فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۱۴، شماره ۵۵، پاییز ۱۳۹۹، صفحات ۱۰۷-۱۲۷

کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها در ناحیه معدنی سرب-نقره (روی-مس-باریت) راونج، شمال دلیجان

مجید قاسمی سیانی[۱و*] و فاطمه عیسی‌آبادی[۲]

۱. استادیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

۲. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۱۶

چکیده

کانی‌سازی سرب-نقره راونج در شمال دلیجان در سنگ میزبان رسوبی تشکیل شده است. این سیستم کانه‌زایی توسط گسل‌های عادی کنترل شده و کانه‌زایی به‌صورت توده‌ای، لامینه، کلوفرم، پرکننده فضای خالی، برشی‌شدن، کارستی‌شدن و رگه-رگچه‌های هیدروترمال متشکل از گالن، اسفالریت، کانی‌های گروه فهلور، پیریت، کالکوپیریت، دولومیت، کلسیت، آنکریت، باریت و کوارتز رخ داده است. کانه‌زایی سولفیدی در دو افق کانه‌زایی شامل افق کانسنگی توده‌ای-برشی با میزبان کربناته توده‌ای کرتاسه بالایی (Km2) و افق کانسنگی سولفید لایه‌ای در واحد شیلی (Ks2) میانی و آهک نازک لایه پایینی (Km1) به‌صورت سین‌ژنتیک تا اپی‌ژنتیک رخ داده است. دولومیتی‌شدن مهمترین دگرسانی در ارتباط با کانه‌زایی بوده و در نزدیکی گسل‌های عادی رخ داده و شامل دولومیت‌های دیاژنزی و دولومیت‌های هیدروترمالی است. دولومیت‌های هیدروترمالی غنی از آهن هستند و آنکریت تشکیل شده نشان می‌دهد که سیال هیدروترمال کانه‌زا، غنی از آهن هستند. شیمی گالن و اسفالریت مرحله دوم نشان داد که این کانی‌ها تمایل به قطب دارای تتراهدریت-تنانتیت هستند که منطبق بر ادخال‌های کانی‌های گروه فهلور در مطالعات میکروسکوپی است. مقدار بالای کادمیم در اسفالریت و مقدار کم آن در گالن و حضور کانی آکانتیت، نشان دهنده پایین بودن دمای سیال تشکیل‌دهنده کانه‌زایی است. طبق شواهد کانی‌شناسی، شیمی کانه‌ها، بافت‌ها و ساخت‌های کانسنگ و مطالعات ساختاری و تلفیق این نتایج با داده‌های ژئوشیمی، سیالات درگیر و ژئوشیمی ایزوتوپی، کانی‌سازی راونج را می‌توان در رده کانسارهای سرب و نقره نوع ایرلندی در نظر گرفت.

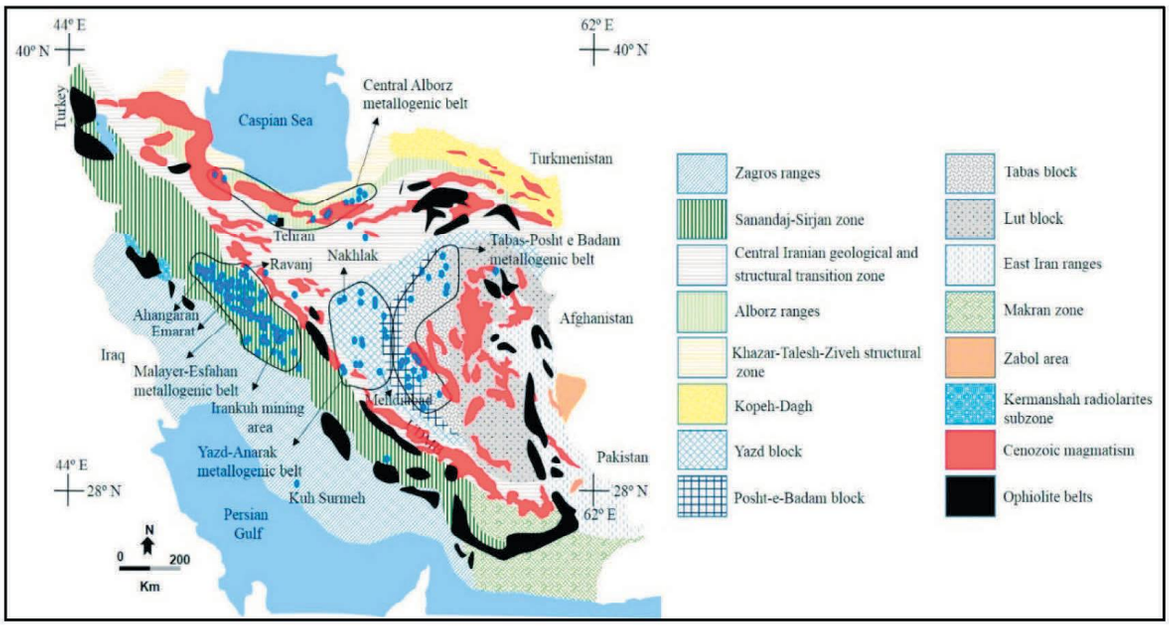
واژه‌های کلیدی: دولومیت‌زایی، راونج، سین‌ژنتیک-اپی‌ژنتیک، شیمی کانی.

