در حوضه رسوبی می‌تواند سبب دولومیتی شدن واحدهای میکریتی میزبان در طی مراحل دیاژنز آغازین شود (Rao, 1996; Selley, 2000). همانند این نوع دولومیتی شدن در ذخایر روی- سرب حوضه ایریش نیز دیده شده است (Wilkinson et al., 2005). فرایند دولومیتی شدن ناحیه‌ای سبب گسترش فضای خالی و افزایش تخلخل شده و در نتیجه بستر مناسبی را برای ورود و جانشینی سیال‌های گرمابی کانه‌دار بعدی فراهم کرده است (Hitzman et al., 2002; Wilkinson et al., 2005). کانه‌زایی سولفیدی در دولومیت ناحیه‌ای بسیار ناچیز و محدود به پیریت‌های ریز و پراکنده است.

دولومیت‌های ناحیه‌ای در بخش قاعده خود توسط دولومیت‌های متوسط تا درشت‌بلور (D_H) قطع و برشی شده‌اند که بر پایه ماهیت قطع‌کنندگی آن، این نوع دولومیت‌ها را می‌توان از نوع گرمابی دانست. یکی دیگر از ویژگی‌های دولومیت گرمابی (D_H) که آن را از دولومیت ناحیه‌ای (D_R) متمایز می‌سازد، همراهی این نوع دولومیت با کانه‌زایی فراوان سولفیدی است. مطالعات پژوهشگران نشان از آن دارد که دولومیت‌های گرمابی ریزبلور بیشتر در مراحل آغازین فرایندهای دیاژنزی و دولومیت درشت‌بلور و خیلی درشت‌بلور در مراحل تأخیری‌تر تشکیل می‌شوند (Sibley & Gregg, 1987; Reinhold, 1998; Gregg et al., 2001). از سوی دیگر، پژوهشگرانی چون Smith (2006) زمان تشکیل دولومیت‌های گرمابی ریزبلور و درشت‌بلور موجود در مخازن دولومیتی نفتی نیویورک را مرحله دیاژنز آغازین در نظر می‌گیرند. بنابراین در مورد دولومیت‌های موجود در کانسار تپه‌سرخ می‌توان چنین نتیجه گرفت که دولومیت‌های ناحیه‌ای در طی دیاژنز آغازین تشکیل و سپس توسط دولومیت‌های گرمابی قطع و برشی و در ادامه این فرایند، کوارتز گرمابی و کانی‌های سولفیدی به‌صورت جانشینی در دولومیت‌های گرمابی نهشته شده‌اند. به عبارت دیگر می‌توان گفت سیال عامل کانه‌زایی در کانسار تپه‌سرخ، یک سیال گرمابی کربناتی- سیلیسی- سولفیدی بوده که به‌ترتیب سبب نهشته شدن دولومیت گرمابی، کوارتز گرمابی و در پایان کانی‌های سولفیدی شده است. جانشین شدن فراوان واحدهای آهکی فسیل‌دار توسط دولومیت گرمابی، یکی از شاخص‌ترین فرایندهای دیده شده در بسیاری از ذخایر سرب و روی با میزبان کربناتی در جهان است (Wilkinson et al., 2005; Hitzman et al., 2002).

در بررسی‌های ICP-MS و ICP-AES مشخص شد که نمونه‌های دولومیتی که بی‌هنجاری مثبت آشکاری از Eu دارند، نشان‌دهنده افزایش Eh در سیال مادر هستند (Lee et al., 2003). همچنین نمونه‌های با بی‌هنجاری مثبت کمتر و یا بی‌هنجاری منفی Eu، نمونه‌هایی هستند که مقدار زیادی یون Ba دارند که به‌صورت نهشته شدن باریت در سنگ میزبان دولومیتی نمود پیدا کرده است. با توجه به آنکه در کانسار تپه‌سرخ کانه‌زایی سولفیدی در مجاورت گسل گوشفیل- باغ ابریشم با بیشترین مقدار رخ داده است و با فاصله گرفتن از گسل، از میزان سولفیدها کاسته و بر مقدار باریت افزوده می‌شود، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که سیال اکسیدان با دمای بالا که دارای عناصر فلزی سرب، روی و مس می‌باشد، به سوی بالا حرکت کرده است. این سیال با سیال دمای پایین دارای سولفات (آب دریایی یا آب میان‌حفره‌ای) آمیختگی یافته و در محل برخورد آنها، سیال اکسیدان دارای فلز، ناپایدار شده است. سپس فلزات با H_2S ایجاد شده از احیای باکتریایی سولفات آب دریا ترکیب و سولفیدها نهشته شده‌اند.

ارائه مدل کانه‌زایی در کانسار تپه‌سرخ مستلزم در نظر گرفتن مواردی مانند عوامل ساختاری (گسل‌ها)، جنس سنگ میزبان، بافت و ساخت و نوع رخساره‌های سولفیدی است. به‌طور کلی کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی شامل کانسارهای نوع سدکس، ایریش و MVT هستند (Leach et al., 2005 & 2010). با توجه به اینکه در ذخایر MVT، رخداد کانه‌زایی محدود به گسل‌های راندگی کمربندهای کوهزایی است و سکوهای کربناتی میزبان اصلی کانه‌زایی در ذخایر نوع MVT هستند و نیز با توجه به اینکه بافت پرکننده فضای خالی، اصلی‌ترین بافت دیده شده در این نوع ذخایر است، بنابراین نمی‌توان کانه‌زایی در کانسار تپه‌سرخ (که در محیط کششی و در سنگ میزبان آواری- کربناتی تشکیل شده است) را از نوع MVT دانست و بنابراین در ادامه به مقایسه ویژگی‌های شاخص کانسار تپه‌سرخ با کانسارهای نوع ایریش و سدکس پرداخته می‌شود (جدول ۵).

در کانسارهای نوع ایریش گسل همزمان با رسوب‌گذاری یکی از عوامل اصلی کنترل کننده کانه‌زایی است و کربنات‌ها میزبان اصلی کانه‌زایی هستند. بافت جانشینی و برشی، اصلی‌ترین بافت‌های دیده شده و دگرسانی دولومیتی و به مقدار کمتر سیلیسی از دگرسانی‌های اصلی در این نوع ذخایر هستند (Hitzman et al., 2002; Velasco et al., 2003; Wilkinson et al., 2005; Johnson et al., 2009; Cook et al., 2009; Wilkinson, 2014). همان‌گونه که در متن مقاله ملاحظه می‌شود کانسار تپه‌سرخ همه ویژگی‌های تیپیک ذخایر نوع ایریش را دارد و تفاوت اصلی آن با ذخایر نوع ایریش در حضور میزبان سیلتستونی در کانسار تپه‌سرخ است.

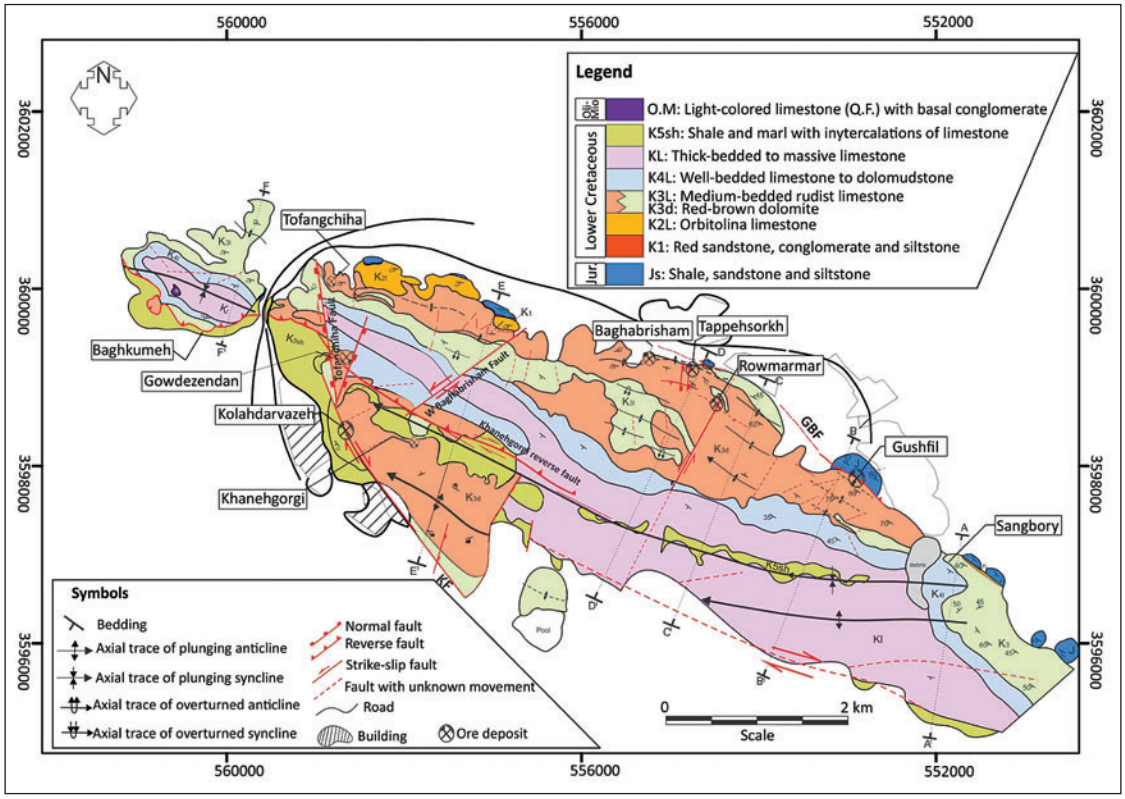
کانه‌زایی در ذخایر نوع سدکس بیشتر در مجاورت گسل همزمان با رسوب‌گذاری رخ داده و سیلتستون، سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی در این نوع ذخایر است (Goodfellow & Lydon, 2007; Leach et al., 2010). البته Sangster (2002) و Kelley et al. (2004a) یادآور می‌شوند که ذخایر نوع سدکس محدود به سنگ‌های میزبان آواری نیست و افزون بر سنگ‌های تخریبی می‌توان کانه‌زایی نوع سدکس را در سنگ میزبان کربناتی نیز دید. برای نمونه در کانسارهای حوضه Red Dog آلاسکا، کانه‌زایی نوع سدکس در سنگ‌های کربناتی و تخریبی رخ داده است (Kelley et al., 2004a & b). رخساره‌های سولفیدی رگه- رگچه‌ای، لامینه، توده‌ای و حاشیه‌ای از اصلی‌ترین رخساره‌های سولفیدی تشکیل شده در ذخایر نوع سدکس هستند (Large & Walcher, 1999; Goodfellow & Lydon, 2007). دگرسانی سیلیسی، کربناتی و به میزان کمتر سریسیتی، از دگرسانی‌های اصلی همراه با کانه‌زایی سولفیدی در ذخایر سدکس هستند (Large & Walcher, 1999; Hitzman et al., 2002; Goodfellow & Lydon, 2007; Kamona, 2011).

بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده و مقایسه مقادیر عناصر اصلی و فرعی اندازه‌گیری شده در اسفالریت‌های موجود در کانسار تپه‌سرخ با مقدار همین عناصر در دیگر ذخایر روی- سرب با میزبان کربناتی و آواری (Sedex و MVT) (جدول ۶)، مشخص شد که مقدار این عناصر در اسفالریت‌های کانسار تپه‌سرخ بیشترین همانندی را با مقادیر عناصر فرعی و کمیاب اندازه‌گیری شده در کانسارهای نوع Sedex دارد ولی با مقادیر گزارش شده از اسفالریت‌های ذخایر نوع MVT متفاوت است.

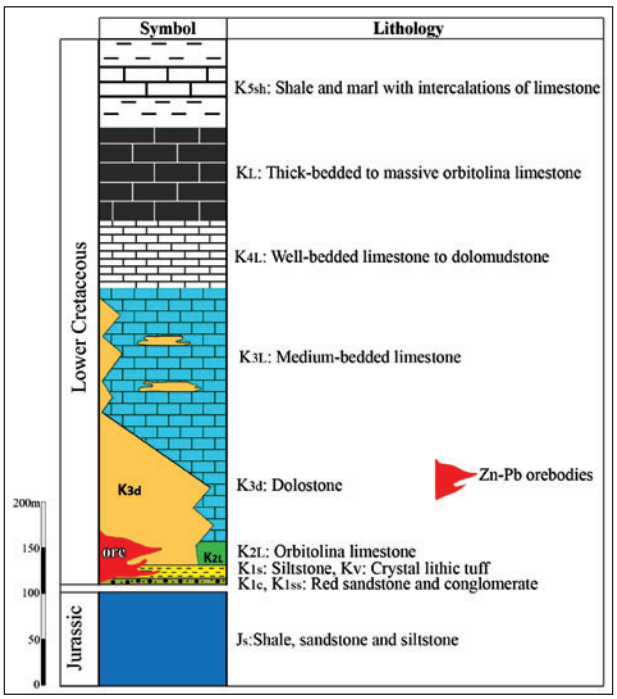
بر پایه مقایسه ویژگی‌های شاخص کانسار تپه‌سرخ با دیگر کانسارهای با سنگ میزبان رسوبی، همانندی بسیار زیادی میان ویژگی‌های شاخص کانسار تپه‌سرخ با کانسارهای نوع سدکس و ایریش وجود دارد (جدول ۵). از سویی Goodfellow & Lydon (2007) خاطر نشان می‌سازند که ذخایر نوع ایریش، زیرمجموعه‌ای از ذخایر نوع سدکس هستند که در آنها کانه‌زایی سولفیدی در سنگ‌های کربناتی رخ داده است. بنابراین، با توجه به همانندی بسیار زیاد ویژگی‌های زمین‌شناسی کانسار تپه‌سرخ با ویژگی‌های شاخص کانسارهای سرب و روی با میزبان آواری و کربناتی در جهان، می‌توان نوع کانه‌زایی در کانسار تپه‌سرخ را از نوع سدکس در نظر گرفت.

سپاسگزاری

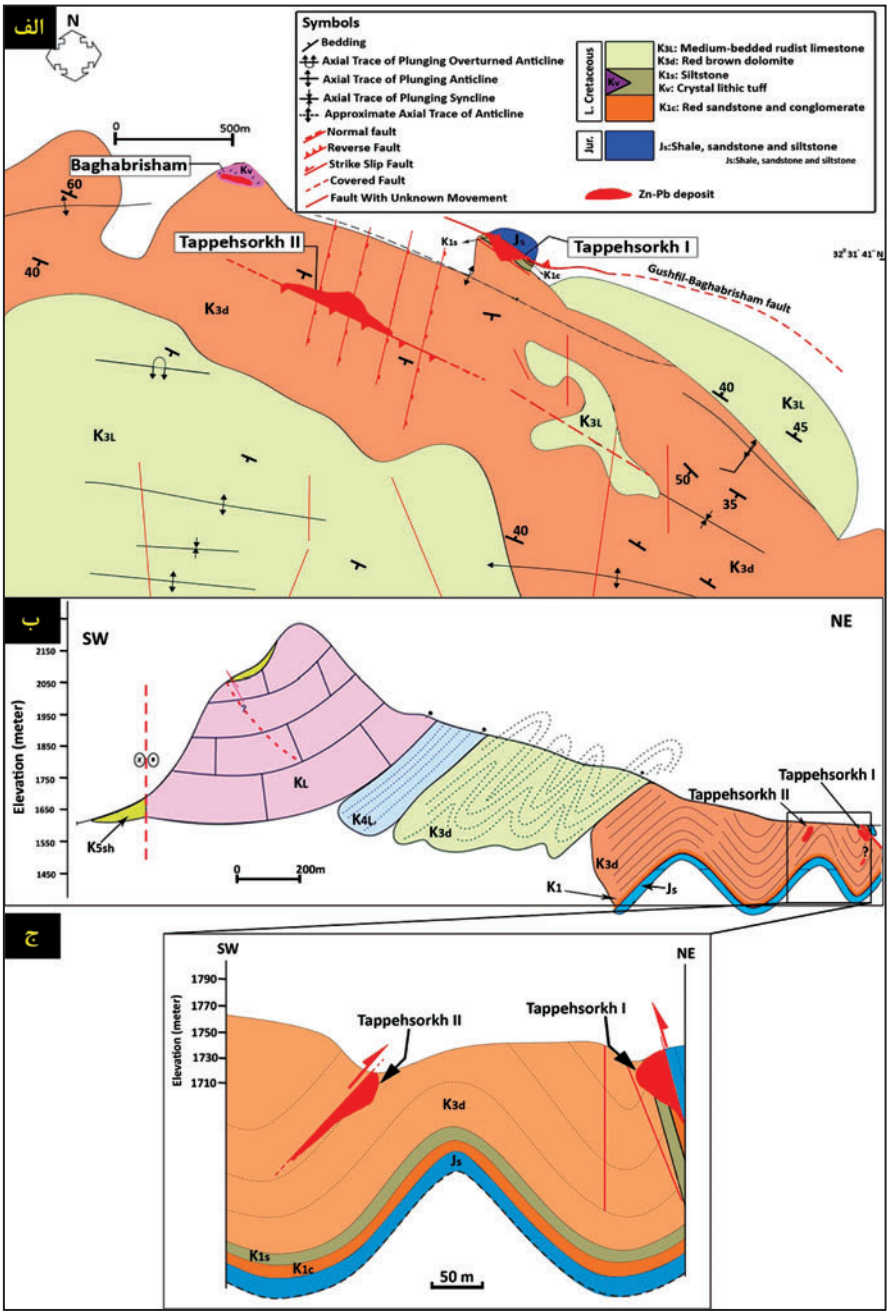
بدین وسیله از حوزه معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس برای فراهم آوردن امکانات پژوهشی و از همه مسئولین محترم شرکت معدنی باما به‌ویژه جناب مهندس اسمعیلی مدیریت محترم اکتشاف مجموعه معدنی ایرانکوه برای فراهم ساختن امکانات اقامتی- رفاهی و امکان بازدید و نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف مجموعه معادن ایرانکوه و در اختیار گذاشتن اطلاعات مورد نیاز صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.



