

کانسار دره زنجیر؛ نمونه‌ای از کانسارهای روی - سرب با میزبان کربناته (MVT) در توالی رسوبی کرتاسه پیشین، حوضه جنوب یزد

سجاد مغفوری^۱، محمدرضا حسین‌زاده^۲، عبدالرحمان رجبی^۳ و امیر مرتضی عظیم‌زاده^۴

^۱دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

^۴استادیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۲/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۵/۲۵

چکیده

کانسار روی - سرب دره زنجیر با سنگ میزبان آهک دولومیتی شده در جنوب شهر تفت جای گرفته است. کانی‌های سولفیدی در این کانسار شامل اسفالریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت است که به صورت جانشینی، پرکننده فضای خالی، رگه - رگچه‌ای، برشی و توده‌ای درون سنگ میزبان دیده می‌شود. کانه‌زایی در امتداد گسل‌های عادی پس از فاز فشارشی تشکیل شده است. کانی‌های باطله بیشتر از نوع دولومیت بوده و دولومیتی شدن از فرایندهای اصلی همراه با کانه‌زایی سولفیدی در کانسار دره زنجیر است. سه نوع دولومیت در منطقه معدنی دره زنجیر تشخیص داده شده است: (۱) دولومیت‌های ناحیه‌ای، که در طی فرایند دایژنر آهک‌های میکربیتی سازند تفت تشکیل شده‌اند و به صورت ناحیه‌ای در کل منطقه دیده می‌شوند. این دولومیت‌ها ریزبلور و دارای رنگ خاکستری تیره هستند؛ (۲) دولومیت‌های رانده‌گی، که در طی رخداد رانده‌شدگی دولومیت‌های تفت روی سازند دره زنجیر و در طی این فشارش در مجاورت گسل رانده‌گی تشکیل شده‌اند؛ (۳) بیشترین شدت دولومیتی شدن و کانه‌زایی سولفیدی، در مجاورت گسل‌های عادی رخ داده است. به طوری که این دولومیت‌ها در ارتباط با کانه‌زایی و به دولومیت‌های گرمابی (D_H) معروف هستند؛ با دور شدن از محل کانه‌زایی سولفیدی از شدت مقدار دولومیت‌های گرمابی (D_H) کاسته می‌شود. مطالعات ژئوشیمیایی گویای آن است که مقدار کادمیم کانی‌های اسفالریت بالاست و این نشان از پایین بودن دمای سیال تشکیل‌دهنده کانه‌زایی دارد. تأثیر آب‌های جوی و رخداد فرایند اکسایش موجب اکسید شدن کانه‌های سولفیدی اولیه به کانی‌های غیر سولفیدی شده است. مهم‌ترین کانی‌های غیر سولفیدی کانسار دره زنجیر شامل اسمیت‌زونیت، همی مورفیت، هیدروزنگسیت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن است. با توجه به ویژگی‌های بنیادین کانه‌زایی کانسار دره زنجیر، از جمله محیط زمین‌شناسی، کانه‌زایی در امتداد گسل‌های عادی پس از فاز فشارش، سنگ دربرگیرنده، کانی‌شناسی و ساخت و بافت آن و مقایسه این ویژگی‌ها با ویژگی‌های بنیادین ذخایر سرب و روی با میزبان رسوبی، می‌توان کانسار سرب و روی دره زنجیر را در رده کانسارهای نوع دره می‌سی سی‌پی یا MVT قرار داد.

کلیدواژه‌ها: کانه‌زایی روی - سرب، دولومیتی شدن، MVT، کرتاسه پیشین، دره زنجیر، حوضه جنوب یزد.

E-mail: mr-hosseinzadeh@tabrizu.ac.ir

*نویسنده مسئول: محمدرضا حسین‌زاده

۱- پیش‌نوشتار

تاکنون بیش از ۳۰۰ کانسار روی - سرب با میزبان رسوبی در ایران گزارش شده است (Rajabi et al., 2012a) که از این میان در حدود ۲۸۵ مورد در سنگ‌های کربناتی (Carbonate-Hosted zinc-lead: CH Zn-Pb) و باقی در سنگ‌های تخریبی (Clastic-Dominated lead-zinc: CD Pb-Zn)، در دوره‌های مختلفی تشکیل شده‌اند (Rajabi et al., 2012a) (شکل ۱- الف). کمر بند ملایر - اصفهان، یزد، طبس - پشت بادام و البرز مرکزی بیشترین و مهم‌ترین کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان رسوبی ایران را در خود جای داده‌اند (Momenzadeh, 1976; Rajabi et al., 2012b). بسیاری از این کانسارها مانند کانسار مهدی‌آباد، ایرانکوه، کوشک، آهنگران و عمارت در حد کلاس جهانی هستند و این نشان‌دهنده پتانسل بسیار بالای ایران از دید ذخایر سرب و روی با سنگ درونگیر رسوبی است.

بسیاری از این کانسارها در دوره‌های مختلفی از زمان‌های زمین‌شناسی تشکیل شده‌اند به طوری که از زمان پالئوزویک زیرین تا کرتاسه پسین این کانسارها گسترش نشان می‌دهند. اما مهم‌ترین دوره زمانی رخداد این کانسارها بازه زمانی کرتاسه است. به طوری که بیشتر کانسارهای کمر بندهای فلز زایی ملایر - اصفهان و انارک - یزد در توالی رسوبات کرتاسه تشکیل شده‌اند. از این رو، این دو کمر بند فلز زایی مهم‌ترین پهنه‌های دارای سرب و روی ایران را شامل می‌شوند (شکل ۱- الف) (Rajabi et al., 2012b and 2102c).

کانسار دره زنجیر در فاصله ۲/۵ کیلومتری جنوب شهر تفت از توابع استان یزد جای گرفته است (شکل ۱- ب). قاسمی (۱۳۸۵) به وجود پتانسیل کانه‌زایی در منطقه تفت اشاره کرده و نگاهی اجمالی نیز به کانسار دره زنجیر داشته است. ساجدیان (۱۳۹۰) نیز کانسار دره زنجیر را از دید زمین‌شیمی و مطالعات میانبارهای سیال مورد

بررسی قرار داده است. همچنین ناکینی و همکاران (۱۳۹۲) از دید زمین‌ساخت حاکم بر منطقه، کانسار دره زنجیر را مورد مطالعه قرار داده‌اند. اما تاکنون مطالعات علمی دقیقی روی توالی میزبان کانه‌زایی، ساخت و بافت، تجزیه کمی روی کانی‌شناسی سولفیدی و غیر سولفیدی و نوع این کانسار صورت نگرفته است. در این پژوهش سعی شده است تا زمین‌شناسی، ساخت و بافت، کانی‌شناسی و نوع کانسار و ارتباط آنها با نوع سنگ میزبان بررسی شود.

۲- روش پژوهش

در انجام این پژوهش، برای بررسی ویژگی‌های سنگ میزبان کانه‌زایی و تعیین جایگاه چینه‌ای کانه‌زایی در کانسار دره زنجیر ۴ مقطع زمین‌شناسی در راستای عمود بر روند لایه‌بندی در توالی رسوبی کرتاسه پیشین پیمایش شده و نمونه‌های برداشت شده از آنها مورد مطالعه میکروسکوپی (۵۰ مقطع تازک و نازک - صیقلی) قرار گرفته است. بر پایه داده‌های به دست آمده ستون چینه‌شناسی کانسار رسم و مطالعات کانی‌شناسی و ساخت و بافت انجام شده است. افزون بر آن، بیش از ۲۰ نقطه توسط دستگاه EPMA و SEM در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران و دانشگاه Franche-Comté فرانسه مورد تجزیه نقطه‌ای روی کانه‌های سولفیدی و غیر سولفیدی قرار گرفت تا میزان پراکندگی و غلظت عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در کانی‌ها بررسی شود.

۳- زمین‌شناسی حوضه جنوب یزد

سرزمین ایران شامل نواحی مختلف فعال زمین‌ساختی متشکل از پهنه‌های رسوبی - ساختاری بسیاری است که به وسیله گسل‌های ساختاری ژرف و پهنه‌های

می‌توان به سه بخش اصلی سازند سنگستان، سازند تفت و سازند آبکوه (دره‌زنجیر) با ویژگی‌هایی کاملاً متفاوت تقسیم کرد:

در منطقه معدنی دره‌زنجیر توالی کرتاسه زیرین با کنگومرای سازند سنگستان شروع می‌شود که با دگرشیبی آذرین‌پی روی گرانیته شیرکوه قرار گرفته است (شکل ۲). ماسه‌سنگ‌های سرخ، شیل، سیلتستون و آهک آلیتی از دیگر واحدهای سازند سنگستان هستند که در مجموع بیش از ۱۰۰ متر از ستبرای توالی کرتاسه پیشین در منطقه دره‌زنجیر را به خود اختصاص داده است (شکل ۲). در منطقه معدنی دره‌زنجیر، سازند تفت با دولومیت‌های قهوه‌ای رنگ شروع می‌شود و بر خلاف کانسارهای مهدی‌آباد، فرح‌آباد و منصورآباد، واحد زیرین سازند تفت که شامل شیل، سیلتستون و آهک سیلتی است در منطقه معدنی دره‌زنجیر گسترش ندارد. فرایند دولومیتی شدن در این واحد از نوع جانیشینی بوده و به صورت جانیشینی فراگیر در آهک‌های بخش زیرین کرتاسه پیشین در کل منطقه رخ داده است. این دولومیت‌ها معمولاً در طی تحمل دیاژنز آهک‌ها تشکیل می‌شوند (Lee and Wilkinson, 2002; Wilkinson, 2003) و به دولومیت‌های ناحیه‌ای (D_R) معروف هستند. مشابه چنین سازوکاری برای دولومیت‌های K_d در کانسار تپه‌سرخ در منطقه معدنی ایرانکوه در نظر گرفته شده است (بویری و همکاران، ۱۳۹۴). دولومیت‌ها و آهک‌های سازند تفت به ستبرای ۴۰۰ متر به صورت هم‌شیب روی سازند سنگستان قرار گرفته‌اند و بدون کانه‌زایی سرب و روی هستند. با این حال بخشی از آهک‌های تفت توسط گسل راندگی روی شیل و مارن‌های زیتونی رنگ سازند دره‌زنجیر رانده شده و به شدت تحت تأثیر فرایند دولومیتی شدن قرار گرفته است. این بخش از آهک‌های دولومیتی شده سازند تفت میزبان کانه‌زایی دره‌زنجیر است (شکل ۲-ب). در مورد دولومیت‌های میزبان کانه‌زایی اختلاف نظرهای فراوانی میان زمین‌شناسان وجود دارد؛ عده‌ای بر این باورند که دولومیت‌های میزبان کانه‌زایی، همان دولومیت‌های بخش میانی سازند تفت هستند که در اثر گسل راندگی روی سازند دره‌زنجیر رانده شده‌اند؛ ولی برخی دیگر از زمین‌شناسان به‌ویژه زمین‌شناسان مشغول در معدن دره‌زنجیر بر این باورند که این دولومیت‌ها، همان آهک‌های پایینی سازند دره‌زنجیر هستند و با گسل راندگی روی واحد شیل بالایی این سازند رانده شده‌اند. مطالعات زمین‌شناسی نشان می‌دهد که: (۱) در منطقه معدنی دره‌زنجیر، آهک پایینی سازند دره‌زنجیر در محل خود به صورت هم‌شیب روی سازند تفت قرار گرفته است و دولومیت‌هایی که کانه‌زایی سرب و روی را میزبانی می‌کنند در واقع دولومیت‌های سازند تفت هستند که با یک گسل راندگی روی شیل‌های دره‌زنجیر رانده شده‌اند (شکل ۲؛ ۲) از سوی دیگر تفاوت رخساره‌ای مهمی در این منطقه میان سازند تفت و سازند دره‌زنجیر وجود دارد؛ به طوری که آهک‌های سازند دره‌زنجیر به‌طور چیره دارای میان‌لایه‌هایی از مارن‌های سبز هستند ولی در سازند تفت چنین میان‌لایه‌هایی در حوضه جنوب یزد دیده نمی‌شود. بنابراین با توجه به نبود میان‌لایه‌های مارنی سبز یاد شده در میان دولومیت‌های راندگی میزبان کانه‌زایی کانسار دره‌زنجیر، می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که سنگ میزبان کانسار همان دولومیت‌های سازند تفت است که روی سازند دره‌زنجیر رانده شده است؛ (۳) همان‌گونه که اشاره شد، سازند تفت در منطقه دچار دولومیتی شدن ناحیه‌ای (D_R) شده است؛ ولی واحد کربناتی سازند دره‌زنجیر به صورت آهک باقی مانده و دچار دولومیتی شدن ناحیه‌ای نشده است. بنابراین با توجه به اینکه دولومیت‌های راندگی میزبان کانه‌زایی نیز شواهد دولومیتی شدن ناحیه‌ای را در مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهند؛ پس می‌توان چنین برداشت کرد که دولومیت‌های راندگی میزبان کانه‌زایی، دولومیت‌های سازند تفت بوده که با گسل راندگی روی شیل‌های دره‌زنجیر قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۳ و ۵).

این دولومیت‌ها به‌طور میانگین دارای ۳۰۰ متر ستبرای هستند و بیشتر کنده‌کاری‌های معدنی کهن، تونل و حفاری روی این دولومیت‌ها صورت گرفته است (شکل‌های ۳-الف، ۵ و ۶-الف و ب). در بخش‌هایی از منطقه که فرایند رانده شدن آهک‌های تفت روی سازند دره‌زنجیر رخ نداده است، سازند تفت به صورت هم‌شیب توسط شیل‌های زیتونی، شیل مارنی و آهک‌های شیلی سازند دره‌زنجیر پوشیده می‌شود.

راندگی از یکدیگر جدا می‌شوند (Alavi, 1991). حوضه جنوب یزد با طول تقریبی ۱۵۰ کیلومتر در راستای شمال باختر- جنوب خاور در طول بلوک یزد کشیده شده است و بخش مهمی از خردقاره ایران مرکزی را شامل می‌شود (شکل ۱-ب). این حوضه از خاور توسط گسل انار و از باختر توسط گسل دهشیر- بافت محدود می‌گردد (نبوی، ۱۳۵۰؛ آقانباتی، ۱۳۸۳). گسل دهشیر بیش از ۳۵۰ کیلومتر طول، روند شمال شمال باختری- جنوب جنوب خاوری و شیب نزدیک به قائم دارد که از جنوب باختری شهرستان ناین شروع می‌شود و تا نزدیک سیرجان ادامه دارد. از دهشیر تا شهر بابک، بخشی از آمیزه‌های افیولیتی ایران مرکزی در بخش باختری آن و در طول بیش از ۲۰۰ کیلومتر رخنمون دارد که ممکن است نشانگر مرز جنوب باختری خردقاره‌های ایران مرکزی باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳). اگر چه شیب این گسل نزدیک به قائم است ولی این گسل با یک حرکت راست‌گرد، سبب جابه‌جایی رسوبات کرتاسه بالایی به میزان ۵۰ کیلومتر شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

گسل انار در بخش خاوری زیرپهنه جنوب یزد، بلوک یزد را از بلوک پشت بادام جدا می‌کند. این گسل دارای سازوکار حرکتی راست‌الغز راست‌گرد است. این گسل در سوی شمال خاور- جنوب باختر به گسل چابدونی متصل می‌شود.

همچنین مرز شمالی- جنوبی حوضه جنوب یزد به وسیله گسترش توالی رسوبی کرتاسه زیرین مشخص می‌شود (شکل ۱-ب). حوضه جنوب یزد میزبان بسیاری از کانسارهای بزرگ سرب و روی، مس و آهن است و یکی از ایالت‌های مهم فلززایی ایران به شمار می‌رود.