مقدمه

کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته با بیش از ۲۸۵ ذخیره معدنی در سراسر ایران گسترش دارند (Rajabi et al., 2012). شکل ۱ پراکندگی کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته را نشان داده که کانسار سرب و روی مهدی‌آباد با بیش از ۲۱ میلیون تن ذخیره، به عنوان بزرگترین کانسار MVT جهان در رده جهانی (Leach et al., 2005)، مهمترین کانسار سرب و روی با میزبان کربناته است (Rajabi et al., 2012). در مورد ژنز کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته توافق بین زمین‌شناسان وجود ندارد و در سال‌های اخیر برخی از کانسارهای سرب و روی از نوع

* نویسنده مرتبط: majid4225@yahoo.com

سدکس (برای مثال Momenzadeh، 1976) و یا از نوع MVT معرفی شده است (Ghazban et al. 1994؛ Ehya et al. 2010). کانسار سرب-نقره (روی-مس-باریت) راونج با ذخیره بالغ بر چهار میلیون تن، در ۳۰ کیلومتری شمال‌شرقی دلیجان و در کمربند ماگمایی ارومیه دختر، نزدیک به کمربند سنندج-سیرجان و در کمربند کانه‌زایی ملایر-اصفهان واقع شده است (شکل ۱). کانی‌سازی در هفت بخش مختلف رخ داده (شکل ۲) و از کانی‌های فلزی سولفیدی و کانی‌های کربناته (کلسیت و دولومیت)، کوارتز و باریت با فراوانی متغیر در بخش‌های مختلف کانسار تشکیل شده است (عیسی‌آبادی، ۱۳۹۳). با توجه به اهمیت کانی‌سازی نقره در راونج، مطالعاتی بر روی رخساره‌های رسوبی، کانی‌شناسی و ژنز کانه‌زایی انجام شده، که از مهمترین آنها، می‌توان به مطالعات مدبری (۱۳۷۴)، علی‌آبادی (۱۳۷۹)، عیسی‌آبادی (۱۳۹۳) و Nejadhadad et al., (2016) اشاره کرد. مدبری (۱۳۷۴) مدل تشکیل نوع سدکس را برای کانسار راونج ارائه کرده و منشأ فلزات را آتشفشان‌های دوردست و یا از هوازدگی قاره‌ای دانسته که در اثر واکنش با گوگرد احیایی در رخساره‌های کربناته محیط‌های جزرومدی تشکیل شده و فرایندهای رسوبی-دیاژنتیکی را عامل اصلی کانه‌زایی دانسته است، در حالی که علی‌آبادی (۱۳۷۹) و Nejadhadad et al., (2016) مدل کانسارهای MVT را برای کانی‌سازی راونج به‌صورت اپی‌ژنتیک بیان می‌کنند که از تحرک سیالات فسیلی و جوی و حمل دوباره فلزات از رسوبات کم‌عیار و نهشته‌شدن دوباره در رسوبات کربناته تشکیل شده است. عیسی‌آبادی (۱۳۹۳)، کانی‌سازی در راونج را از نوع دیپلوژنتیک معرفی کرده و آن را در رده کانسارهای سرب و نقره تیپ ایرلندی قرار داده است. شیمی کانی‌های سولفیدی و کربناته برای تعیین ژنز کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته از اهمیت بالایی برخوردار بوده و با توجه به اینکه شیمی کانی‌های سولفیدی و کربناته و کانی‌سازی نقره در کانسار راونج مورد مطالعه قرار نگرفته، در این پژوهش، ابتدا کانی‌سازی و دگرسانی در کانسار راونج را شرح داده و در ادامه با استفاده از نتایج شیمی کانی‌ها، نقش دولومیتی‌شدن در کانسار راونج مورد بررسی قرار گرفته و در انتها با استفاده از تلفیق نتایج این پژوهش با نتایج سیالات درگیر و کانی‌شناسی (Nejadhadad et al., 2016) و مطالعات رخساره کانی‌سازی، ژئوشیمی و کانی‌سازی (مدبری، ۱۳۷۴ و عیسی‌آبادی، ۱۳۹۳)، در مورد ژنز کانی‌سازی بحث شده است.