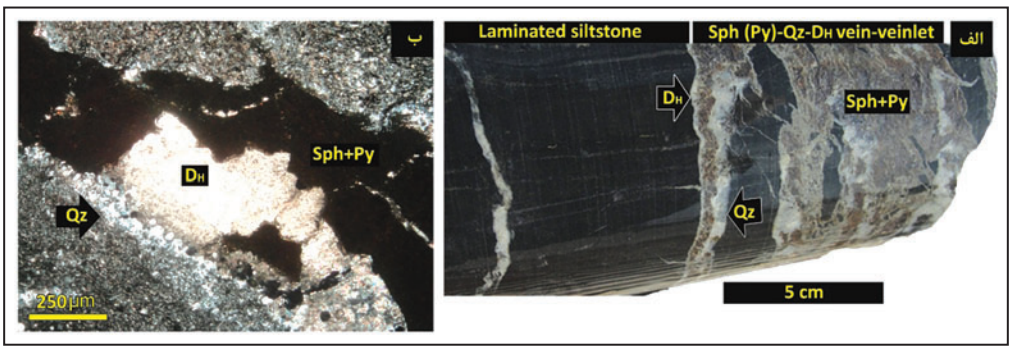
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی ایرانکوه و موقعیت قرارگیری کانسارهای گوشفیل، رومرمر و تپه‌سرخ و اندیس‌های باغ ابریشم و تفنگچی‌ها در دامنه شمالی و کانسارهای کلاه‌دروازه و گودزندان و اندیس خانه‌گرگی در دامنه جنوبی رشته ایرانکوه (GBF: گسل گوشفیل- باغ ابریشم، KF: گسل کلاه‌دروازه) (با تغییرات از Rastad (1981)؛ تکمیل شده توسط ناکینی (۱۳۹۲)).



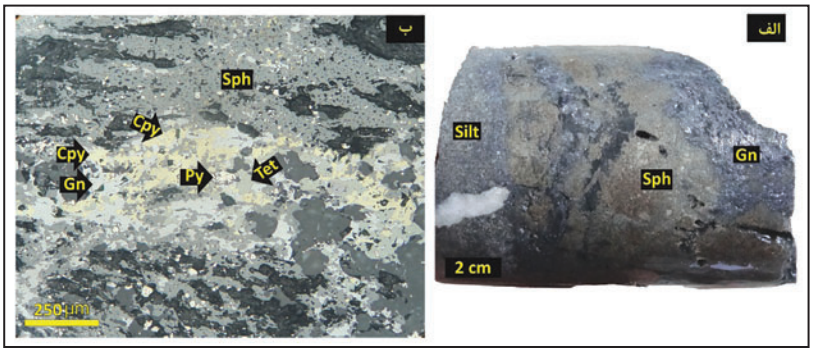
شکل ۲- ستون چینه‌شناسی عمومی کانسار تپه‌سرخ و موقعیت قرارگیری کانه‌زایی سولفیدی در سنگ میزبان آواری- کربناتی کرتاسه زیرین.



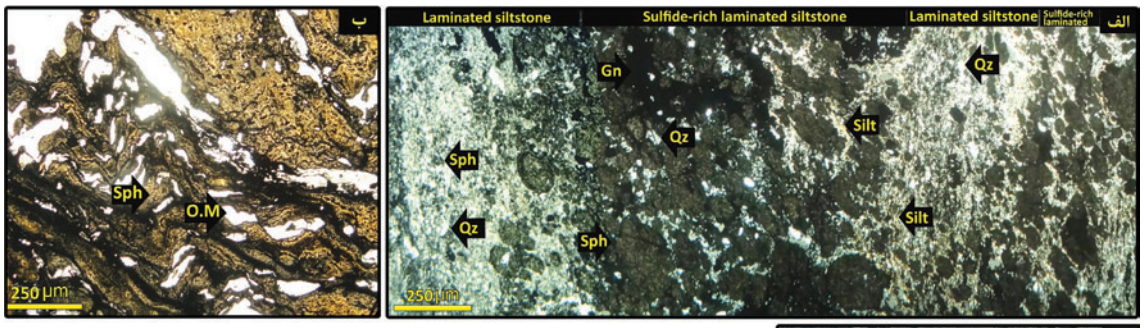
شکل ۳- الف) نقشه زمین‌شناسی کانسار تپه‌سرخ؛ ب) نیمرخ رسم شده از کانسار تپه‌سرخ (محل نیمرخ D-D´ روی شکل ۱ مشخص شده است) و موقعیت قرارگیری کانسار تپه‌سرخ I در واحدهای سیلتستون و دولومیت، و کانسار تپه‌سرخ II در واحد دولومیتی K3d (ناکینی، ۱۳۹۲)؛ ج) نمایی نزدیک از تصویر ب و وضعیت چین‌خوردگی ماده معدنی همراه با لایه‌های دولومیتی و موقعیت قرارگیری ماده معدنی نسبت به گسل در واحد دولومیت و سیلتستون میزبان.

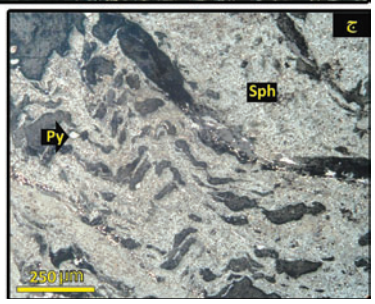


شکل ۴- تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از رخساره رگه- رگچه‌ای در سنگ میزبان سیلتستون. الف) لامیناسیون سیلتستون میزبان در سوهای مختلف توسط رگه- رگچه‌های دارای کانی‌های اسفالریت (Sph)، پیریت (Py)، دولومیت (D_H) و کوارتز (Qz) قطع شده است؛ ب) تصویر نور عبوری از کانه‌زایی رگه- رگچه‌ای با ترکیب کانی‌شناسی دولومیت (D_H)- کوارتز (Qz)- سولفید (Sph: اسفالریت؛ Py: پیریت) که سیلتستون میزبان را قطع کرده‌اند.

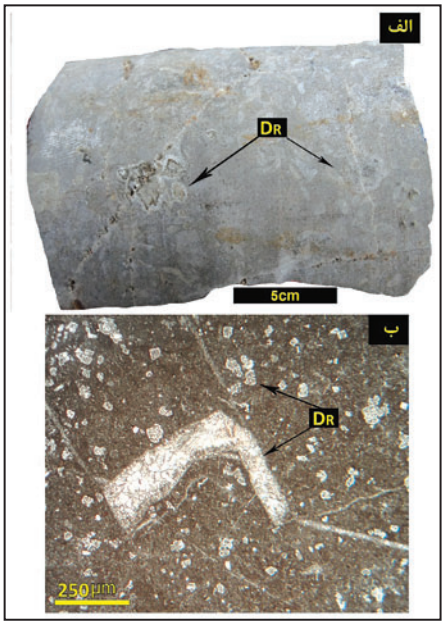


شکل ۵- تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از رخساره سولفید توده‌ای در سیلتستون غنی از مواد آلی. الف) تصویر نمونه دستی از کانه‌زایی توده‌ای اسفالریت و گالن در سیلتستون میزبان (Silt)؛ ب) تصویر میکروسکوپی از رخساره سولفید توده‌ای که شامل کانی‌های اسفالریت (Sph)، گالن (Gn)، تتراهدریت (Tet)، کالکوپیریت (Cpy) و پیریت (Py) است.