کهن‌ترین واحد سنگی رخنمون یافته در این حوضه شامل، کمپلکس معادل بنه‌شورو، سازند کهر، سری ریزو و نهشته‌های تریاس است (شکل ۱-ب). سازند شمشک در حوضه جنوب یزد متشکل از لایه‌های شیلی و ماسه‌سنگی نوک مدادی دارای فسیل‌های گیاهی است. این سازند در حوضه جنوب یزد تحت تأثیر گرانیته شیرکوه قرار گرفته و دچار دگرگونی مجاورتی شده است. توالی رسوبی کرتاسه پیشین (Early Cretaceous Sedimentary Sequence: ECSS) متشکل از رسوبات کنگومرایی، ماسه‌سنگی، شیلی، کربناتی، دولومیتی و مارنی است که با اسم‌هایی همچون سازند سنگستان، سازند تفت و سازند دره‌زنجیر (سازند آبکوه) در حوضه جنوب یزد شناخته می‌شود (نبوی، ۱۳۵۰) (شکل ۱-ب). رخنمون‌های اصلی این توالی، منحصر به بخش‌های جنوب خاوری، خاور و باختر حوضه است. این توالی با یک ناپوستگی روی گرانیته شیرکوه قرار می‌گیرد و توالی پوشاننده رسوبات کرتاسه در حوضه جنوب یزد مشخص نیست (نبوی، ۱۳۵۰). توالی رسوبی یاد شده همواره به عنوان توالی کرتاسه پیشین معرفی شده است (نبوی، ۱۳۵۰؛ آقانباتی، ۱۳۸۳؛ Wilmsen et al., 2013 and 2014; Schlagintweit and Wilmsen, 2014; Schlagintweit et al., 2013). درباره تعیین سن این توالی اختلاف نظرهایی میان پژوهشگران وجود داشته به طوری که نبوی (۱۳۵۰) شروع این توالی را به نئوکومین نسبت داده است. پرتوآذر و ابوتراب (۱۳۶۰) با استفاده از فسیل‌های شاخص سازند سنگستان که شروع توالی رسوبی ECSS است، Late Kimmeridgian Portlandian را زمان ته‌نشست سازند سنگستان در نظر می‌گیرند. جدیدترین پژوهش‌هایی که روی توالی کرتاسه پیشین در حوضه جنوب یزد صورت گرفته است (Wilmsen et al., 2014) نشان می‌دهد که سازند سنگستان در زمان Valanginian-Hauterivian شروع به رسوب‌گذاری کرده است. دولومیت‌های رانده شده روی سازنده دره‌زنجیر از توالی ECSS میزبان کانسار روی-سرب دره‌زنجیر است.

۴- زمین‌شناسی کانسار دره‌زنجیر

نظر به اینکه توالی رسوبی کرتاسه پیشین (ECSS) در منطقه مورد مطالعه دربرگیرنده کانه‌زایی روی-سرب دره‌زنجیر است (شکل ۱-ب) و محدوده حوضه با گستردگی این توالی مشخص می‌شود، بررسی جایگاه چینه‌ای افق کانه‌زایی، وابسته به مطالعات چینه‌ای توالی رسوبی کرتاسه پیشین است. بر پایه تفاوت‌های سنگ‌شناختی و ترکیب واحدهای سنگی موجود در توالی ECSS حوضه جنوب یزد، این توالی را

این کانسار یکی از کهن‌ترین کانسارهای ایران است که از دهه‌های گذشته به‌صورت زیرزمینی و با حفر چاهک و تونل مورد بهره‌برداری قرار گرفته است. بیشتر استخراج مواد معدنی در امتداد گسل‌های عادی صورت گرفته؛ به‌طوری که سبب ایجاد گالری‌هایی با ابعاد ۷۰ متر در ۱۰۰ متر در زیر زمین شده است. محدود بودن کانه‌زایی به واحد آهک دولومیتی شده نشان از چینه‌کران بودن کانسار دره‌زنجیر دارد (شکل‌های ۴ و ۵). ستبرای این واحد دولومیتی میزبان بین ۷۰ تا ۵۰۰ متر متغیر و دارای رنگ قهوه‌ای تیره است (شکل ۳-الف، ۴ و ۵). مهم‌ترین و پرپتانسیل‌ترین بخش کانه‌زایی روی-سرب در کانسار دره‌زنجیر، بخش بدخش و بخش دره‌فراز است که هم‌اکنون در حال بهره‌برداری و استخراج هستند (شکل‌های ۳-الف و ۵-ب)؛ عیار میانگین روی و سرب در این بخش‌ها به ترتیب ۶/۵ درصد و ۲/۳ درصد است. بخش غارپلنگ در گذشته‌های نه‌چندان دور مورد استخراج قرار گرفته است و آثاری از کنده‌کاری‌ها به‌صورت تونل در این بخش دیده می‌شود (شکل ۵-الف) این بخش دارای میزان ذخیره کمتری نسبت به بخش‌های دره‌فراز و بدخش است ولی از دید عیار کانه‌زایی باهم مشابه هستند. بخش تفت کوه نسبت به بخش‌های دیگر کانه‌زایی ضعیف‌تری دارد و تنها چند ترانشه روی آن حفر شده است. حفر گمانه‌های اکتشافی در بخش دره‌فراز و بدخش نشان از وجود کانه‌زایی سولفیدی در بخش‌های ژرفی دارد و این کانه‌زایی تا رسیدن به شیل‌های دره‌زنجیر ادامه داشته است؛ اما آثاری از کانه‌زایی در شیل‌های دره‌زنجیر دیده نمی‌شود (شکل ۴).

۶- دولومیت و انواع آن

دولومیت، میزبان کانه‌زایی کانسار دره‌زنجیر است؛ بنابراین مطالعه میکروسکوپی و رخساره‌ای دولومیت‌ها، اهمیت بسزایی در تشخیص زمان تشکیل و نیز تعیین ارتباط کانه‌زایی با نوع رخساره دولومیتی دارد که در آن تشکیل شده است (Turner, 2011; Grandia et al., 2003; Rddad and Bouhleh, 2016). فرایندهای دیاژنزی و گرمایی از مهم‌ترین عوامل دولومیتی شدن در حوضه رسوبی گرمایی به شمار می‌رود (Lee and Wilkinson, 2002; Wilkinson, 2003). بنابراین در بخش‌های مختلف کانسار دره-زنجیر، سه نوع دولومیت از یکدیگر قابل تشخیص است (شکل‌های ۶-پ، ت، ۷، ۸ و ۹). دولومیت‌های نوع اول، دولومیت‌های ناحیه‌ای (D₁) هستند که گسترش فراوانی در توالی رسوبی سازند تفت دارند. این دولومیت در طی دیاژنزی رسوبات آهکی (Lee and Wilkinson, 2002; Wilkinson, 2003) تشکیل شده است و در مقیاس ناحیه‌ای در کل حوضه جنوب یزد دیده می‌شود. در این فرایند دولومیتی شدن، میکربیت‌های آهک‌های اولیه تفت به دولومیت‌های بسیار ریزبلور و بی‌شکل (دولومیت ناحیه‌ای) تبدیل شده‌اند. دولومیت‌های ناحیه‌ای در فواصل دور از کانسار به خوبی قابل شناسایی هستند. این دولومیت‌ها با رنگ خاکستری مایل به تیره مشخص می‌شوند؛ همانند منطقه معدنی دره‌زنجیر، در حوضه Irish و حوضه Red Dog در کانادا نیز چنین دولومیت‌های ناحیه‌ای گزارش شده است (Lee and Wilkinson, 2002; Wilkinson, 2003; Christopher and Wallace, 2004; Ashton et al., 2015; Kelley et al., 2004; Leach et al., 2004). بنابراین می‌توان گفت که تشکیل دولومیت‌های ناحیه‌ای سبب افزایش تخلخل و نفوذپذیری در سنگ میزبان کانه‌زایی شده و بستر خوبی را برای ادامه جریان سیال‌های کانه دار فراهم کرده است.

دولومیت‌های نوع دوم، دولومیت‌های حاصل از پدیده راندگی (D₂) هستند (شکل ۹-پ). این دولومیت‌ها در اثر فشارش ناشی از پدیده رانده‌شدگی در مجاورت گسل راندگی تشکیل شده‌اند، محدود به نواحی راندگی و بدون کانی‌زایی هستند و رنگ آنها برخلاف دولومیت‌های ناحیه‌ای که خاکستری تیره است به‌صورت قهوه‌ای و دارای درز و شکاف‌های فراوان پر شده با کلسیت است. این دولومیت‌ها خردشدگی فراوانی از خود نشان می‌دهند و اندازه بلورهای آن نیز درشت‌تر از نوع D₁ است. دولومیت‌های قهوه‌ای راندگی تنها محدود به پیرامون گسل‌های راندگی است (شکل‌های ۳-ب، ۴ و ۹-پ).

سازند دره‌زنجیر در جنوب تفت و در نزدیکی کانسار دره‌زنجیر بیشتر ارتفاعات منطقه را تشکیل داده و بیش از ۱۰۰۰ متر در برخی نقاط ستبراً دارد. تناوب شیل زیتونی با آهک‌های دره‌زنجیر در نزدیکی جاده تفت-دهشیر به خوبی دیده می‌شود که به‌صورت همشیب روی سازند تفت قرار گرفته‌اند.

از دید ساختاری، روند ساختمانی حاکم بر منطقه بیشتر به‌صورت گسل و به مقدار خیلی کم حالت چین‌خوردگی خود را نشان می‌دهد. همان‌گونه که گفته شد مهم‌ترین ساختاری که کانسار دره‌زنجیر را تحت تأثیر قرار داده، گسل راندگی است (شکل‌های ۳-ب و ۵). این راندگی در بخش بدخش به خوبی دیده می‌شود (شکل‌های ۳-الف، ۴ و ۵-ب). گسلش راندگی یاد شده دارای ویژگی‌های ۲۰/۱۳ (Dip-Dip direction) است (ناکینی و همکاران، ۱۳۹۲). شیل‌های دره‌زنجیر در بخش باختری کانسار، به علت لغزش و فشار ناشی از فرایند راندگی، به شدت دگرریخت شده است و حالت برگواگی S/C از خود نشان می‌دهند (شکل ۳-ب). همچنین دولومیت‌های بالای صفحه راندگی، به شدت تحت تأثیر تبلور دوباره قرار گرفته است و به‌صورت دولومیت‌های درشت‌بلور با شکستگی فراوان دیده می‌شود (شکل ۳-ب). دسته دوم از گسل‌های منطقه که اهمیت زیادی از دید کانه‌زایی دارد گسل‌های عادی با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر است (شکل‌های ۴، ۵ و ۶-الف و ب). طول این گسل‌ها میان ۲۵۰ تا ۵۰۰ متر متغیر است و بیشتر حفاری‌ها و تونل‌ها در امتداد این گسل‌ها صورت گرفته است، به این خاطر که گسل‌های عادی دره‌زنجیر، دارای کانه‌زایی سولفیدی هستند (شکل‌های ۴، ۵ و ۶). این نوع گسل‌ها، گسل راندگی را قطع کرده و موجب جابه‌جایی آن شده‌اند (شکل‌های ۴ و ۵) و این نشان می‌دهد که گسل‌های عادی بی‌فاصله پس از فرایند راندگی در پیشانی گسل راندگی تشکیل شده‌اند (شکل ۴).

به دلیل اینکه بیشتر منطقه را دولومیت‌های توده‌ای تشکیل می‌دهد، بنابراین اثر فشارهای ساختاری روی دولومیت‌ها، بیشتر به‌صورت ساختارهای شکننا مانند گسل خوردگی است و کمتر ساختارهای شکل‌پذیر مانند چین‌خوردگی در آنها دیده می‌شود، بنابراین چین‌خوردگی‌ها، بیشتر در واحد شیلی و مارنی زیر گسل راندگی به‌صورت ساختار برگواگی دیده می‌شود (شکل ۳-ب).

۵- کانه‌زایی

همان‌گونه که اشاره شد کانسار روی-سرب دره‌زنجیر در توالی رسوبی کراتاسه پیشین تشکیل شده است (شکل ۲). بخش‌های مهمی که در کانسار دره‌زنجیر در گذشته و حال مورد بهره‌برداری و استخراج قرار گرفته است شامل: بخش دره‌فراز در بخش شمالی، بخش بدخش در بخش مرکزی، بخش غارپلنگ در بخش جنوبی و بخش تفت کوه در بخش باختری این محدوده معدنی است (شکل‌های ۲ و ۴).

این کانسار از دید کانه‌زایی دارای دو بخش چیره است؛ بخش سولفیدی دارای پارائز کانیایی اسفالریت، گالن، پیریت و به مقدار کم کالکوپیریت (شکل ۱۱) و به‌صورت بافت‌های رگه-رگچه‌ای، جانشینی، پرکننده فضای خالی و برشی شدن دیده می‌شود (شکل‌های ۷ و ۸). کانه‌زایی غیرسولفیدی که به‌طور چیره حاصل هوازدگی و اکسید شدن بخش سولفیدی و دارای کانی‌های اکسیدی روی-سرب همچون، اسمیت-زونیت، همی‌مورفیت، هیدروزنگسیت و سروزیت است (شکل ۱۲). کانه‌زایی سولفیدی در امتداد گسل‌های عادی (شکل‌های ۴، ۵، ۶ و ۱۲-الف) به‌صورت جانشینی و پرکننده فضای خالی، درون دولومیت‌های تراست شده تشکیل گردیده است (شکل‌های ۶-پ، ت، ۷ و ۸). بنابراین عامل کنترل‌کننده کانه‌زایی در این کانسار، ساختارهای زمین‌ساختی یا به عبارت دیگر گسل‌های عادی است. رخداد فرایند فشارشی در منطقه، سبب ایجاد رانده‌شدگی در توالی آهکی تفت و رانده شدن آن روی سازند دره‌زنجیر شده است. مطالعات ساختاری صورت گرفته در منطقه توسط ناکینی و همکاران (۱۳۹۲) هیچ نوع شاهدهی از وجود گسل همزمان با رسوب‌گذاری در این کانسار نشان نمی‌دهد و کانه‌زایی تنها در امتداد گسل‌های عادی پیشانی راندگی صورت گرفته است (شکل‌های ۴، ۵ و ۶-الف و ب).

جانیشینی سولفیدها به جای دولومیت‌های گرمابی (شکل‌های ۷ و ۸) و همچنین جانیشینی دولومیت‌های گرمابی به جای دولومیت‌های ناحیه‌ای (شکل ۹- الف) از مهم‌ترین عوامل ایجاد بافت برشی در کانسار دره زنجیر است. بافت برشی موجود در این کانسار، چهره خود را در مقیاس میکروسکوپی بیشتر نشان می‌دهد.

- بافت جانیشینی: بافت جانیشینی از جمله بافت‌های شاخص در بخش سولفیدی کانسار دره زنجیر است (شکل‌های ۷، ۸، ۹). وجود بافت جانیشینی در بخش گسترده‌ای از کانسنگ سولفیدی کانسار دره زنجیر قابل مقایسه با حجم جانیشینی سولفیدی در کانسار Wiesloch, Shaojiwan و دیگر کانسارهای MVT است (Zhou et al., 2013; Pfaff et al., 2010; Bradley and Leach, 2003; Leach et al., 2010a massive replacement بافت ایجاد شده، سبب ایجاد بافت massive replacement شده است (Goodfellow, 2004). بافت جانیشینی در کانسار دره زنجیر به صورت جانیشینی اسفالریت و گالن به جای پیریت، جانیشینی سولفیدهای یاد شده به جای دولومیت گرمابی (شکل ۷) و جانیشینی دولومیت‌های گرمابی به جای دولومیت‌های ناحیه‌ای (شکل ۹- الف) دیده می‌شود.