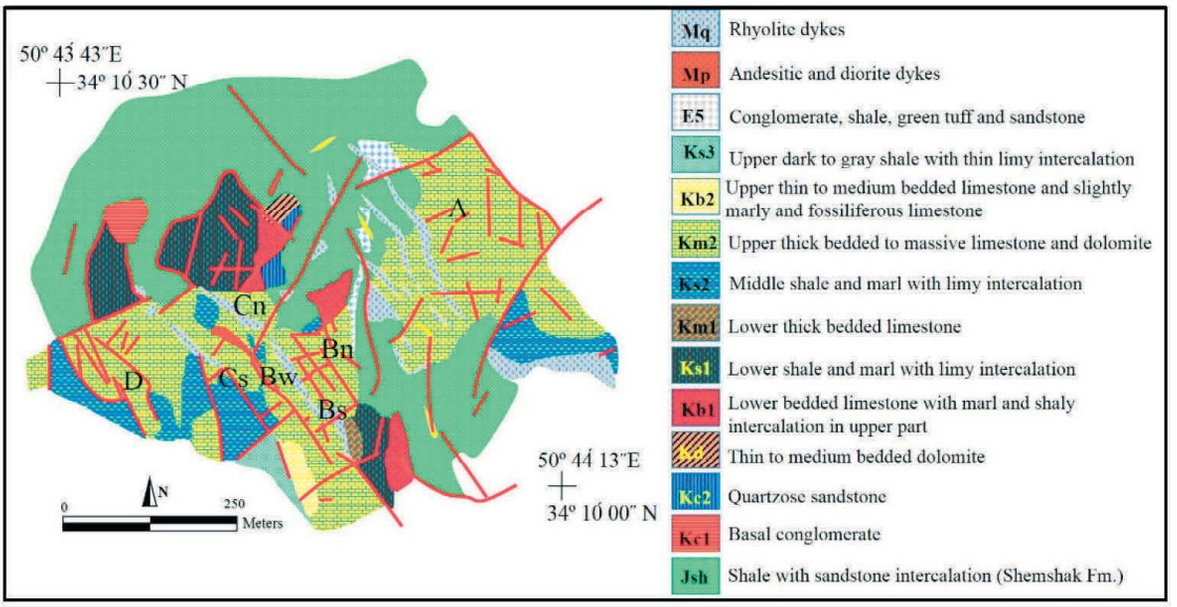
شکل ۱. پراکندگی کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته را نشان داده است (بر اساس Rajabi et al., 2012 با تغییرات). کمربندهای ساختاری ایران بر اساس آقانباتی ۱۳۸۵ و کمربندهای افیولیتی ایران بر اساس Ghazi et al., (2004) با تغییرات جزئی است. کانسار راونج در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و در کمربندکانه‌زایی ملایر-اصفهان واقع شده است

زمین‌شناسی منطقه معدنی راونج

چینه‌شناسی منطقه معدنی راونج به‌طور عمده متشکل از سنگ‌های رسوبی کربناته-شیلی-مارنی کرتاسه است که بر روی واحدهای شیلی دگرگون شده‌ی ژوراسیک قرار گرفته و توسط واحدهای رسوبی ائوسن پوشیده شده است (مدبری، ۱۳۷۴). واحدهای آذرین میوسن به‌صورت دایک‌هایی با ترکیب اسیدی تا حدواسط در منطقه رخنمون دارند (شکل ۲). واحدهای شیلی ژوراسیک (Jsh)، قدیمی‌ترین واحد چینه‌شناسی در منطقه را تشکیل داده که حاوی میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی غنی از کوارتز و مقادیری سیلتستون است. واحدهای کرتاسه زیرین با کنگلومرای قاعده‌ای (Kc1) و سپس ماسه‌سنگ کوارتزی (Kc2) و دولومیت‌های نازک لایه تا متوسط لایه (Kd) شروع می‌شود. گذر کنگلومرا به ماسه‌سنگ و سپس به دولومیت به صورت تدریجی مشاهده می‌شود. بر روی واحد ماسه‌سنگی، واحد دولومیتی تشکیل شده که از پایین به بالا از مقدار ماسه کاسته و بر مقدار دولومیت افزوده شده است. واحد دولومیتی با یک مرز ناگهانی به واحدهای نازک لایه آهکی با میان‌لایه‌های مارن و شیل (Kb1) در بخش‌های بالایی خود تبدیل می‌شود. فسیل‌های رودیست و اربیتولینا در این واحد آهکی مشاهده شده است. برروی واحد آهکی زیرین، چینه‌شناسی غالب شیل با میان‌لایه‌های مارنی و آهکی (Ks1) قرار می‌گیرد. آهک‌های زیرین ضخیم لایه غنی از فسیل اربیتولینا (Km1) با ضخامت متوسط ۴۰ متر بر روی لایه‌های شیلی زیرین و در بخشی از بخش‌ها مستقیم بر روی واحد Kb1 قرار می‌گیرد (شکل ۳-الف). بر روی واحد آهکی ضخیم لایه، واحدهای شیلی میانی (Ks2) و آهکی توده‌ای ضخیم لایه بالایی (Km2) تشکیل شده که این دو واحد به‌عنوان میزبان اصلی کانه‌زایی در کانسار راونج شناخته می‌شوند (شکل ۳-ب). دولومیتی‌شدن و کارستی شدن در واحدهای کربناته مشاهده شده که نقش مهمی در کانی‌سازی سولفیدی در کانسار راونج دارند (شکل ۳-ج، د). چینه‌شناسی ستون بالایی کرتاسه متشکل از واحد آهکی نازک لایه پرفسیل (Kb2) و شیل‌های سیاه تا خاکستری بالایی (Ks3) همراه با میان‌لایه‌های آهکی است. واحدهای ائوسن با تماس گسلی در کنار واحدهای کرتاسه قرار می‌گیرد که اولین نهشته‌های ائوسن متشکل از کنگلومرای قاعده‌ای ماسه‌سنگ، واحدهای توف سبز و شیل است. واحدهای آذرین میوسن نیز به صورت دایک‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی با ترکیب اسیدی ریولیت تا حدواسط آندزیتی و دیوریتی بوده که در اطراف کمربندهای کانی‌سازی به‌خصوص در واحد آهک‌های ضخیم‌لایه کانی‌سازی شده (Km2) رخنمون دارند (شکل ۳-ب). دو سیستم گسل عادی شمال‌غرب-جنوب‌شرق و شمال‌شرق-جنوب‌غرب بیشترین فراوانی سیستم‌های گسلی در منطقه راونج هستند که شرایط کششی را ایجاد کرده‌اند و ماده‌معدنی در فضای ایجاد شده از کشش تشکیل شده است (شکل ۳-ه). سیستم گسلی عادی شمال‌شرق-جنوب‌غرب با شیب کم و بیش ۶۰ درجه به سمت جنوب‌شرق نقش مهمتری در کانی‌سازی ایفا کرده و کم و بیش در پیت‌های معدنی، این گسل مشاهده شده است (شکل ۳-و). گسل‌های راندگی، گسل‌های کم و بیش قائم با جابجایی راستگرد و گسل‌های شرقی-غربی موجب جابجایی ماده معدنی در منطقه معدنی راونج شده و نقشی در کانه‌زایی ندارند.