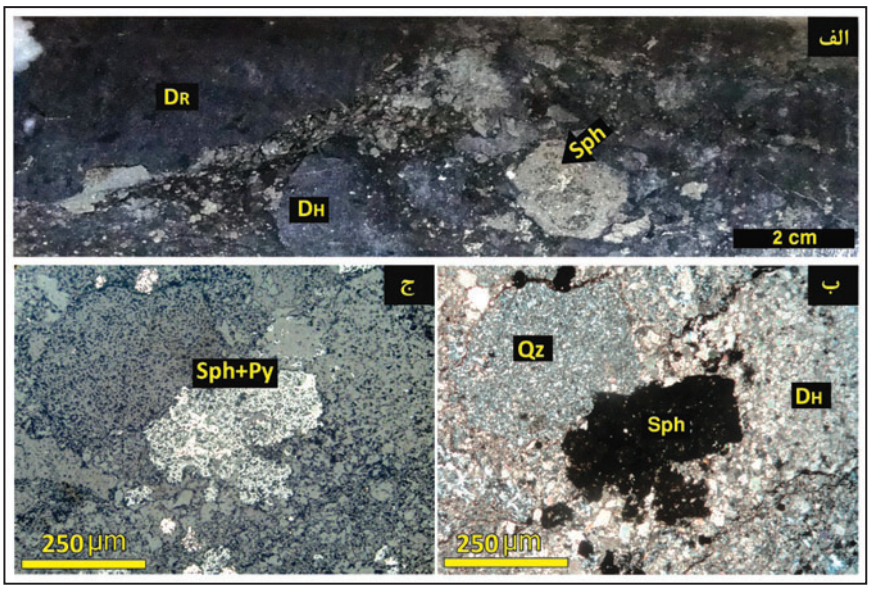




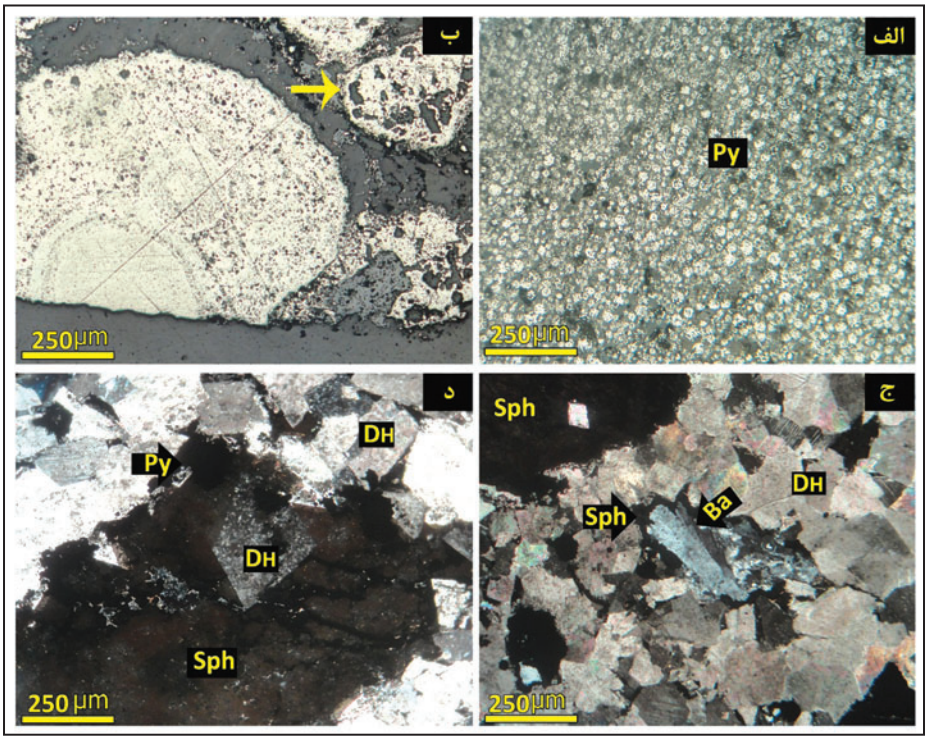
شکل ۶- تصویر میکروسکوپی از رخساره سولفیدی لامینه در سیلتستون غنی از مواد آلی. الف) تصویر میکروسکوپی از تناوب لامینه‌های سیلتستون (silt) و سولفیدی (Sph: اسفالریت، Gn: گالن) در رخساره لامینه در سیلتستون میزبان؛ ب) تصویر نور عبوری از کانه‌زایی نوع لامینه در سیلتستون که در آن مواد آلی (O.M) و اسفالریت (Sph) با هم چین خورده‌اند؛ ج) تصویر نور بازتابی از چین‌خوردگی هماهنگ اسفالریت (Sph) و مواد آلی.



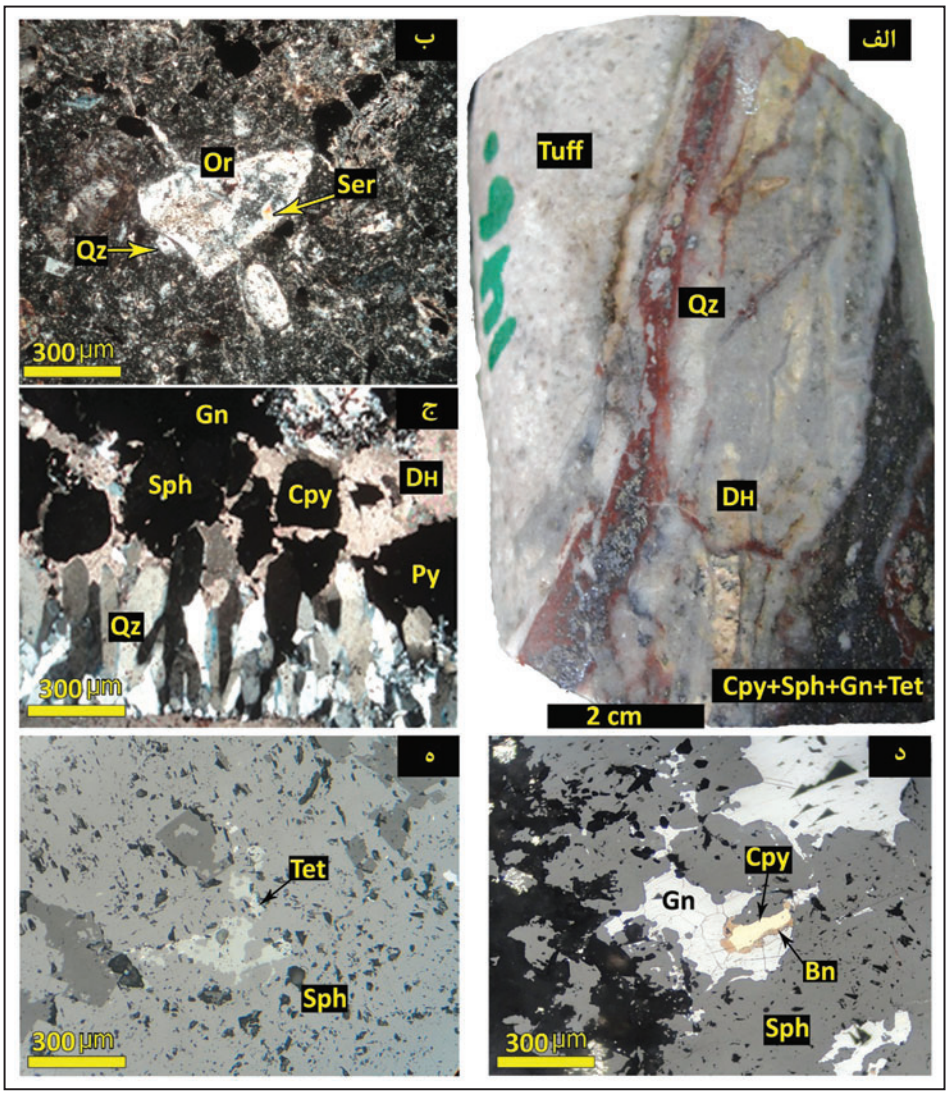
شکل ۷- الف) تصویر نمونه دستی از واحد خاکستری رنگ پرفسیل دولومیت ناحیه‌ای (D_R). نوک پیکان‌ها، بقایای فسیلی دولومیتی شده را نشان می‌دهد؛ ب) تصویر نور عبوری از دولومیت ناحیه‌ای (D_R) که در آن زمینه میکریتی سنگ (رنگ سرخ که ناشی از رنگ‌آمیزی است) به‌طور بخشی و فسیل رودیست به‌طور کامل توسط دولومیت جانشین شده است.



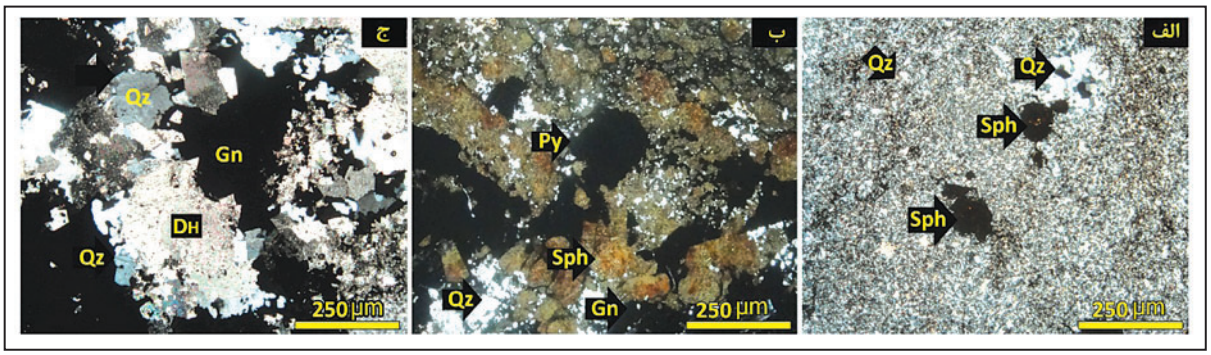
شکل ۸- تصویری از کانه‌زایی سولفیدی برشی در سنگ میزبان دولومیتی. الف) نمونه دستی از دولومیت ناحیه‌ای (D_R) میزبان کانه‌زایی که برشی شده و قطعات برش توسط اسفالریت (Sph) و دولومیت گرمابی (D_H) جانشین شده‌اند؛ تصویر نور ب) عبوری و ج) بازتابی از بافت برشی که در آن قطعات برشی توسط کانی‌های سولفیدی (Sph: اسفالریت، Py: پیریت)، دولومیت گرمابی (D_H) و کوارتز گرمابی (Qz) جانشین شده‌اند.