- بافت پرکننده فضای خالی (Open space filling): بافت پرکننده فضای خالی بیشتر در حفرات کارستی و انحلالی دیده می‌شود (شکل ۸). همچنین در امتداد گسل‌های عادی، فضاهای خالی ایجاد شده در طی کشش گسلی توسط سولفیدهای سرب و روی پر شده است. انحلال دولومیت‌ها توسط آب‌های جوی و انحلال سولفیدها سبب ته‌نشست دوباره آنها به صورت پرکننده فضای خالی در حفرات کارستی با کانه‌های غیر سولفیدی روی-سرب برونزاد شده است.

۸- شیمی کانه‌های اسفالریت

به منظور شناخت ترکیب کانی‌شناسی، مطالعه شیمی کانی‌های سولفیدی (اسفالریت و گالن) و همچنین برای شناسایی ترکیبات مختلف کانی‌های اکسیدی، چندین نمونه از این کانی‌ها انتخاب و توسط دستگاه الکترون میکروپروپ مدل EPMA Cameca SX100 در مرکز فراوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو) و SEM در دانشگاه فرانچس فرانسه تجزیه کمی شد (جدول ۱).

اسفالریت مهم‌ترین کانی سولفیدی در کانسار دره زنجیر است. ساختار بلوری اسفالریت به گونه‌ای است که بسیاری از عناصر مانند آهن و کادمیم می‌توانند در این ساختار جایگزین شوند. عناصری که می‌توانند در ساختار بلوری اسفالریت تمرکز پیدا کنند شامل: S^{2-} , Co^{2+} , Mn^{2+} , Cd^{2+} , Fe^{2+} و Se^{2+} است (Ye et al., 2011). میزان تمرکز عناصر در شبکه بلوری اسفالریت و یا گالن به متغیرهایی همچون فشار، فوگاسیته گوگرد و دمای تشکیل بستگی دارد (Barton and Toulmin, 1966).

بیشینه کادمیم موجود در کانی اسفالریت کانسار دره زنجیر ۲۵۰۰ ppm اندازه‌گیری شده است (جدول ۱). در میان کانسارهای روی-سرب با میزبان رسوبی، بیشترین مقدار کادمیم در اسفالریت‌های کانسارهای نوع MVT شناسایی شده است (Schwartz, 2000). به طوری که میزان تمرکز کادمیم در کانی‌های اسفالریت کانسارهای MVT بیش از SEDEX بوده و کمترین میزان در اسفالریت‌های ذخایر VMS شناسایی شده است. این امر نشان می‌دهد که میزان کادمیم اسفالریت در ارتباط با دمای سیال کانه‌دار است؛ به طوری که با افزایش دما غلظت کادمیم در اسفالریت کاهش می‌یابد و چون کانسارهای روی-سرب MVT در دمای پایین‌تری نسبت به کانسارهای انواع SEDEX و VMS تشکیل می‌شوند؛ تمرکز بالاتری از کادمیم در اسفالریت‌های خود دارند (Schwartz, 2000). کانسارهای VMS دارای میزان کادمیم کمتر از ۱۵۰۰ ppm در اسفالریت‌ها هستند و میزان کادمیم کانسارهای نوع SEDEX کمتر از ۲۰۰۰ ppm است؛ در حالی که این میزان در کانسارهای نوع MVT بیش از ۲۳۰۰ ppm برآورد شده است (Schwartz, 2000). بنابراین مقدار تمرکز کادمیم اسفالریت‌های کانسار دره زنجیر در بازه کانسارهای نوع MVT قرار می‌گیرد.

یکی دیگر از عناصری که درون سامانه بلوری اسفالریت‌ها از شرایط فیزیوشیمیایی سیال کانه‌دار پیروی می‌کند، آهن است. همانند کادمیم، آهن موجود در اسفالریت‌ها

دولومیت‌های نوع سوم، دولومیت‌های مرتبط با کانه‌زایی یا دولومیت‌های گرمابی (D_{II}) هستند. این دولومیت‌ها حاصل تأثیر سیال‌های کانه‌دار گرم عامل کانه‌زایی سولفیدی روی دولومیت‌های D_R هستند. به طوری که دولومیت‌های نوع D_{II} با بخش کانه‌زایی در ارتباط هستند و اندازه بلورهای درشت‌تر و خودشکل‌تری (شکل‌های ۷-ب، ت، ث و ۸) نسبت به دولومیت‌های نوع D_{II} و D_T دارند و جانشین دولومیت‌های ناحیه‌ای شده‌اند (شکل ۱۰- الف) بنابراین دولومیت‌های گرمابی آخرین فاز دولومیتی شدن در منطقه معدنی دره زنجیر هستند. دولومیت‌های گرمابی خود توسط سولفیدها جانشین شده‌اند (شکل ۸). دولومیتی شدن گرمابی معمولاً در ژرفای کم و توسط سیال‌های با دما و فشار بیشتر از سنگ میزبان تشکیل می‌شوند (Kelley et al., 2004). سیال‌های گرمابی گرم ژرف اگر دارای عنصر منیزیم باشند، می‌توانند به محض ورود به آهک‌ها در بخش‌های کم ژرف‌تر و سردتر، دولومیت ایجاد و نهشته کنند (Kelley et al., 2004). اگر این سیال‌ها دارای عناصر فلزات پایه باشند، می‌توانند سامانه کانه‌زایی با میزبان کربناته ایجاد کنند (Lee and Wilkinson, 2002; Wilkinson, 2003; Christopher and Wallace, 2004; Ashton et al., 2015; Kelley et al., 2004; Leach et al., 2004).

بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که دولومیت‌های گرمابی در کانسار دره زنجیر ابتدا جانشین بلورهای دولومیت ناحیه‌ای (D_R) (شکل ۹- الف) و در ادامه با کانی‌های سولفیدی اولیه جانشین شده‌اند (شکل ۷). بافت برشی، یکی از بافت‌هایی است که به میزان زیاد در سنگ میزبان کانه‌زایی دیده می‌شود که در آن قطعات برشی به طور چیره از نوع دولومیت‌های گرمابی هستند و در اثر جانیشینی دولومیت‌های گرمابی توسط سولفیدها ایجاد شده‌اند (شکل‌های ۷- پ و ث). این نوع دولومیت‌ها بر خلاف دو نوع پیشین، تنها در پهنه‌های کانه‌دار و به صورت هاله‌ای در پیرامون کانه‌زایی سولفیدی و یا به صورت قطعات برشی دیده می‌شوند. همچنین مطالعات میانبارهای سیال که روی دولومیت‌های گرمابی و اسفالریت‌ها توسط ساجدیان (۱۳۹۰) صورت گرفته است، دمایی مشابه در حدود ۸۰ تا ۱۸۷ درجه سانتی‌گراد به دست آورده که این نیز خود منشأ گرمابی دولومیت‌های یاد شده را تأیید می‌کند.

۷- کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی

مطالعه ساخت و بافت ماده معدنی و تشخیص دقیق پاراژنز و توالی پاراژنزی کانی‌های معدنی و سنگ‌ساز از پایه‌های بنیادین بررسی ژنز نهشته‌های کانساری و تعیین رابطه میان کانه‌های معدنی و سنگ درونگیر آنهاست که می‌تواند در تفسیر زمان ته‌نشست سولفیدها و ارائه مدل تشکیل کانسار مورد استفاده قرار گیرد (Robb, 2005). ماده معدنی در کانسار دره زنجیر، بافت‌های گوناگونی نشان می‌دهد. همچنین به دلیل نبود رخداد دگرگونی و دگرشکلی ناحیه‌ای در حوضه جنوب یزد، ساخت و بافت‌های اولیه در این کانسار به طور کامل حفظ شده و بازتابی از شرایط اولیه تشکیل کانسار است.

- بافت توده‌ای: این بافت بخش اصلی و پرعیار کانسار دره زنجیر را تشکیل می‌دهد که گاه تا ۹۰ درصد دارای کانی‌های سولفیدی است (شکل‌های ۶- پ و ت). ترکیب کانی‌شناسی این بافت شامل گالن، اسفالریت و پیریت است. بیشتر سولفیدها درشت‌بلور هستند و قرارگیری آنها در کنار یکدیگر به صورت توده‌ای دیده می‌شود. بافت توده‌ای موجود در این کانسار، در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی، در واقع ترکیبی از بافت توده‌ای، جانیشینی و رگه‌ای است.

- بافت رگه-رگه‌ای: این بافت به طور چیره شامل رگه-رگه‌هایی از سولفیدها درون دولومیت‌های گرمابی است (شکل‌های ۷ و ۸). ستبرای رگه‌ها از میلی‌متر تا چندین سانتی‌متر می‌رسد و بیشتر حاصل انحلال و کارستی شدن سنگ میزبان کربناته است؛ ولی رگه‌هایی نیز در دولومیت‌ها دیده می‌شود که از سامانه شکستگی موجود در سنگ میزبان پیروی می‌کند. این نوع رگه‌ها بیشتر از نوع کلسیتی هستند.

- بافت برشی: آشکارترین ساخت و بافتی که در معدن دره زنجیر، نظر هر زمین‌شناسی را به خود معطوف می‌کند، بافت برشی و بافت جانیشینی است (شکل‌های ۷، ۸ و ۹- ب).

کربنات‌ها و بی‌کربنات‌های تولید شده در شرایط pH بالا با یون‌های فلزی همچون Zn^{2+} ، Mn^{2+} و Pb^{2+} واکنش می‌دهد و سبب تشکیل کانی‌های اکسیدی سرب و روی به شرح زیر می‌شود (Reichert and Borg, 2008):

اسمیت‌زونیت: به‌طور معمول افزایش فشار گاز $PCO_2(g)$ سبب افزایش پایداری کانی‌های کربناته سرب و روی درون سنگ‌های کربناته می‌شود. همچنین این عامل به افزایش اکتیویته یون‌های HCO_3^- و CO_3^{2-} درون محلول کانه‌دار می‌انجامد. بنابراین ته‌نشست اسمیت‌زونیت به فشار بالای گاز دی‌اکسیدکربن نیاز دارد (Brugger et al., 2003). از سوی دیگر مطالعات نشان می‌دهد که کانی اسمیت‌زونیت معمولاً در مراحل اول شکل‌گیری کانه‌زایی غیرسولفیدی و هم‌زمان با اکسایش کانسنگ سولفیدی تشکیل می‌شود. بنابراین فشار CO_2 لازم برای تشکیل اسمیت‌زونیت می‌تواند به دو روش ایجاد شود: (۱) فرایند زیستی؛ این فرایند سبب اکسایش کربن آلی موجود در محیط (توالی رسوبی) و ایجاد فشار بخشی CO_2 می‌شود؛ ولی در کانسار دره‌زنجیر به دلیل نبود مواد آلی در میان سنگ میزبان کانسار، این فرایند نمی‌تواند اهمیت بالایی برای تشکیل اسمیت‌زونیت داشته باشد؛ (۲) فرایند اکسایش کانسنگ سولفیدی؛ همان‌گونه که اشاره شد اکسایش سولفیدهای اولیه به ویژه پیریت سبب تولید مقادیر زیادی سیال اسیدی می‌شود و این سیال‌های اسیدی با سنگ میزبان کربناته واکنش می‌دهند. حاصل این واکنش تشکیل ژپس، آب و دی‌اکسیدکربن است (Ritchie, 1994; Palmer and Plamer, 2000; Lapacko, 2002). با توجه به اینکه در کانسار دره‌زنجیر، هم آثاری از سولفیدهای اولیه به‌صورت برجای مانده درون کانی‌های اکسیدی دیده می‌شود و هم سنگ میزبان کانه‌زایی رخساره دولومیتی است؛ فرایند اکسایش کانسنگ سولفیدی در طی فرایندهای برونزاد، می‌تواند دی‌اکسیدکربن لازم برای تشکیل اسمیت‌زونیت را فراهم کند (شکل‌های ۱۱ و ۱۲).

همی‌مورفیت: معمول‌ترین کانی غیرسولفیدی هیدروسلیکاته در کانسار دره‌زنجیر، همی‌مورفیت است (شکل‌های ۱۱ و ۱۲). این کانی در شرایط حضور سیلیس در محیط و فشار بخشی پایین دی‌اکسیدکربن تشکیل می‌شود (Reichert and Borg, 2002). سیلیس لازم برای این کانی معمولاً از باندهای چرتی موجود در توالی میزبان تأمین می‌شود، ولی چون در کانسار دره‌زنجیر، آهک دولومیتی شده بدون باندهای چرتی است، سیلیس لازم برای تشکیل مقدار زیاد همی‌مورفیت تأمین نشده است؛ بنابراین مقادیر بسیار کمی از این کانی به همراه اسمیت‌زونیت و هیدروزنگسیت در کانسار دره‌زنجیر دیده می‌شود.

هیدروزنگسیت: معمول‌ترین کانی هیدروکسیدکربنات روی در کانسار دره‌زنجیر، هیدروزنگسیت $(Zn_3(CO_3)_2(OH)_6)$ است (شکل ۱۲). این کانی برخلاف اسمیت‌زونیت در شرایط فشار CO_2 اتمسفر و در حضور آب می‌تواند تشکیل شود (Reichert and Borg, 2008). شرایط فیزیوشیمیایی لازم برای تشکیل این کانی در بسیاری از کانسارها می‌تواند فراهم شود، به همین دلیل است که این کانی به فراوانی در کانسار دره‌زنجیر دیده می‌شود.

سروزیت و انگلیت: پایداری انگلیت در سیال‌ها به مقدار اکتیویته SO_4^{2-} بستگی دارد. یون SO_4^{2-} مورد نیاز این کانی می‌تواند از اسیدسولفوریک حاصل از فرایند اکسایش و یا از کانی‌های ژپس موجود در محیط تأمین شود (Reichert and Borg, 2008). پس از فرایند اکسایش کانه‌های سولفیدی، در اثر واکنش سیال اسیدی با سنگ‌های کربناته پیرامون، غلظت SO_4^{2-} کاهش و مقدار pH افزایش می‌یابد. در چنین شرایطی سروزیت می‌تواند خود مستقیم تشکیل شود و یا اینکه به‌صورت جانمایی در پیرامون انگلیت‌های از پیش تشکیل شده دیده شود (Reichert and Borg, 2008).