روش مطالعه

به‌منظور مطالعات مینرالوگرافی، شیمی و دگرسانی کانه‌ها، تعداد ۳۸ مقطع صیقلی و نازک‌صیقلی از نمونه‌های برداشت شده تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان زایس مدل Axioplan2 در دانشگاه خوارزمی و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور تفکیک دولومیت از کلسیت، تعداد ۱۰ مقطع نازک تهیه و توسط محلول آلیزارین قرمز و پتاسیم فروسیانید با اسید (۱/۵ درصد) و نسبت سه به دو ترکیب شده و در بوته‌های مخصوص رنگ‌آمیزی شد. مطالعات تکمیلی‌تر به‌روش EPMA در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به وسیله دستگاه الکترون مایکروپروب مدل CAMECA SX 100 با شرایط ۲۰ کیلوولت و ۲۰ نانو آمپر و با قطر اشعه یک تا پنج میکرون انجام شد. همچنین تعداد ۱۰ نمونه از فازهای کانه‌زایی و کمربندهای دگرسان به‌منظور مطالعات تکمیلی کانی‌شناسی و شناسایی پهنه‌های دولومیتی‌شدن مورد مطالعه پراش سنجی اشعه ایکس (XRD) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران قرار گرفت.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی راونج همراه با موقعیت هفت کمربند کانی‌سازی شده را نشان می‌دهد (بر اساس مدبری، ۱۳۷۴ با تغییرات جزئی)

کانه‌زایی، ساخت و بافت و دگرسانی

کانه‌زایی در راونج بیشتر در سنگ میزبان آهک توده‌ای (Km2) و به مقدار کمتر در واحد شیلی (Ks2) و آهک نازک لایه (Km1) به‌صورت سین‌ژنتیک تا اپی‌ژنتیک در هفت بلوک مجزا با نام‌های A، nB، Bs، Cn، Cs، Cw و D تشکیل شده است (شکل ۲). کانه‌زایی اغلب با دولومیتی‌شدن و وجود اکسید و هیدرواکسیدهای آهن-منگنز در دولومیت (آنکریتی‌شدن دولومیت) (شکل ۳-ز) و همچنین برشی‌شدن در امتداد گسل‌های عادی سنگ‌آهک همراه شده است (شکل ۳-ح). بافت‌های توده‌ای، لامینه، کلوفرم، پرکننده فضای خالی، برشی‌شدن، کارستی‌شدن و رگه-رگچه‌های هیدروترمال پایانی از مهمترین سیماهای کانه‌زایی در راونج هستند. رگه‌های هیدروترمال بعدی که همراه با دولومیتی‌شدن بوده نیز بستر مناسبی برای کانی‌سازی در راونج محسوب می‌شود (شکل ۳-ط). کمربندی در راونج مشاهده می‌شود، به‌طوری که در بخش‌های جنوبی کانی‌سازی اسفالریت و پیریت مشاهده شده و به سمت مناطق شمالی مقدار سرب و به‌خودی خود باریت افزایش نشان می‌دهد. در بیشتر مواقع کانسنگ سرب و باریت با یکدیگر مشاهده می‌شود (شکل ۳-ی). کانه‌زایی در راونج متشکل از کانی‌های سولفیدی پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، تتراهدریت و تنانتیت و کانی‌های کربناته کلسیت و دولومیت همراه با آنکریت، باریت، کوارتز و کانی‌های ثانویه حاصل از فرایند سوپرژن است. دو افق کانسنگی در راونج تشخیص داده شده که شامل افق اصلی در واحد کربناته آهک توده‌ای (Km2) است که به صورت ساخت و بافت‌های توده‌ای، برشی و جانشینی، پرکننده فضای خالی و رگه و رگچه‌ای بوده و دارای بخش عمده کانی‌سازی است. ورود سیالات گرمابی مرتبط با کانه‌زایی باعث گسترش دگرسانی سیلیسی‌شدن و کربناتی‌شدن در این افق شده است. افق دوم کانسنگی در واحد شیلی (Ks2) و آهک نازک لایه (Km1) با گسترش کمتری رخ داده و به رخساره کانسنگ سولفید لایه‌ای موسوم بوده و حاوی کانه‌زایی گالن و پیریت با مقادیر کمتر اسفالریت به صورت لایه‌ای، کلوفرم و پراکنده است.