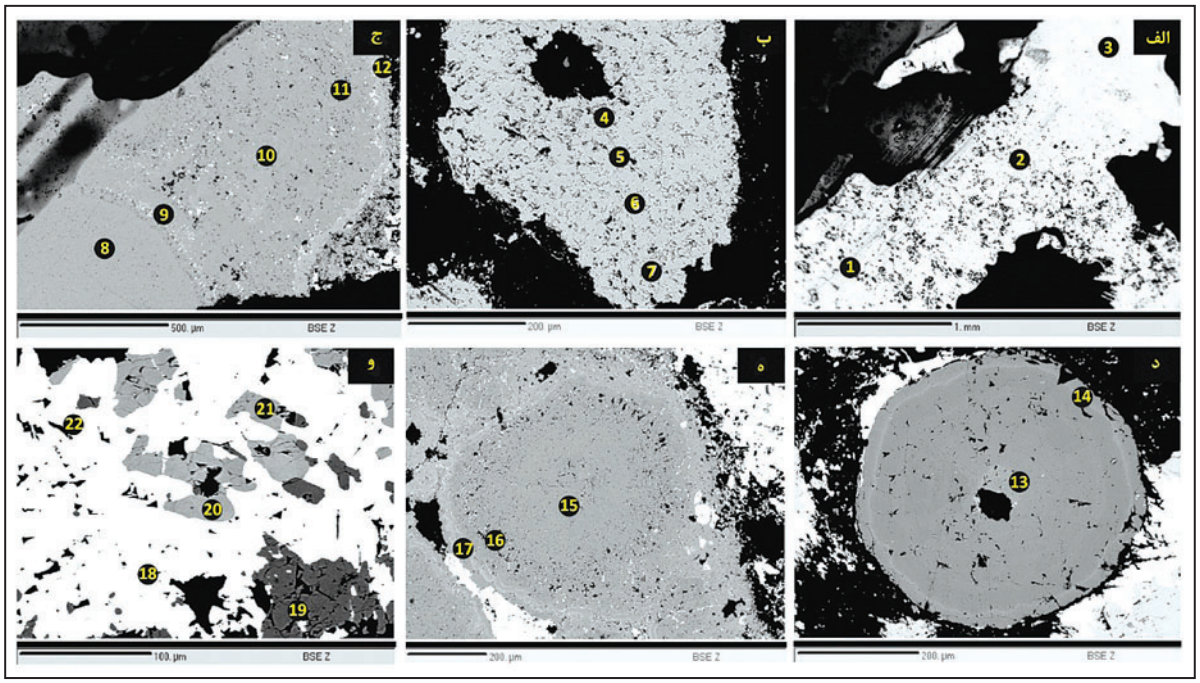
شکل ۹- تصاویر میکروسکوپی از رخساره سولفید توده‌ای و نیمه‌توده‌ای همراه با دولومیت‌های گرمابی. الف) رخداد پیریت فرامبوییدال (Py) به‌صورت خوشه‌ای در سنگ میزبان دولومیتی؛ ب) جانشین شدن فسیل اربیتولین توسط پیریت (Py) (نوک پیکان)؛ ج) تصویر نور عبوری از جانشین‌شدن باریت (Ba) توسط اسفالریت (Sph). دولومیت گرمابی (D_H) نیز توسط سولفیدها جانشین شده است؛ د) تصویر نور عبوری از کانه‌زایی توده‌ای اسفالریت (Sph) و به مقدار کمتر پیریت (Py) که جانشین دولومیت گرمابی (D_H) شده‌اند.



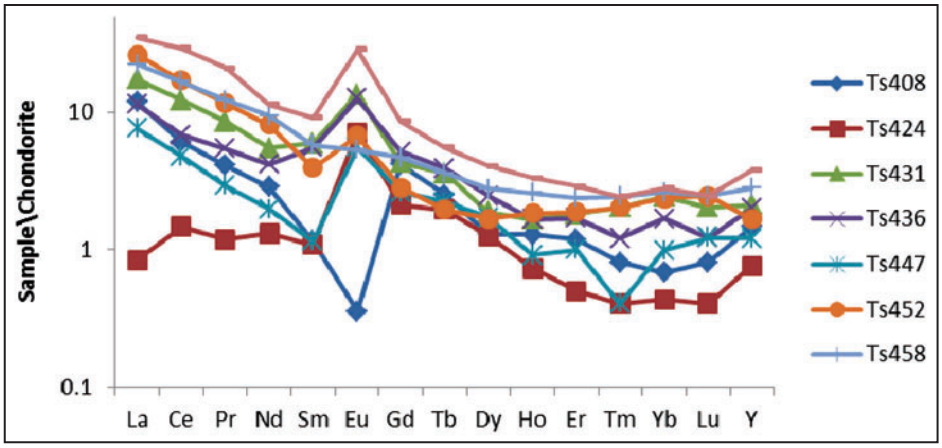
شکل ۱۰- تصاویری از رخساره‌های سولفیدی رگه- رگچه‌ای و توده‌ای در واحد کریستال‌لیتیک‌توف میزبان کانه‌زایی. الف) تصویر نمونه دستی از کانه‌زایی رگه- رگچه‌ای متشکل از سولفید (Sph: اسفالریت، Gn: گالن، Cpy: کالکوپیریت و Tet: تتراهدریت)، دولومیت گرمابی (D_H) و کوارتز گرمابی (Qz) که واحد کریستال‌لیتیک‌توف را قطع کرده‌اند؛ ب) تصویر نور عبوری از سنگ کریستال‌لیتیک‌توف که در آن قطعات سنگی و بلورین که بیشتر متشکل از ارتوز (Or) و به مقدار کمتر کوارتز (Qz) است، در زمینه‌ای از کانی‌های ارتوز و کوارتز ریزبلور قرار گرفته‌اند؛ ج) تصویر نور عبوری از کانه‌زایی سولفیدی (Sph: اسفالریت، Gn: گالن، Cpy: کالکوپیریت و Py: پیریت) همراه با دولومیت گرمابی (D_H) و کوارتز گرمابی (Qz) در واحد کریستال‌لیتیک‌توف؛ د) تصویر نور بازتابی از رخساره رگه- رگچه‌ای در کریستال‌لیتیک‌توف میزبان کانه‌زایی (Sph: اسفالریت،Gn: گالن، Cpy: کالکوپیریت و Bn: بورنیت)؛ ه) تصویر نور بازتابی از کانه‌زایی توده‌ای در کریستال‌لیتیک‌توف میزبان که در آن اسفالریت (Sph)، جانشین تتراهدریت (Tet) شده است.



شکل ۱۱- تصاویر میکروسکوپی از کانه‌زایی سولفیدی همراه با سیلیس (کوارتز). الف) رخداد کانه‌زایی سولفیدی کم و پراکنده همراه با سیلیس (کوارتز) که شامل اسفالریت‌های (Sph) ریز تا متوسط‌بلور است؛ ب) رخداد کانه‌زایی سولفیدی غنی از اسفالریت (Sph)، گالن (Gn) و پیریت (Py) که جانشین بلورهای کوارتز گرمابی (Qz) شده‌اند؛ ج) تصویر نور عبوری از کوارتز گرمابی (Qz) که جانشین دولومیت‌های گرمابی (D_H) شده و خود در ادامه توسط گالن (Gn) جانشین شده است.



شکل ۱۲- تصاویر میکروسکوپ الکترونی از انواع کانی‌های سولفیدی در کانسار تپه‌سرخ. الف) مقادیر عنصری اندازه‌گیری شده در اسفالریت کلوفرم نشان از مقدار بالاتر عنصر کادمیم در مرکز و حاشیه و مقدار بیشتر آهن در بخش‌های میانی دارد؛ ب) تصویری از بلور زونه اسفالریت که در آن بخش مرکزی دارای رنگ تیره‌تر و مقادیر آهن بالاتری نسبت به بخش‌های حاشیه‌ای است؛ ج، د و ه) نتایج حاصل از نتایج مطالعات EPMA نشان‌دهنده آن است که مقدار آرسنیک در بخش‌های حاشیه‌ای پیریت‌های کلوفوم، بیشتر از بخش‌های مرکزی آن است؛ و) مقادیر تغییرات عنصری اندازه‌گیری شده در اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و تتراهدریت در کانسار تپه‌سرخ. (شماره‌های درج‌شده روی تصاویر، نشان‌دهنده نقاط تجزیه‌ای است که مقادیر آنها در جدول ۲ نشان داده شده است).



شکل ۱۳- الگوی عناصر REE بهنجار شده با کندریت در نمونه‌های دولومیت گرمابی برداشت شده از کانسار تپه‌سرخ نمایانگر غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها است. به‌جز نمونه Ts408، در دیگر نمونه‌ها بی‌هنجاری مثبت Eu وجود دارد.