۱۰- نتیجه‌گیری: نوع کانسار دره‌زنجیر و مدل ژنتیکی آن

۱۰-۱. نوع کانسار

کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی در گستره وسیعی از سنگ‌های کربناته تا سیلیسی‌آواری تشکیل می‌شوند. این کانسارها شامل بزرگ‌ترین ذخایر جهانی سرب و روی و تولیدکننده چیره این فلزات هستند. رده‌بندی‌های مختلفی برای کانسارهای

بستگی به فشار، دما و فوگاسیته گوگرد دارد (Barton and Toulmin, 1966). میزان تمرکز آهن در اسفالریت‌ها تابع اکتیویته FeS است؛ به‌طوری که در اکتیویته بالای FeS میزان تمرکز آهن در اسفالریت‌ها افزایش می‌یابد (Craig and Scott, 1974). همچنین میزان تمرکز آهن در اسفالریت‌ها تابع دماست؛ به‌طوری که با افزایش دما میزان غلظت آهن درون سامانه بلوری اسفالریت‌ها افزایش می‌یابد و این امر برخلاف رفتار کادمیم است. دمای کم سیال کانه‌دار سبب کاهش میزان غلظت آهن در سیال و این نیز خود سبب کاهش محتوای آهن درون اسفالریت‌های ته‌نشست یافته از این سیال کانه‌دار می‌شود (Marie et al., 2001). در کانسارهای روی-سرب با میزبان کربناته اسفالریت‌های غنی از آهن ۰/۵ تا ۵ درصد و اسفالریت‌های فقیر از آهن کمتر از ۰/۵ درصد در شبکه بلوری خود آهن دارند (Maclimans et al., 1980; Harms and Hechmann, 2004; Gagnevin et al., 2014). اسفالریت‌های تجزیه شده دامنه مقدار آهن ۱۵۰۰۰ تا ۷۲۰۰۰ ppm دارند و بنابراین از نوع اسفالریت‌های غنی از آهن هستند. با توجه به اینکه نمونه‌های ۳، ۵ و ۱۰، نمونه‌های برداشت شده از گمانه‌های اکتشافی و مربوط به بخش‌های ژرفی کانسار است؛ اسفالریت‌های این نمونه‌ها میزان بالاتری از آهن در سامانه بلوری خود دارند (جدول ۱) و این نشان‌دهنده حرکت سیال کانه‌دار گرم از بخش‌های ژرفی به بخش‌های سطحی است. به عبارت دیگر اسفالریت‌های غنی از آهن در بخش‌های ژرفی ته‌نشست پیدا می‌کنند و این عامل سبب تهی شدن آهن در سیال کانه‌دار می‌شود و بنابراین اسفالریت‌های تشکیل شده در بخش‌های سطحی کانسار از آهن تهی خواهند بود که این پدیده در کانسار دره‌زنجیر بخوبی دیده می‌شود.

۹- ترکیب کانیایی غیرسولفیدی روی-سرب کانسار دره‌زنجیر

در کانسار دره‌زنجیر سولفیدهای روی-سرب در اثر هوازدگی و اکسایش به کانی‌های غیرسولفیدی تبدیل شده‌اند. این تبدیل‌شدگی در بخش‌های سطحی و در مجاورت گسل‌ها شدت بیشتری پیدا می‌کند. با توجه به اینکه تشخیص اکسیدهای سرب و روی حاصل از فرایندهای برونزاد در زیر میکروسکوپ به سختی امکان‌پذیر است؛ شماری از نمونه‌های اکسیدی در آزمایشگاه دانشگاه فرانسه مورد آنالیز SEM قرار گرفتند. نتایج حاصله نشان از آن دارد که اسمیت‌زونیت، هیدروزنگسیت، سروزیت و به مقدار کم همی‌مورفیت مهم‌ترین کانی‌های اکسیدی روی و سرب در کانسار دره‌زنجیر هستند (شکل‌های ۱۱ و ۱۲). مهم‌ترین عاملی که سبب اکسایش کانی‌های سولفیدی می‌شود اکسیژن مولکولی است. فرایند دیگر اکسایش سولفیدها (به ویژه پیریت)، واکنش سولفیدها با یون Fe^{3+} است. در این فرایند، Fe^{3+} به عنوان گیرنده الکترون رفتار می‌کند. Fe^{3+} از اکسایش Fe^{2+} و یا در طی کنش و واکنش‌های باکتریایی صورت می‌گیرد. اکسایش پیریت و آبکافت (Hydrolysis) آهن فریک نقش بسیار مهمی در تشکیل کانی‌های غیرسولفیدی دارند (Reichert and Borg, 2008). واکنش اکسیژن با پیریت سبب تولید حجم بسیار زیادی اسیدسولفوریک می‌شود، در حالی که اکسایش اسفالریت مقادیر بسیار کمی اسیدسولفوریک تولید می‌کند و اکسایش گالن هیچ نوع اسیدسولفوریکی تشکیل نمی‌دهد (Bertorino et al., 1995). بنابراین طی این فرایندهای اکسیدی و کاهش pH، Zn^{2+} و Pb^{2+} به‌صورت یونی آزاد می‌شوند. بنابراین اکسایش پیریت، یکی از عوامل مهم برای کاهش pH در محیط اکسایش تشکیل کانی‌های غیرسولفیدی به شمار می‌رود. با وجود پیریت در پاراژنز کانیایی کانسار دره‌زنجیر، می‌تواند شرایط لازم برای تولید اسیدسولفوریک فراهم شود. بنابراین محلول اسیدی تولید شده در طی فرایند اکسایش، توانایی لازم برای واکنش با کانی‌هایی همچون سولفیدها، کربنات‌ها و سیلیکات‌ها را دارد. همین عامل سبب انحلال سولفیدها، ایجاد فرایند کارستی شدن و افزایش نفوذپذیری ثانویه می‌شود. از سوی دیگر سنگ میزبان کربناته در کانسار دره‌زنجیر نقش خنثی‌سازی سیال اسیدی را دارد. کلسیت و دولومیت از مهم‌ترین کانی‌های خنثی‌کننده سیال اسیدی در این کانسار هستند. همین عمل خنثی‌سازی سبب افزایش pH سیال، نابودی H^+ (یون فعال) و رها شدن Ca^{2+} و Mg^{2+} و بی‌کربنات به درون محلول می‌شود.

درجه سانتی‌گراد و شوری آن ۱۳ تا ۲۸ درصد وزنی نمک طعام به دست آمده است (Leach et al., 2005). در کانسار دره‌زنجیر نیز مطالعات میانبارهای سیال روی دولومیت‌های گرمابی و کانی‌های اسفالریت دمای تشکیل کانسار را ۸۰ تا ۱۸۷ درجه سانتی‌گراد و شوری میانگین را ۱۶ درصد وزنی نمک طعام نشان داده است (ساجدیان، ۱۳۹۰). افزون بر این، غنی‌شدگی بالای کادمیم در اسفالریت‌های کانسار دره‌زنجیر، نشان از تشکیل این کانسار در دمای پایین‌تر از کانسارهای SEDEX و در رده کانسارهای MVT دارد (جدول ۱).

با توجه به ویژگی‌های اساسی کانه‌زایی کانسار دره‌زنجیر، از جمله محیط یا حوضه زمین‌ساختی، سنگ دربرگیرنده، کانی‌شناسی، محتوای فلزی و دمای تشکیل آن و مقایسه آن با ویژگی‌های بنیادین ذخایر سرب و روی با میزبان رسوبی، می‌توان کانسار روی-سرب دره‌زنجیر را به عنوان نمونه‌ای از کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی در ایران معرفی کرد.

۱۰-۲. چگونگی تشکیل کانسار

همان‌گونه که گفته شد کانسارهای سرب و روی نوع MVT در حوضه‌های فشارشی پس از سنگ‌شدگی، توالی میزبان تشکیل می‌شوند (Leach et al., 2010a). چنین محیط فشارشی برای کانسار کوه سرمه در پهنه زاگرس که یک کانسار سرب و روی MVT است توسط Liaghat et al. (2000) پیشنهاد شده است.

در طی زمان کرتاسه، خردقاره‌های ایران مرکزی به ویژه بلوک یزد و حوضه جنوب یزد، بخشی از حاشیه جنوبی اوراسیا بوده است که خردقاره‌ها توسط اقیانوس‌هایی (حوضه رسوبی ناین-بافت در باختر، حوضه دریایی سبزوار در شمال و اقیانوس سیستان در خاور) از هم جدا می‌شدند (Berberian and King, 1981; Berberian et al., 1982; Wilmsen et al., 2005; Stampfli and Borel, 2002; Agard et al., 2005; Mattei et al., 2012). این حوضه‌های رسوبی در طی اوایل کرتاسه زیرین شروع با باز شدن کردند و حجم سترگی از رسوبات تخریبی (سازند سنگستان در حوضه جنوب یزد و سازند چاه پلنگ و سازند نقره در شمال بلوک یزد) در طی شروع کشش و رسوبات کربناتی (سازندهای تفت و دره‌زنجیر در حوضه جنوب یزد و سازندهای شاه کوه و بازیاب در شمال بلوک یزد) در طی تکامل حوضه‌های یاد شده در مناطق مختلف ایران مرکزی و به ویژه حوضه جنوب یزد تنه‌نشست کرده‌اند (Wilmsen et al., 2003; 2005; 2009 and 2013; Fürsich et al., 2009). در طی اواخر کرتاسه پسین این حوضه‌های رسوبی و به ویژه حوضه جنوب یزد کم‌کم شروع به بسته شدن کرده و در طی زمان پالئوژن به‌طور کامل بسته شده است. شواهد این فاز فشارشی در مقیاس ناحیه‌ای به‌صورت افیولیت‌های ناین-بافت و دیگر افیولیت‌های پیرامون ایران مرکزی خود را نشان می‌دهد و در مقیاس محلی به‌صورت چین‌خورده‌گی و گسل‌های راندگی نمود پیدا کرده است (Tirral et al., 1983; Dercourt et al., 1986; Stampfli and Borel, 2002; Agard et al., 2005; Rosetti et al., 2010). مظاهر این سازوکار فشارشی در کانسار دره‌زنجیر به‌صورت گسل راندگی خود را نشان داده است (شکل‌های ۳-الف، ۴، ۵ و ۱۲). به‌طوری که این گسل، رسوبات کهن (کربنات‌های تفت) را روی رسوبات جوان (سازند دره‌زنجیر) رانده است (شکل‌های ۴ و ۵) و حاصل آن تشکیل دولومیت‌های D_p است (شکل‌های ۹-ب و ۱۲-الف). هیچ نوع کانه‌زایی در امتداد این گسل راندگی در کانسار دره‌زنجیر تشکیل نشده است (شکل ۱۲-ب). گسلش عادی، کشش پس از فشارش حاکم بر منطقه بوده است و این گسل‌ها کانه‌زایی را در این کانسار کنترل می‌کنند (شکل‌های ۴، ۵، ۶-الف و ب، ۱۲-الف). (Leach et al. (2010a and 2005). بیان می‌کنند که سیال‌های کانه‌دار گرمابی در طی این فشارش آزاد و وارد گسل‌های عادی و یا حفرات کارستی در ارتباط با این گسل‌ها می‌شوند و کانه‌زایی روی-سرب خود را به‌صورت اپی‌زنتیک تنه‌نشست می‌دهند. سیال‌های کانه‌دار در کانسار دره‌زنجیر افزون بر تنه‌نشست عناصر کانه‌دار خود در گسل‌ها و بخش‌های کارستی، سبب برشی شدن و دولومیتی شدن سنگ کربناته میزبان کانه‌زایی شده است؛ به‌گونه‌ای این دولومیت‌ها در ارتباط مستقیم با بخش کانه‌دار کانسار هستند و به

سرب و روی با میزبان رسوبی ارائه شده است؛ ولی جدیدترین رده‌بندی‌های برای این کانسارها توسط Leach et al. (2010a) و Wilkinson (2014) ارائه شده است. Leach et al. (2010a) این کانسارها را بر پایه ویژگی‌های توصیفی و بدون در نظر گرفتن ویژگی‌های ژنتیکی به دو گروه تقسیم می‌کنند: (۱) کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان آواری (SEDEX)؛ (۲) کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته یا نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT). کانسارهای SEDEX به همه کانسارهای سرب و روی با میزبان شیلی، ماسه‌سنگی، سیلتستونی و یا جانشینی‌های کربناته درون توالی تخریبی گفته می‌شود. کانسارهای MVT، کانسارهایی هستند که در سکوها کربناته تشکیل می‌شوند در این رده‌بندی کانسارهای نوع Irish در رده کانسارهای MVT قرار گرفته است (Leach et al., 2010a).

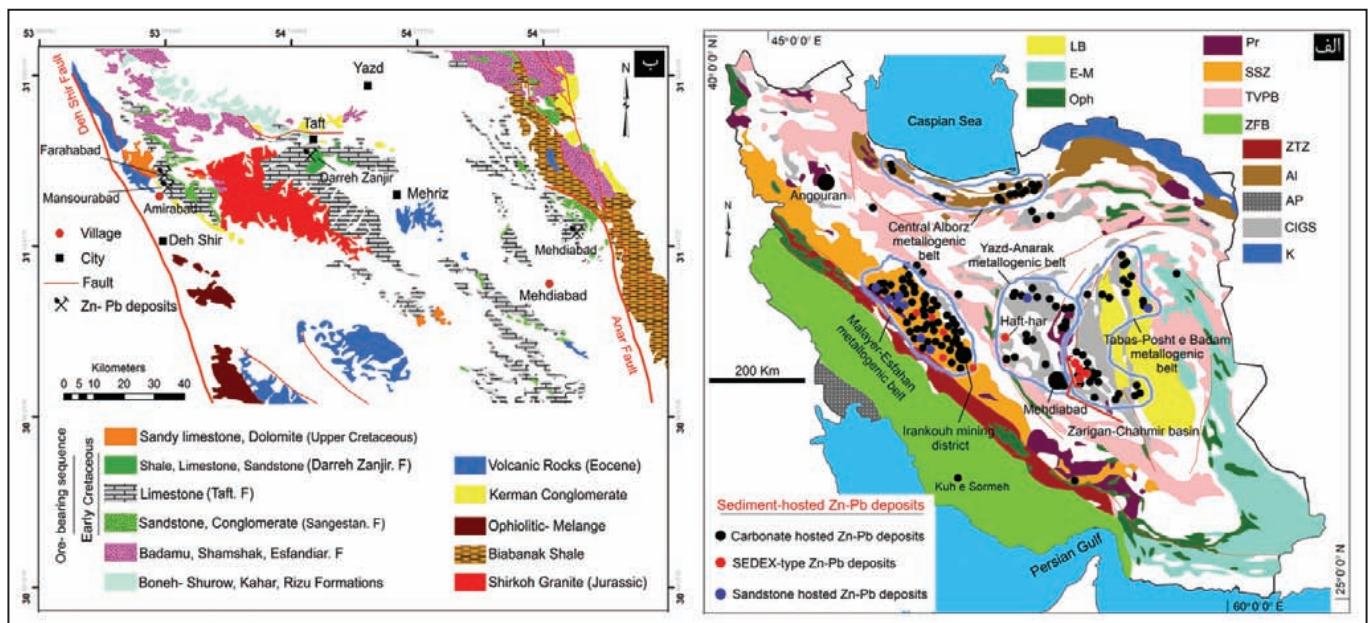
Wilkinson (2014) این کانسارها را بر پایه ویژگی‌های شاخص کانساری و ژنتیکی به دو رده کلی تقسیم کرده است: (۱) کانسارهای نوع پروندمی-رسوبی یا نوع SEDEX؛ (۲) کانسارهای MVT. در این رده‌بندی کانسارهای نوع Irish به عنوان کانسارهای نوع جانشینی زیرسطحی (Sub-seafloor) معرفی شده و در رده کانسارهای SEDEX قرار گرفته است.