ساخت و بافت برشی که در اطراف گسل‌های کنترل کننده کانه‌زایی دارای شدت بیشتری هستند، به عنوان یکی از مهمترین بافت و ساخت‌های کانه‌زایی در افق کانسنگی اول محسوب می‌شود (شکل ۳-ح). در ساخت برشی قطعات کلسیت و دولومیت‌های درشت‌بلور تا متوسط بلور

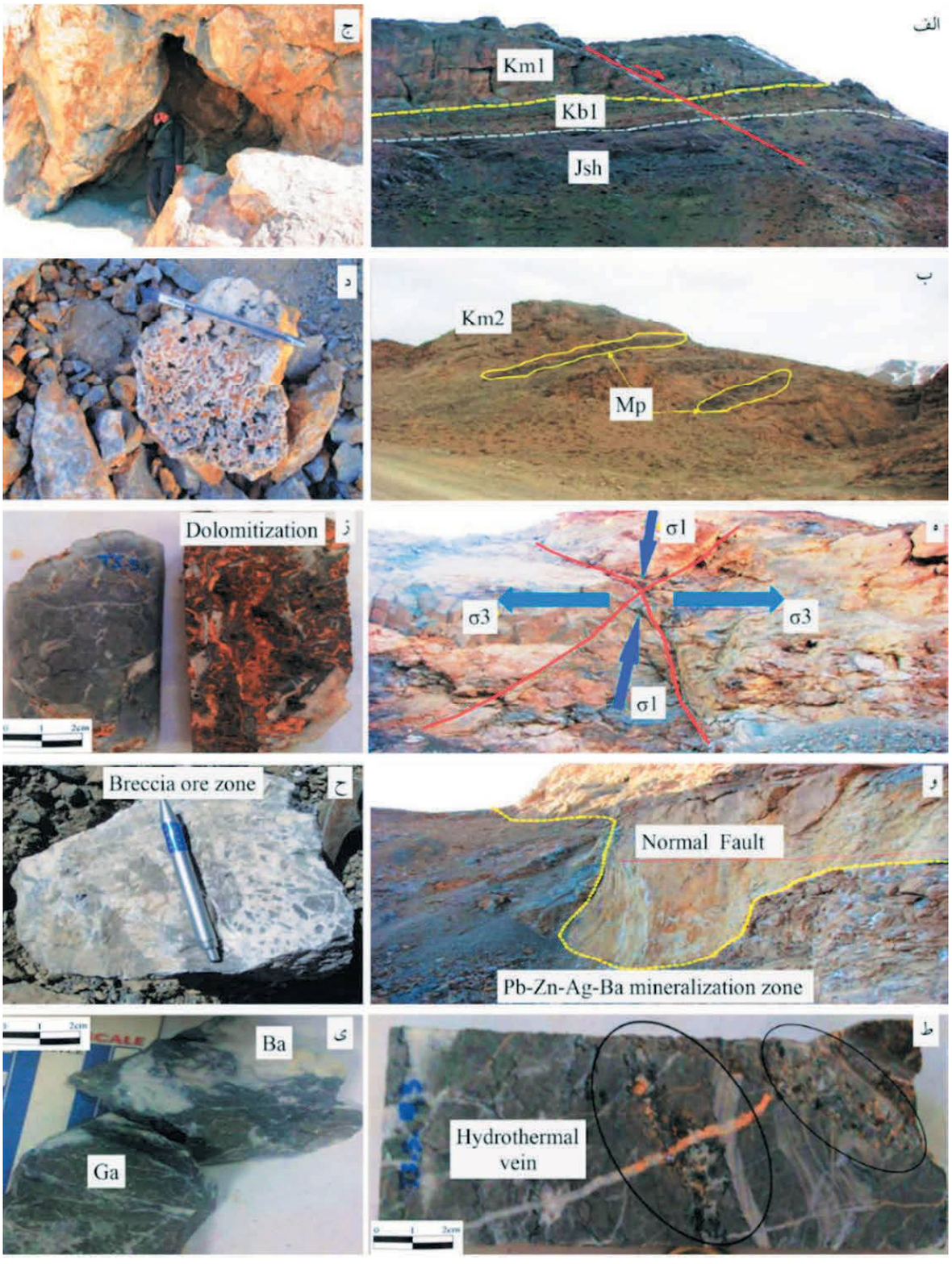
به صورت زاویه‌دار تا نیمه‌گرد شـــده در زمینه دیده شده که ســـولفیدهای فلزی (گالن، اســـفالریت و پیریت) به صورت جانشینی در قطعات آهکی تا توده‌ای و پراکنده در زمینه برش و مرز قطعات برشی تشکیل شده‌اند. در ساخت برش، پدیده جانشـــینی معمول بوده و به عنوان ساخت و بافت برشی و جانشینی در راونج اهمیت زیادی دارد. دومین ساخت و بافت مهم در کانسار راونج، ساخت و بافت توده‌ای بوده که بیشتر متشکل از کانی‌سازی توده‌ای باریت همراه با گالن در بخش بالایی افق کانســـنگی اول و در بالای ساخت و بافت برشی جانشـــینی مشاهده شده و اغلب با یکدیگر هستند و در این پژوهش به عنوان کانسنگ توده‌ای-برشی شناخته شده است (شکل ۳-ی). سولفیدهای این بخش درشت‌بلور بوده که به دلیل جانشـــین شدن کانی‌های سولفیدی به‌جای کانی‌های سولفیدی تشکیل شـــده در مراحل قبل است که به فرآیند پالایش زونی معروف بوده و در بســـیاری از کانسارهای سرب و روی سدکس و ایرلندی گزارش شده است (Goodfellow and Lydon، 2007a).