جدول ۱- نتایج تجزیه ICP-MS&AES نمونه‌های برداشت شده از کانه‌زایی‌های سولفیدی همراه با دولومیت‌های گرمابی در سیلتستون، دولومیت و چرت گرمابی در کانسار تپه‌سرخ (مقادیر اکسیدها بر حسب درصد وزنی و عناصر بر حسب پی‌پی‌ام هستند).

شماره نمونه	سنگ‌شناسی	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Pb	Zn
Ts408	دولومیت	4.63	0.72	6.59	13.1	24.33	0.01	0.2	0.03	<0.01	1.52	222.600	1522
Ts424	دولومیت	3.55	0.11	6.75	14.3	26.26	<0.01	0.02	0.01	<0.01	1.34	>10000	1733
Ts431	دولومیت	43.23	2.44	6.06	6	12.28	0.01	0.59	0.11	<0.01	1.12	>10000	>10000
Ts436	دولومیت	17.20	1.39	7.09	7.37	15.56	<0.01	0.36	0.06	<0.01	1.46	>10000	>10000
Ts447	دولومیت	43.64	1.14	4.22	3.64	7.18	<0.01	0.21	0.05	<0.01	0.64	>10000	>10000
Ts452	چرت	77.08	4.26	3.43	0.36	0.14	0.04	1.1	0.2	0.05	<0.01	>10000	>10000
Ts458	دولومیت	8.03	2.19	6.49	14	26.59	0.03	0.69	0.1	0.02	2.39	44.800	227
903	سیلتستون	81.34	4.502	1.07	0.75	10.19	ND	0.57	0.31	0.106	ND	4884	42
914	سیلتستون	68.89	20.27	4.66	1.31	0.209	ND	3.33	0.78	ND	ND	1414	394
918	سیلتستون	63.37	16.47	4.29	2.15	3.438	ND	3.02	0.69	0.117	ND	1164	29712

ND: not detection

جدول ۲- مقادیر عنصری حاصل از مطالعات الکترون‌میکروپروب در کانی‌های سولفیدی کانسار تپه‌سرخ (بر حسب درصد وزنی).

Point/ element	S	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Ag	Cd	Sb	Pb	Total	نام
1	34.23	0	1.66	0	0.01	0	66.47	0	0.04	0.18	0	0	102.59	اسفالریت
2	33.9	0.01	0.64	0	0	0.03	65.55	0	0.02	0.38	0	0	100.54	اسفالریت
3	34.06	0	3.03	0.01	0	0.03	63.32	0	0.03	0.26	0	0	100.73	اسفالریت
4	34.27	0	6.27	0.01	0	0.07	58.46	0	0	0.31	0	0	99.39	اسفالریت
5	33.88	0	2.44	0	0	0	61.78	0	0.06	0.07	0	0	98.23	اسفالریت
6	33.99	0	2.19	0.02	0	0.07	62.32	0	0	0.14	0	0	98.72	اسفالریت
7	34.38	0	2.04	0	0	0	62.86	0	0	0.09	0	0	99.37	اسفالریت
8	52.1	0.01	45.97	0	0	0.01	0	0	0.05	0	0	0	98.14	پیریت
9	53.26	0.12	45.06	0	0	0.04	0.05	0	0	0	0	0	98.53	پیریت
10	53.7	0.02	47.08	0	0	0.05	0	0	0.01	0	0	0	100.86	پیریت
11	54.19	0.1	47.17	0	0.01	0	0	0	0.01	0.03	0	0	101.51	پیریت
12	52.35	0.01	46.4	0	0.02	0	0.06	0.47	0.01	0	0	0	99.32	پیریت
13	51.19	0.01	45.45	0	0.02	0.09	0	1.78	0	0	0	0	98.55	پیریت
14	51.95	0.02	45.63	0	0.02	0.01	0.02	0.98	0	0	0	0	98.82	پیریت
15	54.1	0.01	47.1	0	0.02	0.04	0.04	0	0	0	0	0	101.31	پیریت
16	54.65	0.01	46.16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100.82	پیریت
17	52.39	0.02	45.77	0	0	0	0	1.7	0.05	0	0	0	99.93	پیریت
18	11.21	0	0	0	0	0.58	0.48	0	0	0.09	0.28	86.02	98.66	گالن
19	25.93	0	0.94	0	0	37.06	6.59	4.5	0.25	0.01	24.06	0	99.34	تتراهدریت
20	33.87	0	0.22	0	0	0.05	61.88	0	0	0.18	0.04	0	96.31	اسفالریت
21	24.31	0	1.27	0.02	0	36.74	5.96	4.48	0.3	0	21.51	3.71	98.37	تتراهدریت
22	35.36	0	30.09	0	0.02	32.81	0.21	0	0.01	0	0	0	98.51	کالکوپیریت

جدول ۳- نتایج ICP-MS&AES نمونه‌های برداشت‌شده از کانه‌زایی‌های سولفیدی همراه با دولومیت‌های گرمابی در کانسار تپه‌سرخ (بر حسب پی‌پی‌ام).

Sample/element	Ts408	Ts424	Ts431	Ts436	Ts447	Ts452	Ts458
La	2.8	0.2	4.1	2.7	1.8	6.2	5.3
Ce	3.7	0.9	7.5	4.2	2.9	10.4	10.2
Pr	0.38	0.11	0.79	0.5	0.27	1.08	1.13
Nd	1.3	0.6	2.5	1.9	0.9	3.7	4.3
Sm	0.17	0.16	0.88	0.82	0.17	0.58	0.85
Eu	0.02	0.4	0.76	0.71	0.31	0.38	0.3
Gd	0.83	0.42	0.85	1.02	0.52	0.56	0.93
Tb	0.09	0.07	0.13	0.14	0.08	0.07	0.13
Dy	0.32	0.31	0.46	0.6	0.42	0.41	0.68
Ho	0.07	0.04	0.09	0.09	0.05	0.1	0.14
Er	0.19	0.08	0.29	0.27	0.16	0.3	0.38
Tm	0.02	0.01	0.05	0.03	0.01	0.05	0.06
Yb	0.11	0.07	0.39	0.27	0.16	0.38	0.42
Lu	0.02	0.01	0.05	0.03	0.03	0.06	0.06
Y	2.3	1.2	3.3	3.1	1.9	2.6	4.4

جدول ۴- ماتریکس همبستگی اکسیدهای اصلی در کانی‌های سولفیدی همراه با دولومیت‌های گرمابی.

	SiO_2	MgO	CaO	Al_2O_3	Fe_2O_3	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	Zn	Pb
SiO_2	1										
MgO	-0.945	1									
CaO	-0.96	0.997	1								
Al_2O_3	0.812	-0.677	-0.685	1							
Fe_2O_3	-0.89	0.813	0.852	-0.636	1						
Na_2O	0.514	-0.311	-0.346	0.818	-0.544	1					
K_2O	0.704	-0.55	-0.558	0.985	-0.542	0.873	1				
P_2O_5	0.71	-0.536	-0.577	0.854	-0.699	0.927	0.855	1			
MnO	-0.859	0.857	0.887	-0.462	0.831	-0.222	-0.321	-0.524	1		
Zn	0.766	-0.913	-0.882	0.462	-0.529	-0.017	0.325	0.215	-0.715	1	
Pb	0.542	-0.639	-0.628	0.144	-0.357	-0.161	0.01	0.096	-0.684	0.769	1

جدول ۵- مقایسه ویژگی‌های اصلی کانسار تپه‌سرخ با ذخایر Sedex و Irish.

	ذخایر نوع Sedex (Leach et al., 2005)	کانسار Anarraaq (Kelley et al., 2004a)	ذخایر نوع Irish (Wilkinson, 2003)	کانسار تپه‌سرخ
خاستگاه زمین‌ساختی	حوضه‌های کافتی درون‌قاره‌ای و حواشی قاره‌ای کافتی	کافت درون‌قاره‌ای	حوضه‌های کششی روی حواشی قاره‌ای کششی	حوضه کششی پشت کمانی
سنگ میزبان	شیل، کربنات، سیلتستون غنی از مواد آلی، و به مقدار کمتر معمول ماسه‌سنگ و کنگلومرا	سیلتستون، کربنات	کربنات‌های غیر رسی درون توالی کربناتی- سیلیسی کلاستیک	کربنات، سیلتستون، توف، و به مقدار کمتر معمول ماسه‌سنگ
بافت و ساخت	لایه‌ای، توده‌ای، لامینه، با یا بدون بافت برشی و رگه- رگچه‌ای	لامینه، توده‌ای، رگه- رگچه‌ای	توده‌ای، رگه- رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی، و به مقدار کمتر لامینه	توده‌ای، لامینه، رگه- رگچه‌ای، برشی
پهنه تغذیه‌کننده	وجود دارد	وجود دارد	ممکن است وجود داشته باشد	وجود دارد
کانی‌شناسی	اسفالریت، گالن، پیریت، پیروتیت، مارکازیت، سولفوسالت جزیی، کالکوپیریت	اسفالریت، گالن، پیریت، مارکازیت، تتراهدریت، کالکوپیریت و به مقدار کمتر آرسنوپیریت، بورنیت، کالکوسیت	اسفالریت، گالن، پیریت، مارکازیت، سولفوسالت جزیی، کالکوپیریت	اسفالریت، گالن، پیریت، تتراهدریت، کالکوپیریت، مارکازیت و بورنیت جزیی
باریت	معمول تا کم	فراوان	معمول	معمول
دگرسانی	سیلیسی، دولومیتی	سیلیسی، دولومیتی	دولومیتی و به مقدار کمتر سیلیسی	سیلیسی، دولومیتی

جدول ۶- مقایسه مقادیر عناصر اصلی و فرعی اندازه‌گیری شده در اسفالریت‌های موجود در کانسار تپه‌سرخ با مقدار همین عناصر در ذخایر Sedex، Irish و MVT.