شواهد موجود در کانسار دره‌زنجیر، مانند سنگ میزبان دولومیتی، بافت و ساخت سولفیدها، کانی‌شناسی، ژئومتری ماده معدنی، نشانگر همانندی کانسار دره‌زنجیر با ذخایر سرب-روی MVT است. ذخایر MVT بیشتر نهشته‌های چینه‌کران و اپی‌ژنتیکی است و پس از فرایند سنگ‌شدگی درون کربنات‌ها تشکیل می‌شوند. به عبارت دیگر سن سنگ میزبان این کانسارها کهن‌تر از کانه‌زایی است. این کانسارها در محیط فشارشی و در ارتباط با ساختارهای گسلی و کارستی تشکیل می‌شوند. مطالعات ناکینی و همکاران (۱۳۹۲) در منطقه دره‌زنجیر نشان می‌دهد که این منطقه تحت تأثیر یک فاز فشارشی قرار داشته و طی آن، سنگ‌های کربناتی سازند تفت با یک گسل راندگی روی سازند دره‌زنجیر رانده شده‌اند (شکل‌های ۲، ۳ و ۴). گسل همزمان با رسوب‌گذاری و در پی آن پهنه‌بندی کانیایی و پهنه‌بندی رخساره‌های کانسنگی (رخساره تغذیه‌کننده، رخساره سولفید توده‌ای و رخساره کانسنگ لایه‌ای) که در کانسارهای SEDEX به خوبی دیده می‌شود (Leach et al., 2005 and 2010a; Goodfellow and Lydon, 2005; Large et al., 2002 and 2004; Wilkinson, 2014) در کانسارهای MVT دیده نمی‌شوند. مطالعات صورت گرفته نشان می‌دهد که کانسار دره‌زنجیر همانند کانسارهای MVT، بدون پهنه‌بندی رخساره‌ای، گسل هم‌زمان با رسوب‌گذاری و پهنه‌بندی عنصری است. بر پایه مطالعات Leach et al. (2010a) گسل‌های عادی که حاصل کشش پس از فشارش در محیط‌های فشارشی هستند، کانی‌زایی سرب و روی را در کانسارهای MVT کنترل می‌کنند. در کانسار دره‌زنجیر نیز کانی‌زایی در ارتباط با گسل‌های عادی است که روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر دارند و حاصل کشش پس از فشارش (گسل راندگی) هستند (شکل‌های ۵ و ۱۲). بافت‌های برشی، رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و جانشینی از مهم‌ترین بافت‌های کانسار دره‌زنجیر (شکل‌های ۷ و ۸) و شاخص کانسارهای MVT هستند (Leach et al., 2005; Sangster and Vaillancourt, 1990). فرایند دولومیتی شدن، انحلال و برشی شدن سنگ‌های کربناته که سبب افزایش نفوذپذیری در سنگ میزبان کانه‌زایی می‌شود، از دیگر شاخصه‌های اصلی کانسارهای MVT و کانسار دره‌زنجیر است. از دیگر ویژگی‌های مهم کانسارهای MVT، ارتباط نداشتن این کانسارها با فعالیت‌های آذرین است (Leach et al., 2005 and 2010b; Goodfellow and Lydon, 2005; Large et al., 2002 and 2004; Wilkinson, 2014). پیمایش مقاطع زمین‌شناسی در چندین نقطه از منطقه معدنی دره‌زنجیر نشان داد هیچ فعالیت آذرین در توالی میزبان کانه‌زایی رخ نداده است. تنها فعالیت آذرین منطقه، مربوط به گرانتیت شیرکوه است که مطالعات سن‌سنجی، سن ژوراسیک میانی را برای آن تعیین کرده است (شیبی و اسماعیلی، ۱۳۸۸; Chiu et al., 2013; Forster, 1978). و توالی میزبان کانه‌زایی به‌صورت دگرشیبی آذرین پی روی آن قرار گرفته‌اند. دمای سیال‌های تشکیل‌دهنده کانه‌زایی در کانسارهای MVT در حد ۷۰ تا ۱۷۰

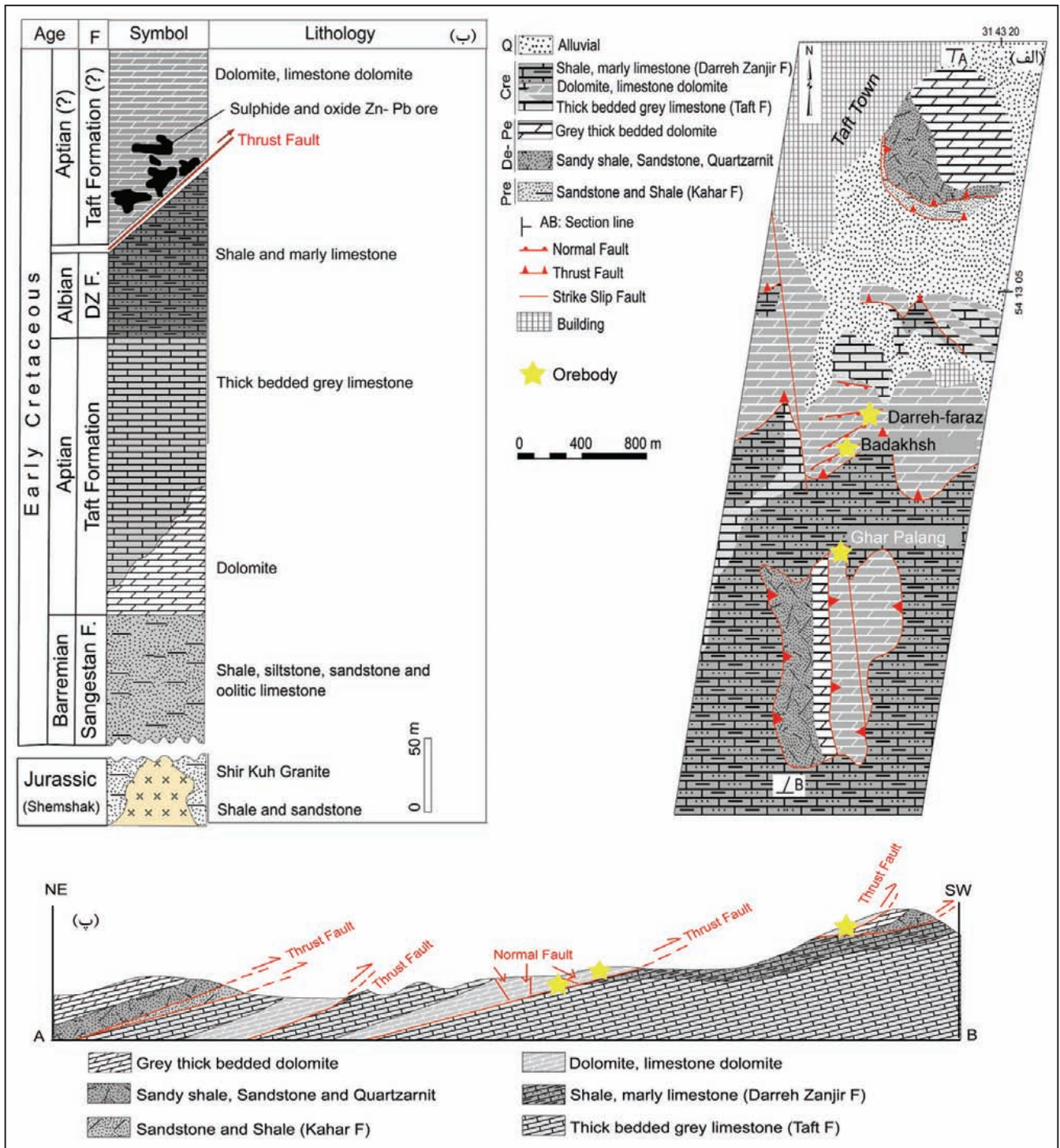
در نظر گرفت: ۱) اولین مرحله مهم این است که سولفیدهای اولیه طی فرایندهای ساختاری و بالا آمدگی در سطح قرار بگیرند و در طی آن، این سولفیدها تحت تأثیر آب‌های جوی فرورو و هوازدگی قرار می‌گیرند و سیال اکسیدان اسیدی تولید می‌کنند (Reichert, 2007). در کانسار دره‌زنجر نیز کانه‌زایی در یک سطح توپوگرافی بالاتر قرار گرفته است (شکل‌های ۳- الف و ۵) و همین عامل فرایند هوازدگی و اکسایش سولفیدها را توسط آب‌های جوی فرورو تسریع می‌کند و موجب تولید سیال اکسیدان با اسیدیته بالا می‌شود. افزون بر این، آب‌های فرورو اسیدی سبب انحلال کربنات‌های میزبان و ایجاد پدیده کارستی شدن در این کربنات‌ها می‌شود (شکل‌های ۱۲- ب و پ)؛ حفرات کارستی و قطعات برشی حاصل از فرایند انحلال سیال اسیدی، سبب افزایش نفوذپذیری و حرکت آسان آب‌های اکسیدان فلزدار تولید شده در مرحله پیش می‌شود (شکل ۱۲- پ). همچنین اکسیژن موجود در این حفرات کارستی، سبب افزایش فرایند اکسایش در محیط می‌شود. عامل مهم دیگر در این مرحله وجود یک لایه شیلی- مارنی نفوذناپذیر در بخش کمربند کانسار (سازند دره‌زنجر) است که سبب جلوگیری از فرار سیال‌های اکسیدان کانه‌دار از محیط می‌شود؛ ۳) در این مرحله کانی‌های غیر سولفیدی سرب و روی با توجه به شرایطی که در صفحات پیش توضیح داده شد؛ به‌صورت پرکننده حفرات کارستی و یا سیمان برش‌ها ته‌نشست می‌کنند (شکل ۱۲- ت).

عنوان دولومیت‌های گرمایی (D_{II}) معرفی شده‌اند (شکل‌های ۶- پ و ت، ۷، ۸ و ۹). نظر به اینکه سنگ میزبان کانه‌زایی دولومیت‌های سازند تفت با سن کرتاسه زیرین ولی سن کانه‌زایی در ارتباط با سن گسل‌های عادی پس از فاز فشارشی است که احتمالاً می‌تواند با فازهای کششی پس از کرتاسه مرتبط باشد؛ بدیهی است اختلاف زیاد سن سنگ میزبان (کرتاسه زیرین) و سن کانه‌زایی (پس از کرتاسه) از ویژگی‌های اصلی MVT بودن کانسار به شمار می‌آید. گفتنی است که افزون بر کانسار دره‌زنجر، کانسارهای روی- سرب دیگری همچون مهدی‌آباد، منصورآباد و فرح‌آباد کرتاسه زیرین در حوضه جنوب یزد تشکیل شده‌اند که مطالعات اولیه نشان از آن دارد که نوع و ژنر کانسارهای یاد شده متفاوت از کانسار دره‌زنجر است که برای نمونه در مورد کانسار مهدی‌آباد SEDEX معرفی شده است (Maghfouri et al., 2015) در هر حال امید است که در مطالعاتی که توسط پژوهشگران دیگر در آینده صورت می‌گیرد، ارتباط میان کانسارهایی که در کرتاسه زیرین تشکیل شده‌اند با کانسار دره‌زنجر که پس از کرتاسه تشکیل شده است، از دید جایگاه زمین‌ساختی و ژئودینامیکی تبیین و روشن شود تا در پی آن، متفاوت بودن انواع این کانسارها نیز از لحاظ علمی توجیه‌پذیر شود.

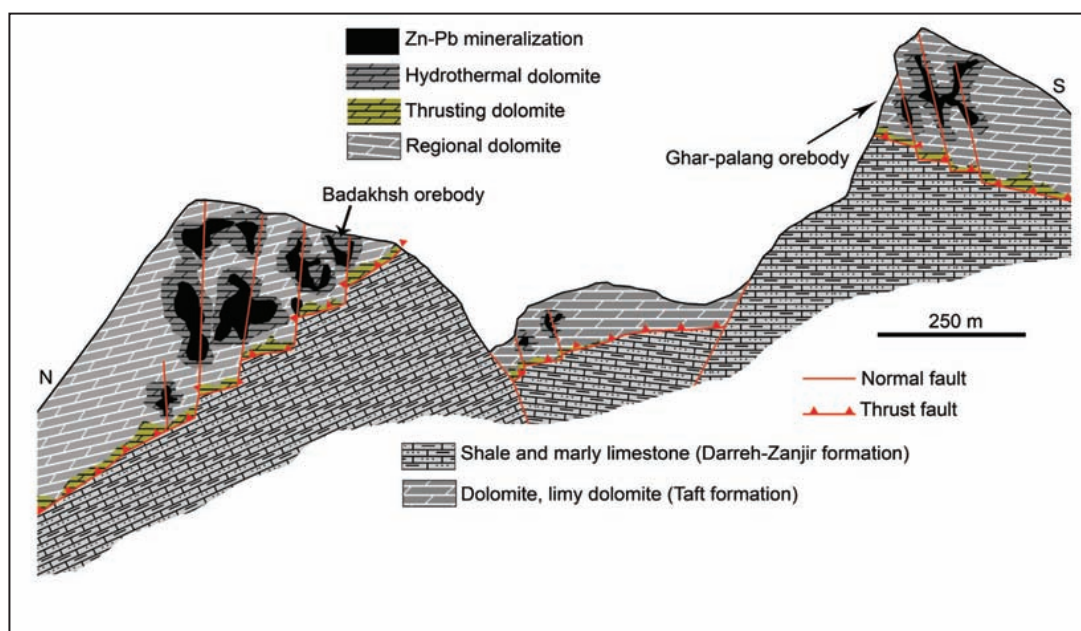
بخش کانه‌زایی غیرسولفیدی در این کانسار متأثر از فرایندهای پروژاد و هوازدگی است؛ به‌طوری که برای تشکیل این بخش از کانسار می‌توان سه مرحله



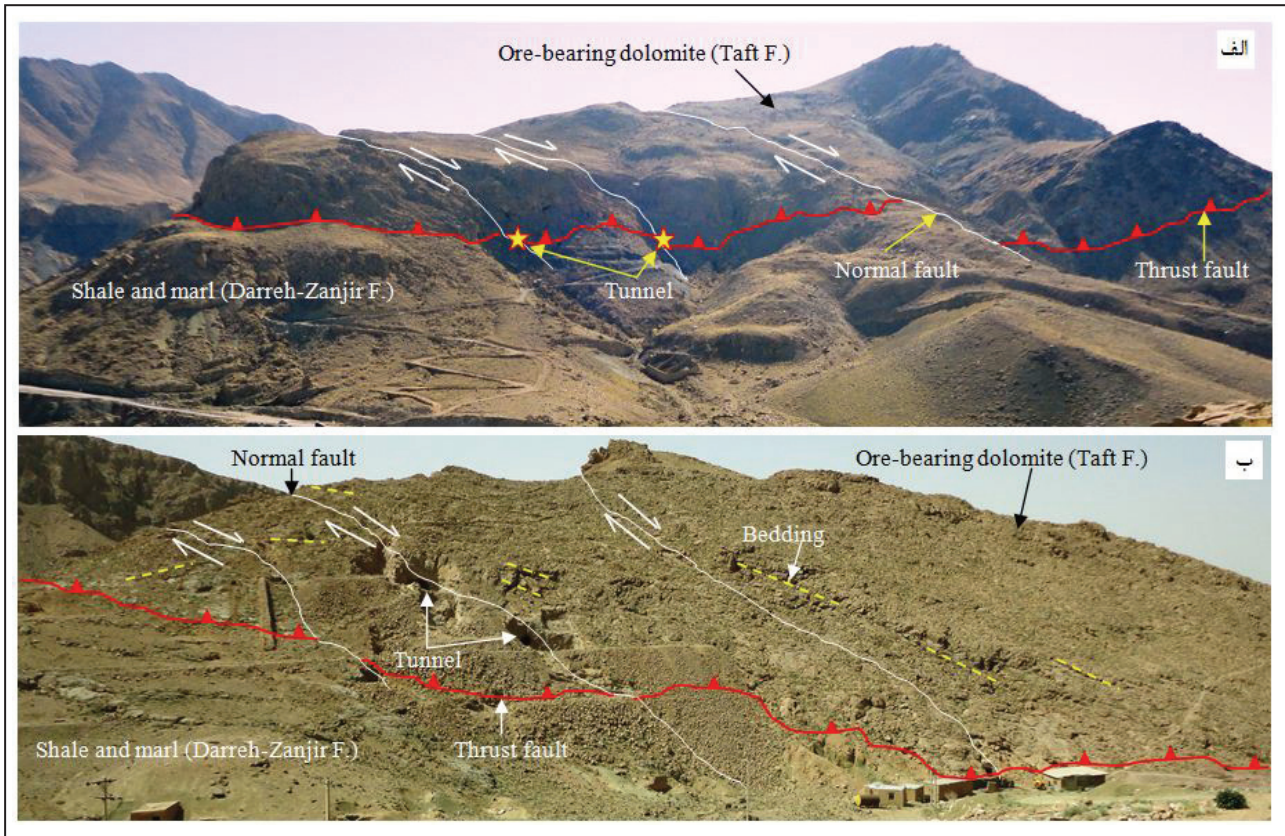
شکل ۱- الف) نقشه توزیع کانسارهای روی- سرب با میزبان رسوبی ایران و ایالت‌های فلززایی آنها (با تغییر از (Rajabi et al. (2012a)). نقشه ساختاری ایران (با تغییرات از (Stocklin (1968))؛ ب) نقشه زمین‌شناسی ساده حوضه جنوب یزد با تلفیق نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰ یزد و آباده (تراز و آفانباتی، ۱۳۶۲؛ نبوی، ۱۳۴۹) و موقعیت کانسار روی- سرب دره‌زنجر در توالی رسوبی کرتاسه پیشین. AI, Alborz zone; AP, Arabian platform; CIGS, Central Iranian geological and structural gradual zone; E-M, East Iran-Makran; K, Kopeh-Dagh; LB, Tabas block; Oph, ophiolite belts; Pr, Precambrian basement; SSZ, Sanandaj-Sirjan zone; TVPB, Tertiary volcanic-plutonic belts; ZFB, Zagros folded belt; ZTZ, Zagros thrust zone.