ســـاخت و بافت لامینه-پراکنده بیشتر در افق کانسنگی دوم مشاهده شده و به صورت ســـولفیدهای دانه پراکنده، لامینه و کلوفرم در متن سنگ‌آهک نازک لایه و شیلی تشکیل شده است. بخش لامینه از پیریت‌های فرامبوئیدال همراه با همرشدی‌های گالن و اســـفالریت تشکیل شده و نیز حاوی مواد آلی در خود هســـتند که شـــاید به عنوان کنترل‌کننده کانه‌زایی ســـولفیدی هستند و ارتباط مســـتقیمی با آنها و همچنین گســـل‌های عای همزمان با رســـوب‌گذاری دارند. پیریت‌های فرامبوئیدال در طی مرحله پاراژنزی به پیریت‌های نیمه‌شـــکل‌دار و سپس پیریت‌های شکل‌دار تبدیل می‌شوند و به‌طور کلی، ســـولفیدهای این مرحله توسط سولفیدهای مراحل بعدی جانشـــین می‌شوند. رگه-رگچه‌های کلسیتی-دولومیتی حاوی سولفید به عنوان آخرین ساخت و بافت‌های کانه‌زایی در افق کانسنگی دوم قابل مشاهده هستند. این رگه و رگچه‌ها در اثر انحلال و کارستی‌شـــدن کربنات‌ها تشکیل شـــده و دارای ضخامتی از چند میلی متر تا چند سانتی متر هستند (شکل ۳-ط). کانی‌شناسی سولفیدی بیشتر متشکل از گالن و پیریت اســـت که باریت نیز آنها را همراهی می‌کند. این رگه-رگچه‌ها بخش‌های برشـــی و توده‌ای افق کانسنگ اول را قطع می‌کند و به عنوان مرحله بعد از کانه‌زایی اصلی شناخته می‌شوند.

سیلیسی‌شدن و کربناتی‌شـــدن، دگرسانی‌های شاخص در ارتبـــاط بـــا کانی‌زایی راونج هســـتند. سیلیسی‌شـــدن به‌صورت بلورهای کوارتز ریز بلور تا متوســـط بلور مشـــاهده می‌شود. دگرســـانی کربناتی‌شدن متشکل از کلسیتی‌شدن و دولومیتی‌شـــدن بوده، به‌طوری‌که کلسیتی‌شدن از مرحله آغازین کانه‌زایی به‌صورت بلورهای میکرایتی تا میکرواسپارایتی به شکل جانشینی در فسیل‌های سنگ‌آهک نازک لایه و به صورت پرکننده حفرات تشـــکیل شده است. کلسیتی‌شدن در فاز اصلی کانه‌زایی بیشـــترین گســـترش را داشته که به صورت بلورهای اسپارایتی درشت‌بلور قابل مشاهده هستند. کلسیتی‌شـــدن در رگه-رگچه‌هـــای پـــس از کانه‌زایی نیز به صورت بلورهای ریزبلور تا متوســـط بلور مشاهده شده است. دولومیتی‌شدن نیز در تمامی مراحل کانه‌زایی مشاهده شده و دولومیت‌های نســـل اول به صورت ریزبلور در مرحله دیاژنز تشکیل شـــده و دولومیت‌های گرمابی نیز به دو نسل، یکی همراه با ســـاخت برشی-جانشـــینی و دیگری همراه با رگه-رگچه‌های بعد از کانه‌زایی تشکیل شده است.

کانی‌شناسی و توالی پاراژنزی

گالن: گالن مهمترین و فراوانترین کانی ســـولفیدی در راونج بوده و دارای چند نسل است. گالن نسل اول (Gn I) به‌صـــورت بلورهای پراکنده، نیمه‌شـــکل‌دار تا بی‌شـــکل و ابعاد ۰/۰۵ تا ۰/۵ میلی متر (شـــکل ۴-الف) همراه با پیریت فرامبوئیـــدال (Py I) و پراکنـــده (Py II) در زمینـــه آهک میکرایتی تا میکرواســـپارایتی (Cal I) و بلورهای دولومیت ریزبلور دیاژنزی (Dd) تشکیل شده است. گالن‌های نسل اول حاوی ادخال‌هایی از اسفالریت (Sp I) و کالکوپیریت (Ccp I) و فاقد ادخال‌هایی از کانی‌های سولفوسالتی گروه فهلور است. گالن نسل دوم (GnI) به‌صورت بلورهای درشت تا ابعادی یک سانتی متر بوده و خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند که از مشخصات آن‌هـــا وجود ادخال‌هـــای فراوان اســـفالریت، کالکوپیریت، پیریت و کانی‌های سولفوســـالتی هستند (شکل ۴-ب، ج).