ذخیره/ عناصر (ppm)	کانسار Red Dog (SEDEX)	کانسار Dabaoshan (SEDEX)	کانسار Wiesloch (MVT)	کانسار تپه‌سرخ
Fe	20000	110326	<1000	24900
Cd	5000	5580	<10000	700-3100
Ag	129	21-54	>5000	200
Cu	574	155-1418	>15000	400
Co	102	5.4	0	100
Mn	7	2145	<100	0-120
	(Kelley et al., 2004a)	(Ye et al., 2011)	(Pfaff et al., 2011)	این مطالعه

کتابنگاری

تدین، م.، ۱۳۹۲- بررسی سازوکار گسل‌های مرز حوضه‌ای در منطقه شهرضا (جنوب اصفهان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، ۹۶ ص.

جزی، م. و شهاب‌پور، ج.، ۱۳۸۹- بررسی خصوصیات کانی‌شناسی، ساختی، بافتی و ژئوشیمیایی معدن سرب نخلک، اصفهان، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۲، ج ۳، صص ۱۳۱ تا ۱۵۱.

سهندی، م.، رادفر، ج.، حسین‌دوست، ج. و محجل، م.، ۱۳۸۶- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی شازند، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

فرهادی‌نژاد، ط.، ۱۳۷۷- زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژنز کانسار روی و سرب گل زرد (شمال الیگودرز)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۶۲ ص.

ناکینی، ع.، ۱۳۹۲- تحلیل ساختاری مناطق ایرانکوه و تیران، جنوب و باختر اصفهان، پایان‌نامه زمین‌شناسی کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۸۱ ص.

References

Anderson, G. M., 1975- Precipitation of Mississippi Valley-Type ores. Econ. Geol, V. 70, p. 937–942.

Anderson, G. M., 2008- The mixing hypothesis and the origin of Mississippi Valley-Type ore deposits. Econ. Geol, V. 103, p. 1683–1690.

Atanassova, R. & Bonev, I. K., 2006- Two crystallographically different types of skeletal galena associated with colloform sphalerite. Mineral. Petrol, V. 44, p. 1–18.

Banner, J. L., Hanson, G. N. & Meyers, W. J., 1988- Rare earth element and Nd isotopic variations in regionally extensive dolomites from the Burlington–Keokuk Formation (Mississippian): implications for REE mobility during carbonate diagenesis. J. Sediment. Petrol, V. 58, p. 415-432.

Barrie, C. D., Boyce, A. J., Boyle, A., Williams, P. C. K., Blake, J. K., Wilkinson, J. J., Lowther, M., Mcdermott, P. & Prior, D. J., 2009- On the growth of colloform textures: a case study of sphalerite from the Galmoy ore body, Ireland. J. Geol. Soc. London, V. 166, p. 563–582.

Bazargani-Guilani, K., Faramarzi, M. & Nekouvaght Tak, M. A., 2010- Multistage dolomitization in the cretaceous carbonates of the east Shahmirzad area, north Semnan, central Alborz, Iran. Carbonates Evaporites, V. 25, p. 177–191.

Bazargani-Guilani, K., Nekouvaght Tak, M. A. & Faramarzi, M., 2011- Pb–Zn deposits in Cretaceous carbonate host rocks, northeast Shahmirzad, central Alborz, Iran. Aust. J. Earth Sci, V. 58, p. 297–307.

Benedetto, F. D., Bernardini, G. P., Costagliola, P., Plant, D. & Vaughan, D. J., 2005- Compositional zoning in sphalerite crystals. Am. Mineral, V. 90, p. 1384-1392.

Cetiner, Z. S., Wood, S. A. & Gammons, C. H., 2005- The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. Part XV. The solubility of rare earth element phosphates from 23 to 150°C. Chemical Geolog, V. 21, p. 147–169.

Cook, N. J., Ciobanu, C. L., Pring, A., Skinner, W., Shimizue, M., Danyushevsky, L., Saini-Eidukat, B. & Melcher, F., 2009- Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study. Geochim. Cosmochim. Acta, V. 73, p. 4761–4791.

Dorobek, S. L. & Filby, R. H., 1988- Origin of dolomites in a down-slope biostrome, Jefferson Formation (Devonian), central Idaho: evidence from REE patterns, stable isotopes, and petrography. Bull. Can. Pet. Geol, V. 36, p. 202–215.

Ghazban, F., McNutt, R. H. & Schwarcz, H. P., 1994- Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Irankuh district, Esfahan area, west-central Iran. Econ. Geol, V. 89, p. 1262-1278.

Goodfellow, W. D. & Lydon, J. W., 2007- Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits. *In* Goodfellow W. D., (ed.), Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, V. 5, p. 163-183.

Goodfellow, W. D., Lydon, J. W. & Turner, R. W., 1993- Geology and genesis of stratiform sediment- hosted (SEDEX) Zn-Pb-Ag sulphide deposits. *In* Kirkham, R. V., Sinclair, W. D., Thorpe, R. I. & Duke, J. M. (eds.), Mineral Deposit Modeling. Special Paper 40, Geological Association of Canada, p. 201-251.

Gregg, J. M., Shelton, K. L., Johnson, A. W., Somerville, I. & Wright, W. R., 2001- Dolomitization of the Waulsortian Limestone (Lower Carboniferous) in the Irish Midlands. Sedimentology, V. 48, p. 745-766.

Hitzman, M. W., Redmond, P. B. & Beaty, D. W., 2002- The carbonate hosted Lisheen Zn–Pb–Ag deposit, County Tipperary, Ireland. Econ. Geol, V. 97, p. 1627–1655.

Johnson, A. W., Shelton, K. L., Gregg, J. M., Somerville, I. D., Wright, W. R. & Nagy, Z. R., 2009- Regional studies of dolomites and their included fluids: recognizing multiple chemically distinct fluids during the complex diagenetic history of Lower Carboniferous (Mississippian) rocks of the Irish Zn-Pb ore field. Miner. Petrol, V. 96, p. 1–18.

Kamona, F., 2011- Carbonate-Hosted Base Metal Deposits.

Kelley, K. D., Dumoulin, J. A. & Jennings, S., 2004a- The Anarraaq Zn-Pb-Ag and Barite Deposit, Northern Alaska: Evidence for Replacement of Carbonate by Barite and Sulfides. Econ. Geol., V. 99, p. 1577–1591.

Kelley, K. D., Leach, D. L., Johnson, C. A., Clark, J. L., Fayek, M., Slack, J. F., Anderson, V. M., Ayuso, R. A. & Ridley, W. I., 2004b- Textural, compositional, and sulfur isotope variations of sulfide minerals in the Red Dog Zn-Pb-Ag deposits, Brooks Range, Alaska: Implications for ore formation. Econ. Geol, V. 99, p. 1509–1532.

Kerr, N., 2013- Geology of the Stonepark Zn-Pb prospects, County Limerick, Ireland. MS.C thesis. Colorado School of Mines, 131 p.

Large, D. & Walcher, E., 1999- The Rammelsberg massive sulphide Cu-Zn-Pb-Ba-deposit, Germany: An example of sediment-hosted, massive sulphide mineralization. Miner. Deposita, V. 34, p. 522–538.

Leach, D. L., Bradley, D. C., Huston, D., Pisarevsky, S. A., Taylor, R. D. & Gardoll, S. J., 2010- Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits in Earth History. Econ. Geol, V. 105, p. 593–625.

Leach, D. L., Bradley, D., Lewchuk, M. T., Symons, D. T. A., Marsily, G. & Brannon, J., 2001- Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits through geological time: implications from recent age-dating research. Miner. Deposita, V. 36, p. 711–740.

Leach, D. L., Sangster, D. F., Kelley, K. D., Large, R. R., Garven, G., Allen, C. R., Gutzmer, J. & Walters, S., 2005- Sedimenthosted lead-zinc deposits: A global perspective. Econo Geol.100th anniversary volume, p. 561–607.

Lee, S. G., Lee, D. H., Kim, Y., Chae, B. G., Kim, W. Y. & Woo, N. C., 2003- Rare earth elements as an indicator of groundwater environment changes in a fractured rock system: Evidence from fractured-filling calcite. Appl. Geochem, V. 18, p. 135–143.