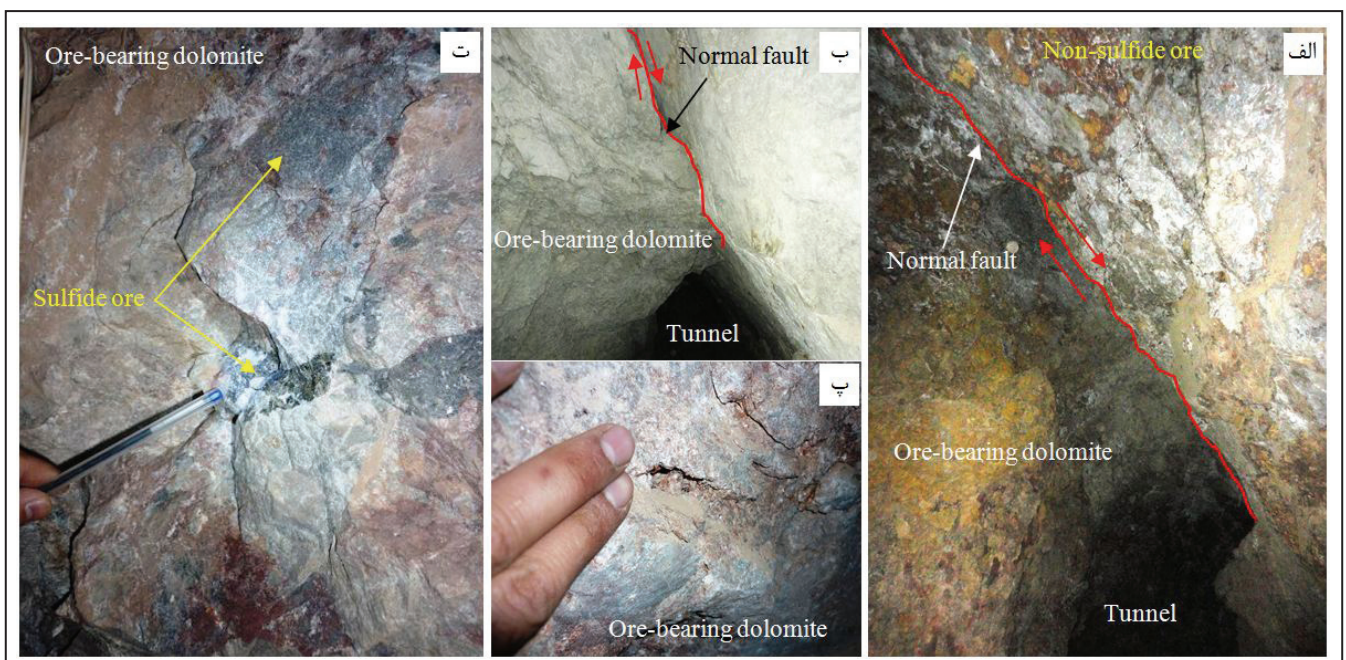
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی کانسار روی-سرب دره زنجیر و موقعیت بخش‌های مختلف این کانسار (با تغییرات از ناکینی و همکاران، ۱۳۹۲)؛ (ب) ستون چینه‌شناسی کانسار دره زنجیر و جایگاه افق کانه‌زایی در بالای گسل راندگی درون دولومیت‌های راندگی سازند تفت؛ همان‌گونه که در این ستون چینه‌ای دیده می‌شود، بخش زیرین سازند تفت بدون کانه‌زایی روی-سرب است؛ (پ) مقطع زمین‌شناسی در سوی شمال‌خاور-جنوب‌باختر از منطقه معدنی دره زنجیر، محل مقطع روی نقشه زمین‌شناسی (شکل الف) مشخص شده است.



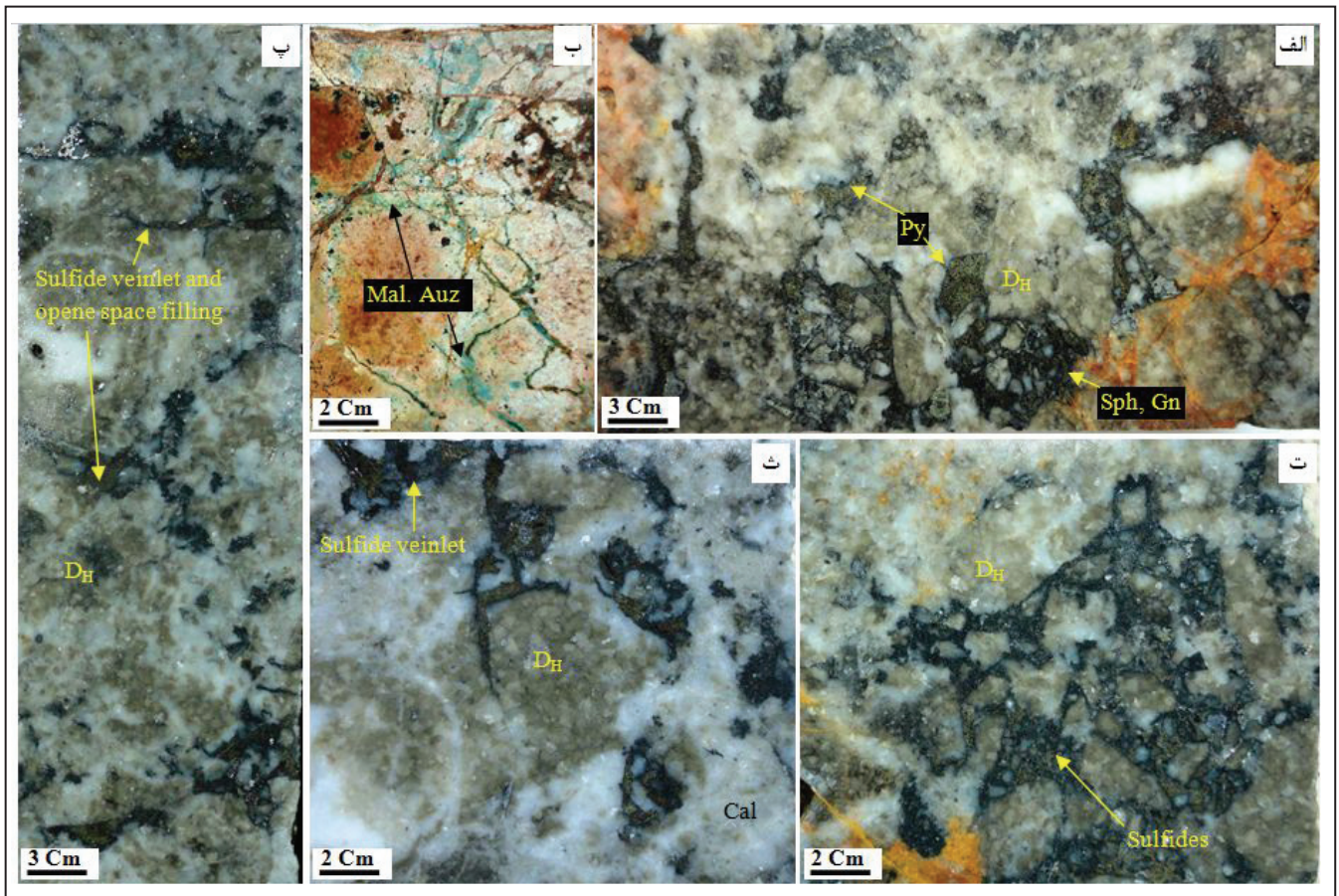
شکل ۴- مقطع زمین‌شناسی در سوی شمال- جنوب کانسار دره‌زنجر و موقعیت کانه‌زایی‌های بدخش و غارپلنگ در آن؛ کانه‌زایی سرب و روی در امتداد گسل‌های عادی است.



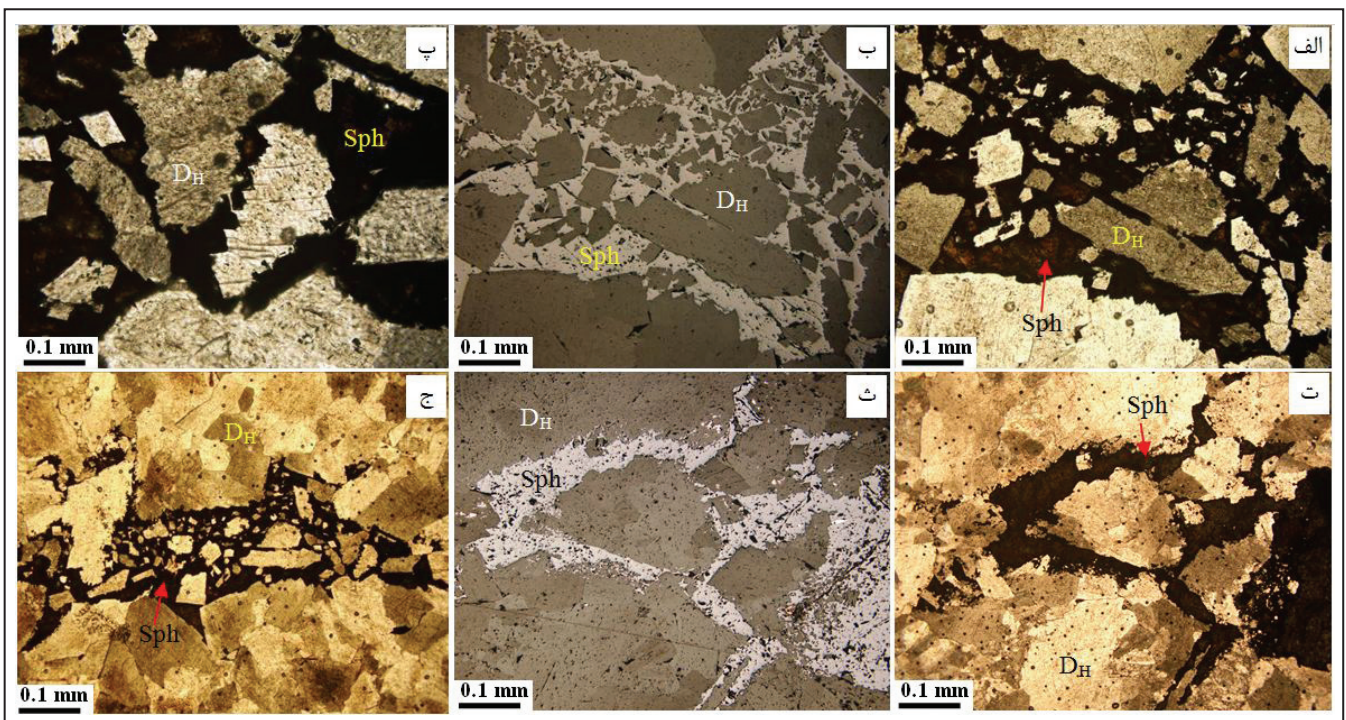
شکل ۵- الف) نمایی از رخنمون بخش غارپلنگ در منطقه معدنی دره زنجیر؛ تونل‌های استخراجی در امتداد گسل‌های عادی حفر شده است که گسل راندگی را قطع کرده است (دید به سوی خاور)؛ ب) نمایی از رخنمون بخش بدخش در کانسار دره زنجیر، کانه‌زایی محدود به دولومیت‌ها و گسل‌های عادی است (دید به سوی خاور- شمال خاور).



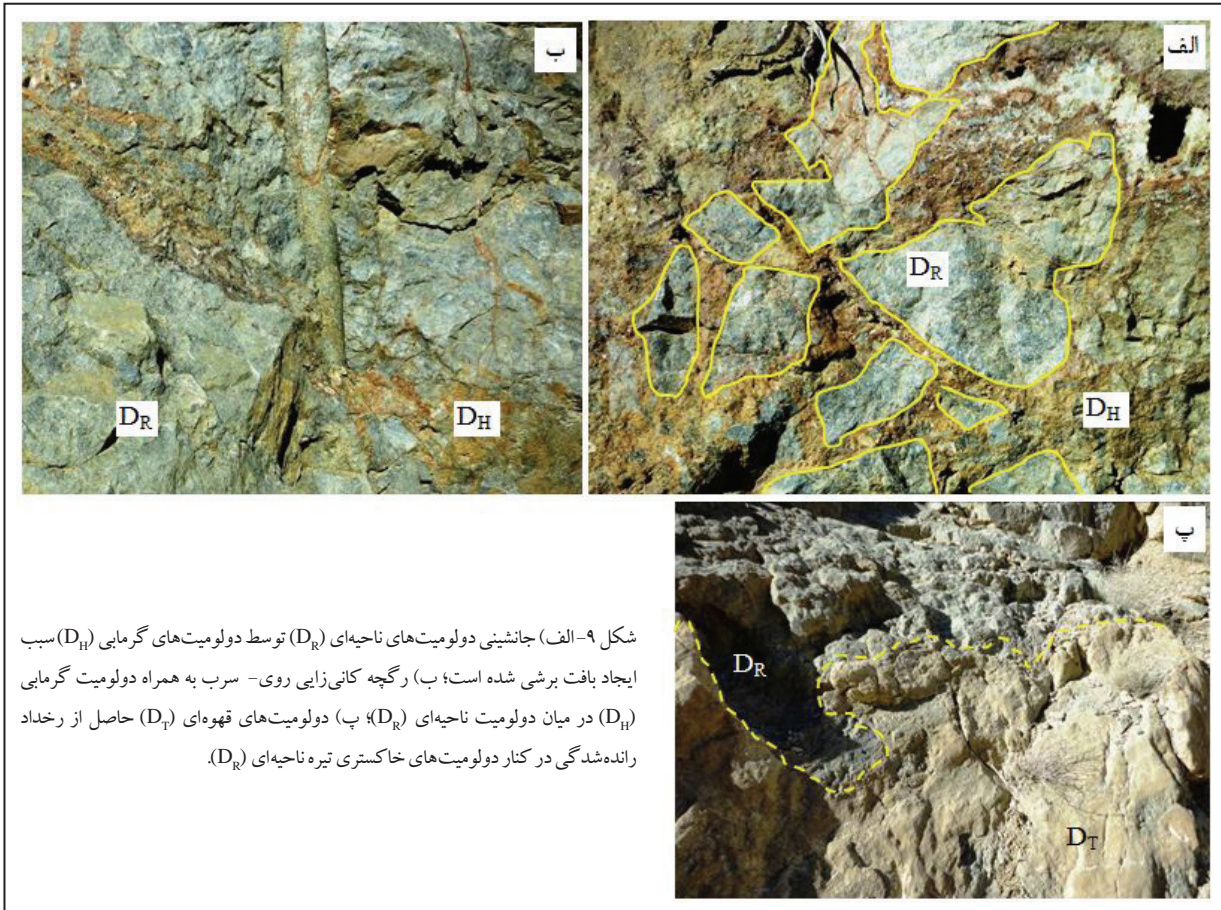
شکل ۶- الف، ب) نمایی از رخنمون تونل‌های استخراجی که در امتداد گسل عادی حفر شده است؛ پ) دولومیت‌های گرمابی که میزان کانه‌زایی سولفیدی در کانسار دره زنجیر است. ت) سولفیدهای کانه‌دار که به صورت جانشینی و پرکننده فضای خالی در دولومیت‌های میزبان تشکیل شده‌اند.