شـــکل ۳. الف) آهک ضخیم لایه زیرین (Km1) بر روی آهک شیلی (Kb1) و واحدهای شیلی ژوراسیک (Jsh)، ب) نفوذ دایک‌های حدواسط در واحد آهکی توده‌ای ضخیم لایه میزبان کانی‌ســـازی (Km2)، ج، د) کارستی‌شـــدن در واحد آهکی و کانه‌زایی ســـولفیدی در ارتباط با آن، ه) ساختارهای کششی در منطقه که موجب کانی‌سازی شده است، و) گسل نرمال که در امتداد کمربند کانی‌سازی مشاهده شده و در ارتباط با کانه‌زایی است و آیینه گسل به‌خوبی مشاهده می‌شود، ز، ح) کانه‌زایی در ارتباط با دولومیتی‌شدن و برشی‌شدن را نشان داده است، ط) رگه‌های هیدروترمال کانی‌سازی شده همراه با دولومیت هیدروترمال، ی) کانی‌سازی باریت (Ba) و گالن (Ga) در منطقه راونج

نسل سوم گالن (Gn III) به‌صورت پرکننده فضای خالی و فاقد ادخال تشکیل شده است.

اسفالریت: در کانسار راونج فراوانی اسفالریت کمتر از گالن بوده و در نمونه‌های دستی اسفالریت به سختی مشاهده می‌شود. اسفالریت (Sp I) به صورت همرشدی و ادخال با گالن نسل اول (Gn I) و همرشدی و ادخال (Sp II) در گالن نسل دوم (Gn II) مشاهده شده است (شکل ۴-د). فراوانی اسفالریت نسل دوم بیشتر بوده و اغلب همراه با کالکوپیریت و کانی‌های گروه فهلور مشاهده می‌شوند (شکل ۴-ب، ج). حضور ادخال اسفالریت در گالن و همچنین تشکیل گالن در حاشیه‌های اسفالریت نشان می‌دهد که گالن و اسفالریت به صورت همزمان تشکیل شده‌اند. همچنین ادخال‌های کالکوپیریت (Ccp II) در اسفالریت (Sp II) نیز نشان از همزمانی و همرشدی این دو کانه دارد.

پیریت: پیریت به عنوان فراوانترین کانی سولفیدی آهن در راونج بوده و در چهار نسل قابل تشخیص است. نخست پیریت‌های فرامبوئیدال (Py I) بوده که در بخش‌های زیرین در واحد کم عیار شیلی (Ks2) و آهک نازک لایه (Km1) به صورت پراکنده تشکیل شده است. پیریت‌های فرامبوئیدال دارای ابعاد ۱۰ تا ۳۰ میکرونی هستند و توسط پیریت‌های نسل دوم (Py II) در برگرفته می‌شوند (شکل ۴-ه). پیریت‌های فرامبوئیدال به‌صورت پرکننده فضای خالی بین بلورهای کلسیت و در مواردی پرکننده میکروفسیل‌های واحد آهک نازک لایه تشکیل شده که نشان‌دهنده رسوبی بودن و تشکیل در دماهای کم (Reed and Wallace، 2001) و نقش باکتری‌های بیوژنیک در تشکیل آن است (Love، 1962؛ Mavrogenes et al.، 1992). پیریت‌های نسل دوم از به‌هم‌پیوستن پیریت‌های نسل اول تشکیل شده و دارای ابعادی بین ۰/۰۵ تا ۰/۲۵ میلی متر هستند و با گالن (Gn I) همراه شده و به صورت لامینه مشاهده می‌شوند (شکل ۴-و). فراوانترین پیریت (Py III) همراه با گالن (Gn II) مشاهده شده و دارای ابعاد بزرگتری هستند. ادخال‌هایی از پیریت در گالن و همچنین ادخال‌های گالن در پیریت مشاهده شده که همزمانی تشکیل این کانی‌ها را می‌رساند. آخرین نسل از بلورهای پیریت (Py IV) به‌صورت بلورهای پراکنده در ساخت و بافت‌های رگه-رگچه‌ای همراه با بلورهای گالن نسل سوم (Gn III) تشکیل شده است (شکل ۴-ز).