Liaghat, S., Moore, F. & Jami, M., 2000- The Kuh-e-Surmeh mineralization, a carbonate-hosted Zn-Pb deposit in the Simply Folded Belt of the Zagros Mountains, SW Iran. Miner. Deposita, V. 35, p. 72-78.

Lüders, V., Möller, P. & Dulski, P., 1993- REE Fractionation in carbonates and fluorites. *In* Möller, P., Lüders, V. (eds.), Formation of hydrothermal vein deposits. Monograph Series on Mineral Deposits, Bornträger, Berlin, p. 133-150.

Marfunin, A. S., 1979- Spectroscopy, lumineseenee, and radiation centers in minerals: Berlin, Heidelberg, New York, Springer, 352 p.

Miall, A. D., 1996- The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, 582p.

Miall, A. D., 2002- Architecture and sequence stratigraphy of Pleistocene fluvial systems in the Malay Basin, based on seismic time-slice analysis. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull 86, V. 7, p. 1201-1216.

Momenzadeh, M., 1976- Stratabound lead-zinc ores in the lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayar-Isfahan district (west central Iran). Ph.D. thesis. Univ. Heidelberg, 300 p.

Nelson, J., 1997- The quiet counter-revolution: structural control of syngenetic deposits. Geoscience Canada, V. 24, No. 2, p. 91-98.

Paradis, S., 2007- Carbonate-Hosted Zn-Pb Deposits in southern British Columbia-potential for Irish-type deposits. Geological survey of Canada.

Pfaff, K., Koenig, A., Wenzel, T., Ridley, I., Hildebrandt, L. H., Leach, D. L. & Markl, G., 2011- Trace and minor element variations and sulfur isotopes in crystalline and colloform ZnS: Incorporation mechanisms and implications for their genesis. Chemical Geology, V. 286, p. 118–134.

Qing, H. & Mountjoy, E., 1994- REE geochemistry of dolomites in the Middle Devonian Presq´uile barrier: implications for fluid-rock ratios during dolomitization. J. Sedim. Petrol, v. 41, p. 787-804.

Rajabi, A., Rastad, E, Canet, C. & Alfonso, P., 2015- The early Cambrian Chahmir shale-hosted Zn-Pb deposit, Central Iran: an example of vent-proximal SEDEX mineralization. Miner. Deposita, DOI 10.1007/s00126-014-0556-x.

Rajabi, A., Rastad, E. & Canet, C., 2012a- Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn–Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. Int. Geol. Rev, V. 54, No. 14, p. 1649–1672.

Rajabi, A., Rastad, E., Alfonso, P. & Canet, C., 2012b- Geology, ore facies, and sulphur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam Block, Central Iran. Int. Geol. Rev, V. 54, No. 14, p. 1635–1648.

Rao, C. P., 1996- Modern carbonates (tropical, temprate, polar). Tasmania University Press, 206 p.

Rastad, E., 1981- Geological, mineralogical, and facies investigations on the Lower Cretaceous stratabound Zn–Pb–(Ba–Cu) deposits of the IranKouh Mountain Range, Esfahan, west Central Iran. Ph.D. thesis, University of Heidelberg, 334 p.

Reinhold, C., 1998- Multiple episodes of dolomitization and dolomite recrystallization during shallow burial in Upper Jurassic shelf carbonates: eastern Swabian Alb, southern Germany. Sed. Geol, V. 121, p. 71–95.

Sangster, D. F., 2002- The role of dense brines in the formation of vent-distal sedimentary exhalative (SEDEX) lead-zinc deposits: field and laboratory evidence. Miner. Deposita, V. 37, p. 149–157.

Sawlowicz, Z., 1993- Pyrite framboids and their development: a new conceptual mechanism. Geol. Rundsch, V.82, p. 148-156.

Selley, R. C., 2000- Applied sedimentology. Academic Press, Sandiago, 523 p.

Sibley, D. F. & Gregg, J. M., 1987- Classification of dolomitic rock textures. J. Sediment. Petrol, V. 57, No. 6, p. 967-975.

Smith, L. B., 2006- Origin and reservoir characteristics of Upper Ordovician Trenton–Black River hydrothermal dolomite reservoirs in New York. AAPG Bulletin, V. 90, no. 11, p. 1691–1718.

Sverjensky, D. A., Shock, E. L. & Helgeson, H. C., 1997- Prediction of the thermodynamic properties of aqueous metal complexes to 1000 °C and 5 kbar. Geochim. Cosmochim. Acta, V. 61, p. 1359–1412.

Velasco, F., Herrero, J. M., Yusta, I., Alonso, J. A., Seebold, I. & Leach, D., 2003- Geology and Geochemistry of the Reocín Zinc-Lead Deposit, Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain. Econ. Geol, V. 98, p. 1371–1396.

Viets, J. G., Hopkins, R. T. & Miller, B. M., 1992- Variations in minor and trace metals in sphalerite from Mississippi Valley-Type deposits of the Ozark Region: genetic implications. Econ. Geol, V. 87, p. 1897-1905.

Wilkinson, J. J. Eyre, S. L. & Boyce, A. J., 2005- Ore-Forming Processes in Irish-Type Carbonate-hosted Zn-Pb Deposits: Evidence from Mineralogy, Chemistry, and Isotopic Composition of Sulfides at the Lisheen Mine. Econ. Geol, V. 100, p. 63–86.

Wilkinson, J. J., 2003- On diagenesis, dolomitisation and mineralization in the Irish Zn-Pb orefield. Miner. Deposita, V. 38, p. 968–983.

Wilkinson, J. J., 2013- Genesis of the Irish Zn-Pb(-Ba-Ag) deposits. African Metallogeny II–Kitwe.

Wilkinson, J. J., 2014- Sediment-hosted zinc-lead mineralization: processes and perspectives. Treatise on Geochemistry 2nd edition, p. 219-249.

Wilkinson, J. J., Crowther, H. L. & Coles, B. J., 2011- Chemical mass transfer during hydrothermal alteration of carbonates: controls of seafloor subsidence, sedimentation and Zn-Pb mineralization in the Irish Carboniferous. Chemical Geology, V. 289, p. 55-75.

Ye, L., Cook, N. J., Ciobanu, C. L., Liu, Y. P., Zhang, Q., Gao, W., Yang, Y. L. & Danyushevsky, L. V., 2011- Trace and minor elements in sphalerite from base metal deposits in South China: a LA-ICPMS study. Ore Geol. Rev, V. 39, p. 188–217.

Structure, Texture, Mineralogy and Genesis of Sulphide Ore Facies In Tappehsorkh Detrital-Carbonate-Hosted Zn-Pb-(Ag) Deposit, South of Esfahan

M. Boveiri Konari [1], E. Rastad [2*], M. Mohajjel [2], A. Nakini [3] & M. Haghdoost [4]

[1] Ph.D. Student, Faculty of Basic Science, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran
[2] Associate Professor, Faculty of Basic Science, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran
[3] M.Sc., Faculty of Basic Science, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran
[4] M.Sc., Faculty of Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

Received: 2014 August 25 Accepted: 2015 June 10

Abstract

Tappehsorkh Zn-Pb-(Ag) deposit, hosted by Lower Cretaceous siltstone, tuff and dolomite, is located in the northern part of the Irankuh mountain range, south of Esfahan. Sulphides in this ore have a relatively simple mineralogy including sphalerite, galena, tetrahedrite, pyrite and to a lesser extent, chalcopyrite, marcasite and bornite. Gangue minerals are predominantly dolomite, quartz and barite. Based on zoning in the sulphide mineralization, texture and structure and location of ore facies relative to syn-sedimentary normal faults, theses ore facies are classified as vein-veinlet, laminated and massive. Dolomitic-silicic alteration is among the major processes concomitant with sulphide mineralization. The greatest degrees of alteration and related ore mineralization occur at the vicinity of the normal faults and decrease away from it. Geochemical studies indicate that the ore-bearing fluids were of oxidized composition, which were reduced once reaching favorable host rocks and consequently deposited sulphide minerals. Minor and trace element studies in the various sulfide ore facies demonstrate that the ore-bearing fluid in all the ore facies has a similar composition. Textures such as framboidal pyrite, contemporaneous folding of organic matter along with sulphide lamination in the laminated ore facies, and diagenetic structures such as load casts in the host siltstone indicate that sulphide mineralization has occurred in the sedimentary-diagenetic stage. However, sulphide mineralization in the regional dolomite is considered to have occurred in a shallow diagenetic environment because of replacement of regional dolomite by hydrothermal dolomite. Based on features of ore mineralization such as the extensional tectonic setting, siltstone and carbonate host rocks, and occurrence of various sulphide facies such as vein-veinlet, laminated and massive, the Tappehsorkh deposit is very similar to Sedex-type deposits.

Keywords: Sulphide facies, Hydrothermal alteration, Zn-Pb deposit, Sedex, Lower Cretaceous, Tappehsorkh, Esfahan.
For Persian Version see pages 221 to 236
*Corresponding author: E. Rastad; E-mail: rastad@modares.ac.ir

Created with nitroPDF professional
download the free trial online at nitropdf.com/professional