شکل ۷- الف) نمونه دستی از بافت برشی، جانشینی و رگه- رگچه ای سولفیدهای پیریت (Py)، سرب (Pb) و روی (Sph) با میزان دولومیت گرمابی؛ ب) نمونه دستی از رگچه‌های مالاکیت (Mal) و آزوریت (Auz) در بخش غیر سولفیدی کانسار دره‌زنجر؛ پ) نمونه دستی از سولفیدهای رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی به‌مراه دولومیت‌های گرمابی (DH)؛ ت) برشی شدن و جانشینی سولفیدهای کانه دار به جای دولومیت‌های گرمابی (DH)؛ ث) جانشینی سولفیدهای کانه‌دار به صورت رگه- رگچه ای به جای دولومیت‌های گرمابی (DH) و کلسیت (Cal).



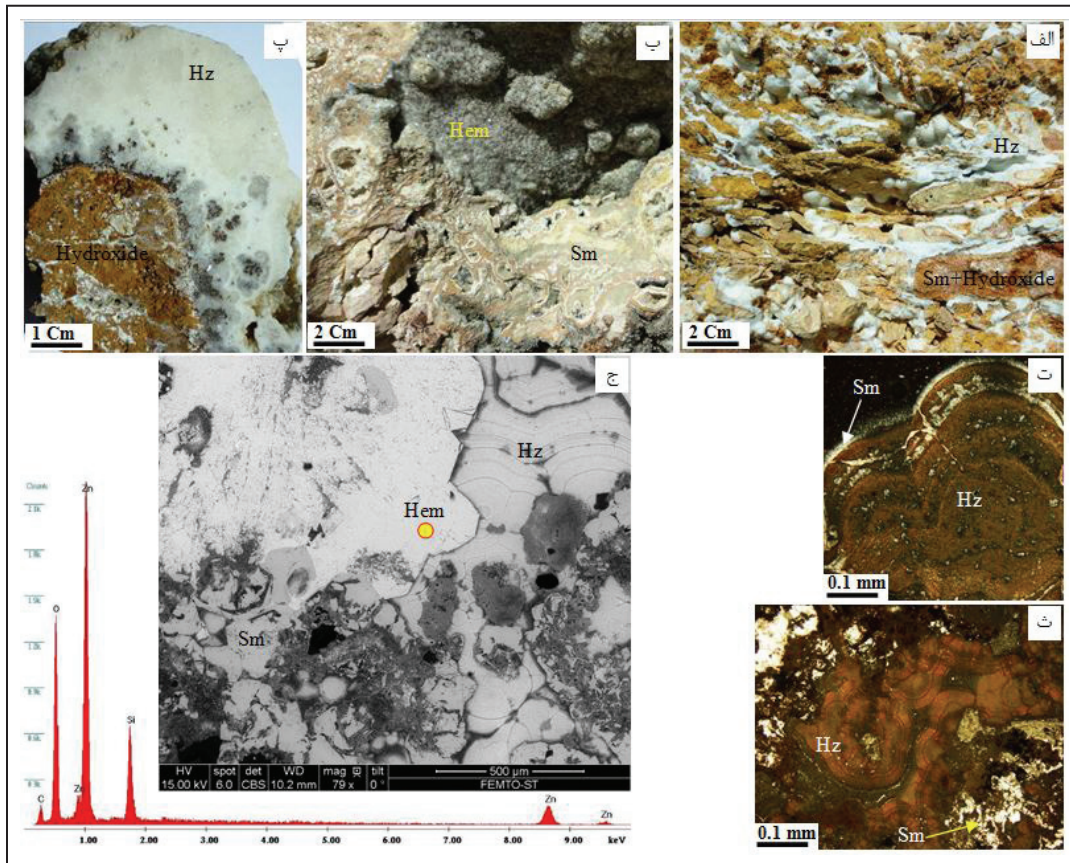
شکل ۸- الف) جانشینی دولومیت‌های گرمابی (DH) توسط اسفالریت (Sph) که سبب ایجاد بافت برشی شده است؛ ب) تصویر نور بازتابی از شکل الف، اسفالریت‌هایی که جانشین دولومیت گرمابی شده‌اند؛ پ) وجود حاشیه مضرسی میان دولومیت‌های گرمابی (DH) و اسفالریت نشان از رخداد فرایند جانشینی اسفالریت به جای دولومیت است؛ ت) تصویر میکروسکوپی از دولومیت‌های گرمابی و جانشینی آنها توسط اسفالریت (نور عبوری)؛ ث) تصویر نور بازتابی از شکل ج) جانشینی اسفالریت (Sph) به جای دولومیت گرمابی (DH) سبب ایجاد کارست شده است.



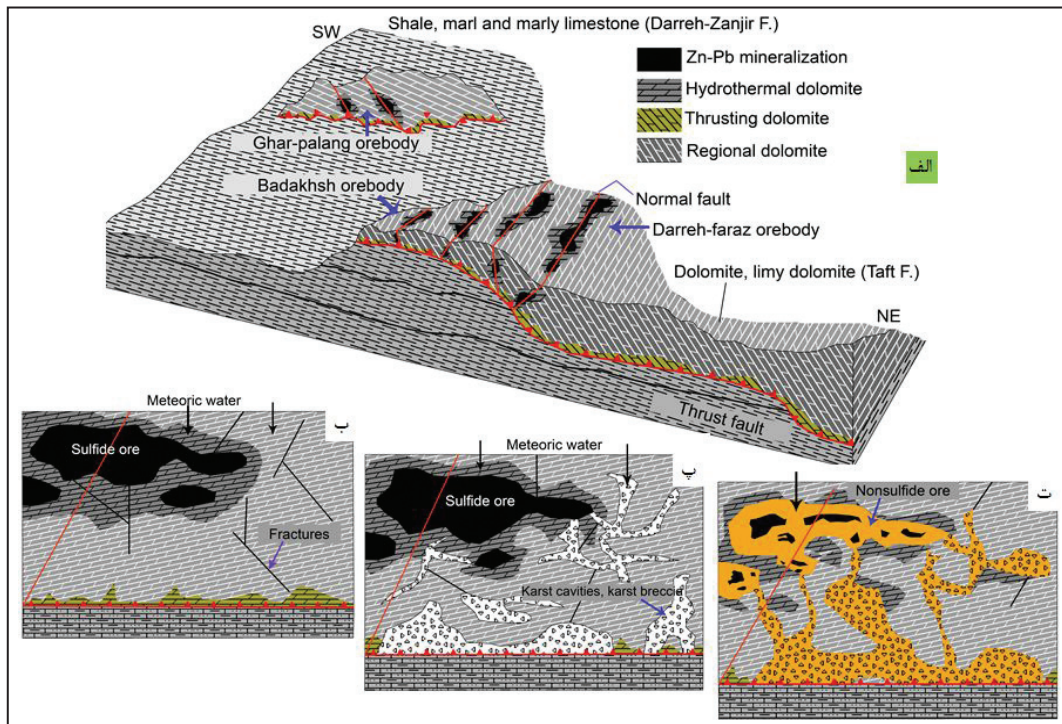
شکل ۹- الف) جانیشینی دولومیت‌های ناحیه‌ای (D_R) توسط دولومیت‌های گرمایی (D_H) سبب ایجاد بافت برشی شده است؛ ب) رگچه کانی‌زایی روی-سرب به همراه دولومیت گرمایی (D_H) در میان دولومیت ناحیه‌ای (D_R)؛ پ) دولومیت‌های قهوه‌ای (D_H) حاصل از رخداد رانده‌شدگی در کنار دولومیت‌های خاکستری تیره ناحیه‌ای (D_R).

Minerals	Mineralization processes		Post-mineralization
	Stag-I	Stage-II	
Dolomite- R; D_R	Replacement, breccia		
Dolomite- H; D_H		Replacement, Coarse-grained	
Pyrite		Subhedral, Replacement, Open space filling	
Sphalerite		Replacement, Massive, Vein, Open space filling	
Galena		Replacement, Massive, Vein, Open space filling	
Chalcopyrite		Replacement, Open space filling	
Smithsonite		Replacement, Massive, Vein, Open space filling	
Hemimorphite		Replacement, Massive, Vein, Open space filling	
Hydrozincite		Replacement, Massive, Vein, Open space filling	
Cerussite		Replacement, Open space filling	
Hematite		Replacement, Open space filling	
Malachite		Replacement, Open space filling	
Azurite		Replacement, Open space filling	

شکل ۱۰- توالی پاراژنزی کانیایی کانسار روی-سرب دره‌نچیر.



شکل ۱۱- الف) تبدیل کانی‌های اسمیت‌زونیت (Sm) به کانی هیدروزنگسیت (Hz)؛ ب) نمونه دستی از کانی‌های همی مورفیت (Hem) و اسمیت‌زونیت (Sm)؛ پ) وجود لایه‌ای از کانی هیدروزنگسیت (Hz) در پیرامون هیدروکسیدهای آهن؛ ت) بلورهای کلوفرمی هیدروزنگسیت (Hz) که آثاری از نوارهای ریز اسمیت‌زونیت (Sm) در آن دیده می‌شود؛ ث) رشد کلوفرمی بلورهای هیدروزنگسیت (Hz)؛ ج) نمودار تجزیه نقطه‌ای همی مورفیت (Hem) و محل نقطه تجزیه شده روی عکس میکروسکوپی BSE.



شکل ۱۲- الف) شکل سبندی و نمادین از رانندگی دولومیت‌های تفت روی سازند دره‌زنجیر و موقعیت کانه‌زایی روی-سرب سولفیدی در ارتباط با گسل‌های عادی (با تغییرات از ناکنینی و همکاران، ۱۳۹۲)؛ ب، پ) و ت) مدل تشکیل کانه‌زایی غیرسولفیدی در کانسار دره‌زنجیر؛ ب) نفوذ آب‌های جوی به درون واحد میزبان کانه‌زایی از راه شکستگی‌ها و دیگر پدیده‌های زمین‌ساختی-زمین‌شناسی، پ) برخورد سیال‌های جوی با سولفیدهای کانه‌زایی آب‌های اسیدی را ایجاد می‌کند که این آب‌ها سبب انحلال کربنات‌ها و گسترش برش‌های کارستی و حفرات انحلالی می‌شود؛ ت) این حفرات انحلالی به حد کافی دارای اکسیژن هستند و در این مرحله شرایط لازم برای ته‌نشست اکسیدها و کربنات‌های روی-سرب (غیرسولفیدی) فراهم می‌شود. همچنین در این مرحله آثاری از سولفیدهای اولیه را می‌توان درون بخش غیرسولفیدی دید.

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های EPMA نمونه‌های اسفالریت و گالن کانسار دره زنجیر بر حسب ppm.

Mineral	Sphalerite										Galena				
	Point	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Fe	27500	34700	57000	39700	65700	17000	15500	35900	41900	72700	400	900	100	900	0
Mn	0	100	0	0	200	200	0	200	0	100	0	0	0	100	0
Cu	0	30800	1900	41700	300	2700	300	0	2900	800	0	200	0	600	0
Zn	626200	609600	638200	588300	588700	622100	63000	628800	608400	593500	600	100	14400	3600	1400
Mg	100	0	0	0	0	300	300	0	100	0	0	0	0	0	0
Ca	100	400	600	900	0	500	300	0	0	200	1000	1000	800	100	100
Ti	0	0	0	0	0	100	0	0	100	100	0	100	100	0	0
V	0	0	0	100	0	0	200	0	100	100	0	100	0	400	0
P	0	100	0	300	0	200	0	0	0	0	0	100	0	0	0
S	330800	313200	339200	322000	328400	339900	335700	329400	336200	337100	105600	107400	101600	99400	108100
Ga	0	0	0	0	100	100	0	0	0	0	0	800	200	300	0
Ge	0	0	0	500	0	600	100	300	400	200	0	0	0	0	0
Sr	0	0	0	0	0	500	0	300	100	400	0	0	0	0	0
Ag	0	0	0	0	0	100	200	0	0	100	0	0	0	0	0
Sn	0	0	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	200	0	0
Sb	100	100	0	0	100	500	200	0	0	0	300	0	0	200	0
Te	100	200	200	0	0	0	200	0	0	0	500	200	400	100	400
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	891500	895900	876100	886900	875400
Cd	2400	2200	1900	2500	2300	0	0	0	0	0	800	100	0	0	0

کتابنگاری

- آفانباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات مواد معدنی کشور، ۵۸۶ص.
- بویری، م.، راستاد، ا.، محجل، م.، ناکینی، ع.، حق‌دوست، م.، ۱۳۹۴- ساخت و یافت، کانی‌شناسی و چگونگی تشکیل رخساره‌های سولفیدی در کانسار روی-سرب- (نقره) تپه‌سرخ با سنگ میزبان آواری- کربناتی، جنوب اصفهان، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۹۷، صص. ۲۲۱ تا ۲۳۶.
- پرتوآذر، ح. و ابوتراب، ف.، ۱۳۶۰- چینه‌شناسی مزوزویک در ناحیه تفت (ایران مرکزی)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، نشریه داخلی، ۳۰ص.
- تراز، ح. و آفانباتی، ع.، ۱۳۶۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ آباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ساجدیان، ا.، ۱۳۹۰- بررسی زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی و منشأ کانسار سرب و روی دره زنجیر یزد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز.
- شیبی، م. و اسماعیلی، د.، ۱۳۸۸- پتروژنز گرانیتوئیدهای پرآلومین شیرکوه (جنوب غرب یزد)، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد سی و پنجم، شماره ۳.
- قاسمی، م.، ۱۳۸۵- نحوه تشکیل کانسار روی-سرب مهدی آباد یزد و مقایسه آن با سایر کانسارهای کرتاسه اطراف مهدی آباد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ناکینی، ع.، محجل، م. و تدین، م.، ۱۳۹۲- ساختار راندگی در معدن دره زنجیر (جنوب باختر یزد)، سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نبوی، م.، ۱۳۴۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ یزد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- نبوی، م.، ۱۳۵۰- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

References

- Agard, A., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constrains from collisional and earlier deformation. *Int. J. Earth Sci.* 94, 401–419.
- Alavi, M., 1991- Tectonic map of the Middle East: Tehran. Geological Survey of Iran, scale 1:5,000,000.
- Ashton, J. H., Blakeman, R. J., Geraghty, J. E., Beach, A. Coller, D., Philcox, M. E., Boyce, A. J. and Wilkinson, J. J., 2015- The giant Navan carbonate-hosted Zn-Pb deposit-A Review; Irish association for economic geology, Geological Survey of Ireland.
- Barton, P. B. and Toulmin, P., 1966- Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system. *Economic Geology*, 61(5), p. 815-849.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *J. Geol. Soc. London* 139, 605–614.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.* 18, 210–265.
- Bertorino, G., Caredda, A. M. and Zuddas, P., 1995- Weathering of Pb-Zn mine tailings in pH buffered environment. *Water Rock Interaction. Proceedings of the 8th International Symposium on Water-Rock Interaction, 1995*, p. 859-862.
- Bradley, D. C., and Leach, D. L., 2003- Tectonic controls of Mississippi Valley-type lead-zinc mineralization in orogenic forelands; *Mineralium Deposita* 38: 652–667.

- Brugger, J., McPhail, D. C., Wallace, M. and Waters, J. 2003- Formation of Willemite in Hydrothermal Environments. *Economic Geology*; June 2003; v. 98; no. 4; p. 797-818.
- Chiu, H., Chung, S., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S., Khatib, M. and Lizuka, Y., 2013- Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny, *Lithos* 162–163 70–87.
- Christopher, P. R., and Wallace, M. W., 2004- Zn-Pb mineralization in the Silvermines district, Ireland: a product of burial diagenesis, *Mineralium Deposita* vol 39, 87–102.
- Craig, J. R. and Scott, S. D., 1974- Sulfide phase equilibria. In P.H. Ribbe, Ed., *Sulfide Mineralogy*, v. 1, cs1–cs104. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. and Biju-Duval, B., 1986- Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *Tectonophysics* 123, 241–315.
- Forster, H., 1978- Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran, *Journal of Geological Society of London* 135 443- 455.
- Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M. R., 2009- Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Shemshak Group of northern Iran. In: Brunet, M.-F., Wilmsen, M., Granath, J. (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins*, vol. 312. Geological Society London, Special Publication, pp. 129–160.
- Gagnevin, D., Menuge, F. J., Kronz, A., Barrie, C. and Boyce, A. J., 2014- Minor elements in layered sphalerite as a record of fluid origin, mixing, and crystallization in the Navan Zn-Pb ore deposit, Ireland, *Economic Geology*, v. 109, pp. 1513–1528.
- Goodfellow, W. D. and Lydon, J. W., 2005- Synthesis of SEDEX Deposits, Geological Survey of Canada, Open File xxx.
- Goodfellow, W. D., 2004- Geology, genesis and exploration of SEDEX deposits, with emphasis on the Selwyn basin, Canada, in Deb, M., Goodfellow, W. D., (eds.), *Sediment hosted lead-zinc sulphide deposits: Attributes and models of some major deposits of India, Australia and Canada*. Delhi, India, Narosa Publishing House, p. 24–99.
- Grandia, F., Cardellach, E., Canals, A. and Banks, D. A., 2003- Geochemistry of the fluids related to epigenetic carbonate-hosted Zn-Pb deposits in the Maestrat basin, eastern Spain: fluid inclusion and isotope (Cl, C, O, S, Sr) evidence; *Economic Geology* vol. 98, pp. 933–954.
- Harms, U. and Heckmann, H., 2004, Niederberg area along the northwestern margin of the trans-Rhenish Slate mountains: Developmental conditions and formation based on sphalerite chemistry, fluid inclusion analyses and sulfur isotope geochemistry: *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, v. 180, p. 287–327.
- Kelley, K. D., Dumoulin, J. A. and Jennings, S., 2004- The Anarraaq Zn-Pb-Ag and barite deposit, northern Alaska: evidence for replacement of carbonate by barite and sulfides; *Economic Geology* vol. 99, pp. 1577–1591.
- Lapakko, K., 2002- Metal Mine Rock and Waste Characterization Tools: An Overview, International Institute for Environment and Development.
- Large, R. R., Bull, S. W., Yang, J., Cooke, D. R., Garven, G., McGoldrick, P. J. and Selley, D., 2002- Controls on the formation of giant stratiform sediment-hosted Zn-Pb-Ag deposits with particular reference to the north Australian Proterozoic. University of Tasmania, Centre for Special Ore Deposit and Exploration (CODES) Studies Publication 4, p. 107–149.
- Large, R. R., McGoldrick, P., Bull, S. and Cooke, D., 2004- Proterozoic stratiform sediment-hosted zinc-lead-silver deposits of northern Australia, in Deb, M., Goodfellow, W.D., (eds.), *Sediment-hosted lead-zinc sulphide deposits: Attributes and models of some major deposits of India, Australia and Canada*. Narosa publishing house, Delhi, India, p. 1-24.
- Leach, D. L., Bradley, D. C., Huston, D., Pisarevsky, S. A., Taylor, R. D. and Gardoll, S. J., 2010a- Sediment-hosted lead-zinc deposits in Earth history. *Economic Geology*, v. 105, p. 593–625.
- Leach, D. L., Marsh, E., Emsbo, P., Rombach, C. S., Kelley, K. D. and Anthony, M., 2004- Nature of hydrothermal fluids at the shale-hosted Red Dog Zn-Pb-Ag deposits, Brooks range, Alaska; *Economic Geology* vol. 99, pp. 1449–1480.
- Leach, D. L., Sangster, D. F., Kelley, K. D., Large, R. R., Garven, G., Allen, C. R., Gutzmer, J. and Walters, S., 2005- Sedimenthosted lead-zinc deposits: A global perspective: *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 561–607.
- Leach, D. L., Taylor, R. D., Fey, D. L., Diehl, S. F. and Saltus, R. W., 2010b- A deposit model for Mississippi Valley-type lead-zinc ores. Chapter A of mineral deposit models for resource assessment: USGS, Scientific Investigations Report 5070–A.
- Lee, M. J. and Wilkinson, J. J., 2002- Cementation, hydrothermal alteration, and Zn-Pb mineralization of carbonate breccia's in the Irish midlands: textural evidence from the Cooleen zone, near Silvermines, county Tipperary, *Economic Geology* Vol. 97, 2002, pp. 653–662.
- Liaghat, S., Moore, F. and Jami, M., 2000- The Kouh Sourmeh mineralization, a carbonate-hosted Zn–Pb deposit in the Simply Folded Belt of the Zagros Mountains, SW Iran. *Mineralium Deposita*, v. 35, p. 72–78.
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M. R., Rajabi, A., Azim Zadeh, A. M. and Choulet, F., 2015- Geology and origin of mineralization in the Mehdiabad Zn-Pb-Ba (Cu) deposit, Yazd block, central Iran, 13th SGA, Nancy, France .
- Marie, J. St., Kesler, S. E and Allen, C. A., 2001- Origin of iron-rich Mississippi Valley-type deposit. *Geology*, 29, p. 59-62.
- Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Mossavvari, F. and Eshraghi, S. A., 2012- Neogene block rotation in central Iran: evidence from paleomagnetic data. *Geol. Soc. Am. Bull.* 124, 943–956.
- McLimans, R. K., Barnes, H. L. and Ohmoto, H., 1980- Sphalerite stratigraphy of the upper Mississippi Valley zinc-lead district, southwest Wisconsin: *Economic Geology*, v. 75, p. 351–361.
- Momenzadeh, M., 1976- Stratabound lead–zinc ores in the lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayer–Esfahan district (west central Iran), lithology, metal content, zonation and genesis [Unpublished Ph.D. thesis], Heidelberg, University of Heidelberg, 300 p.

- Palmer, A. N. and Palmer, M. V., 2000- Hydrochemical interpretation of cave patterns in the Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas: *Journal of Cave and Karst Studies*, v. 62, no. 2, p. 91-108.
- Pfaff, K., Hildebrandt, H. L. and Leach, D. L., Jacob, E. D. and Markl, G., 2010- Formation of the Wiesloch Mississippi Valley-type Zn-Pb-Ag deposit in the extensional setting of the Upper Rhinegraben, SW Germany; *Miner Deposita* 45:647-666.
- Rddad, L. and Bouhleb, S., 2016- The Bou Dahar Jurassic carbonate-hosted Pb-Zn-Ba deposits (Oriental High Atlas, Morocco): Fluid-inclusion and C-O-S-Pb isotope studies; *Ore Geology Reviews* 72 1072-1087.
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012a- Metallogeny of Cretaceous carbonate hosted Zn-Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration, *International Geology Review*, v. 54:14, p. 1649-1672.
- Rajabi, A., Rastad, E., Alfonso, P. and Canet, C., 2012b- Geology, ore facies and sulphur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam Block, Central Iran. *International Geology Review*, v. 54:14, p. 1635-1648.
- Rajabi, A., Rastad, E., Canet, C. and Alfonso, P., 2012c- The Chahmir sediment hosted Zn-Pb deposit, Central Iran: An example of vent-proximal SEDEX mineralization. *Mineralium Deposita* (submitted).
- Reichert, J. and Borg, G., 2002- Lithological and structural controls on non-sulfide zinc ores at Kuhe- Surmeh, Zagros Fold Belt, SW Iran. Denver Annual Meeting (October 27-30, 2002) GSA Conference 2002, poster presentation.
- Reichert, J. and Borg, G., 2008- Numerical simulation and a geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits, *Ore Geology Reviews* 33, 134-151.
- Reichert, J., 2007- A metallogenic model for carbonate hosted non-sulfide zinc deposits based on observations of Mehdi Abad and Iran Kouh, central and southwestern Iran. [Unpublished Ph.D. thesis], Shillong, University of Martin Luther, 129 p.
- Ritchie, A. I. M., 1994- The Waste-rock Environment, in: *Environmental Geochemistry of Sulfide Mine-Wastes*, Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook (J.L. Jambor and D.W. Blowes, eds.), v. 22, p. 133-161.
- Robb, R., 2005- Introduction to ore-forming processes, Book, Blackwell Science Ltd a Blackwell Publishing company.
- Rosetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. H. and Vaziri, M., 2010- Early Cretaceous migmatitic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova* 22, 26-34.
- Sangster, D. F. and Vaillancourt, P. D., 1990- Geology of the Yava sandstone lead deposit, Cape Breton Island, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 90-8, v. 1, p. 203-244.
- Schlagintweit, F. and Wilmsen, M., 2014- Orbitolinid biostratigraphy of the top Taft Formation (Lower Cretaceous of the Yazd Block, Central Iran), *Cretaceous Research* 49, pp: 125-133.
- Schlagintweit, F., Bucur, I., Rashidi, K. and Hanifzadeh, R., 2013- *Torreiroella hispanica* Brun and Canérot, 1979 (benthic foraminifera) from the Lower Cretaceous of Central Iran and its palaeobiogeographic significance, *Cretaceous Research* 46, pp 272-279.
- Schwartz, M., 2000- Cadmium in Zinc Deposits: Economic Geology of a Polluting Element. *Econ. Geol. Review*, 42, 2000, p. 445-469
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 17-33.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: A review. *Amer Assoc Petrol Geol Bull* 52, p. 1229-1258.
- Tirral, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E., 1983- The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 134-150.
- Turner, E., 2011- Structural and stratigraphic controls on carbonate-hosted base metal mineralization in the mesoproterozoic Borden basin (Nanisivik district), Nunavut; *Economic Geology*, v. 106, pp. 1197-1223.
- Wilkinson, J. J., 2003- On diagenesis, dolomitisation and mineralization in the Irish Zn-Pb orefield, *Mineralium Deposita*, vol; 38, 968-983.
- Wilkinson, J. J., 2014- *Sediment-Hosted Zinc-Lead Mineralization: Processes and Perspectives*, Treatise on Geochemistry 2nd Edition.
- Wilmsen, M., Fursich, F. T. and Majidifard, M. R., 2014- An overview of the Cretaceous stratigraphy and facies development of the Yazd Block, western Central Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*.
- Wilmsen, M., Fursich, F. T. and Seyed-Emami, K., 2003- Revised lithostratigraphy of the Middle and Upper Jurassic Magu Group of the northern Tabas Block, eastcentral Iran. *Newsl. Stratigr.* 39, 143-156.
- Wilmsen, M., Fursich, F. T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. R. and Taheri, J., 2009- The Cimmerian orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova* 21, 211-218.
- Wilmsen, M., Storm, M., Fursich, F. T. and Majidifard, M. R., 2013- Upper Albian and Cenomanian (Cretaceous) ammonites from the Debarsu Formation (Yazd Block, Central Iran). *Acta Geol. Pol.* 63, 489-513.
- Wilmsen, M., Wiese, F., Seyed-Emami, K. and Fursich, F.T., 2005- First record and significance of Cretaceous (Turonian) ammonites from the Shotori Mountains, east-central Iran. *Cretac. Res.* 26, 181-195.
- Ye, L., Cook, N. J., Ciobanu, C. L., Liu, Y. P., Zhang, Q., Gao, W., Yang, Y. L. and 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.
- Zhou, J., Huang, Z. and Bao, G., 2013- Geological and sulfur-lead-strontium isotopic studies of the Shaojiwan Pb-Zn deposit, southwest China: Implications for the origin of hydrothermal fluids; *Journal of Geochemical Exploration* 128 pp.51-61.

Darreh-Zanjir deposit; a typical carbonate hosted Zn-Pb deposit (MVT) in Early Cretaceous sedimentary sequence, Southern Yazd basin

S. Maghfouri¹, M. R. Hosseinzadeh^{2*}, A. Rajabi³ and A. M. Azimzadeh⁴

¹Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

²Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³Assistante Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

⁴Assistante Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Received: 2016 May 01

Accepted: 2016 August 15

Abstract

Darreh-Zanjir Zn-Pb deposit is located at the south of Taft city. Sulfide minerals in this deposit include sphalerite, galena and pyrite. Replacement, open space filling, vein-veinlet, breccia and massive are the typical textures in the Darreh-Zanjir deposit. Mineralization is associated with normal fault. Gange mineral is dolomite and dolomitization is related to mineralization. Three types of dolomite have been recognized in the Darreh-Zanjir region: 1- Regional dolomite, formed during diagenesis of micritic limestone of the Taft formations and is exposed in whole region. It has dark gray color and fine crystals. 2- Thrusting dolomite, formed during compression and thrusting of the Taft formation on the Darreh-Zanjir formation, this dolomites are located at the vicinity of thrust fault. 3- Mineralization and dolomitization occur adjacent to normal fault. This dolomite is known as hydrothermal dolomite (DH) and it decreases away from of sulfide mineralization. Geochemical studies suggest that high content of cadmium in sphalerites represents low temperature for ore forming fluid. Supergene and oxidation process caused change of sulfide minerals to non-sulfide minerals. Non-sulfide minerals of the Darreh-Zanjir deposit are smithsonite, hemimorphite, hydrozincite, cerrusite and Fe-oxides and hydroxides. The most important characteristics of mineralization at the Darreh-Zanjir deposit such as tectonic setting, post compression of normal fault controlling mineralization, host rocks, mineralogy, metal content as well as wall textures, show similarities with Mississippi Valley-type (MVT) Zn-Pb deposits.

Keywords: Zn-Pb deposits, Dolomitization, MVT, Early Cretaceous, Darreh-Zanjir, Southern Yazd basin.

For Persian Version see pages 13 to 28

*Corresponding author: M. R. Hosseinzadeh; mr-hosseinzadeh@tabrizu.ac.ir