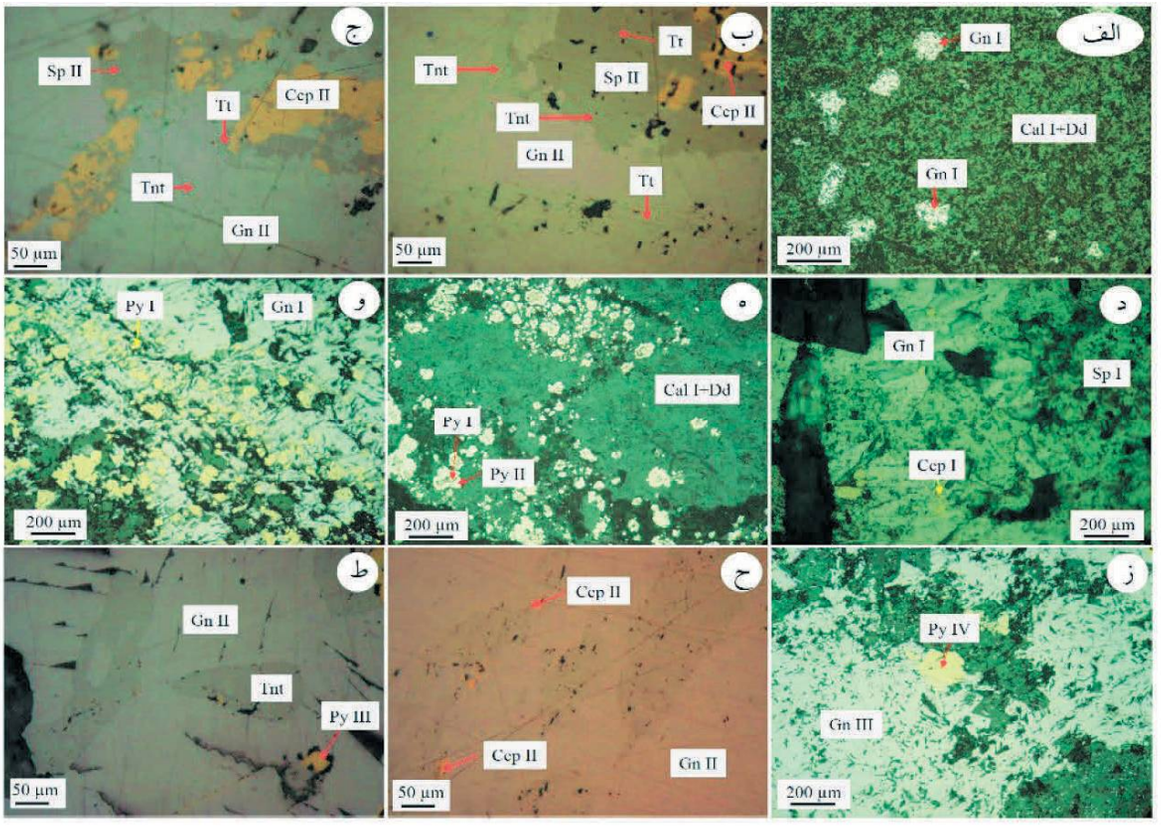
کالکوپیریت: کالکوپیریت دارای فراوانی کم بوده و اغلب به صورت ادخال در گالن و اسفالریت نسل اول و دوم مشاهده شده است (شکل ۴-ب، ج). حضور ادخال‌های گالن و اسفالریت در کالکوپیریت، نشان‌دهنده تشکیل همزمان این کانی‌های سولفیدی است. کالکوپیریت در اثر دگرسانی سوپرژن به کوولیت و مالاکیت تبدیل شده است. ادخال‌هایی از کانی‌های سولفوسالتی در کالکوپیریت ادخال در گالن مشاهده شده است.

کانی‌های گروه فهلور: در راونج، کانی‌های گروه فهلور به صورت ادخال در گالن و اسفالریت نسل دوم با فراوانی زیاد مشاهده شده است (شکل ۴-ح، ط). در برخی از موارد کانی‌های گروه فهلور به دور اسفالریت تشکیل شده است. ادخال‌هایی از کالکوپیریت در کانی‌های گروه فهلور مشاهده شده است. در بخش شیمی‌کانه‌ها، ترکیب کانی‌های گروه فهلور مورد بررسی قرار می‌گیرد.

کلسیت: کلسیت به شکل میکرایتی تا میکرواسپارایتی (Cal I) در مراحل اولیه کانی‌سازی (شکل ۵-الف) تا کلسیت به عنوان سیمان برشی و درشت‌بلورهای (Cal II) همراه با دولومیت هیدروترمال (Dh I) و کانی‌سازی گالن و باریت (شکل ۵ب) و در نهایت درشت‌بلورهای (Cal III) همراه با باریت، گالن و دولومیت در رگه-رگچه‌های مراحل پایانی کانی‌سازی مشاهده شده است (شکل ۵-ج).

دولومیت: دست کم سه نسل دولومیت در راونج تشخیص داده شده است. دولومیت‌های نسل اول از لحاظ اندازه، ریزبلور و دانه شکری بوده و جانشین سنگ میزبان میکرایتی تا میکرواسپارایتی شده است. همراهی این دولومیت‌ها با کلسیت سنگ میزبان در مراحل ابتدایی کانه‌زایی شکل گرفته و شاید منشأ دیاژنزی داشته و به‌همین منظور به دولومیت‌های دیاژنزی (Dd) مرسوم هستند (شکل ۵-د). بخش عمده دولومیت، از نوع دولومیت‌های گرمابی هستند که در مراحل بعدی کانه‌زایی شکل گرفته‌اند و در دو نسل قابل تشخیص هستند. نخست بلورهای دولومیت گرمابی نسل اول (Dh I) که با ابعاد درشت تا متوسط بلور دیده می‌شوند و همراه با بخش برشی جانشینی و به

مقدار کمتر همراه با باریت و گالن توده‌ای دیده می‌شوند (شکل ۵-ه، و). این دولومیت‌ها به دلیل آزاد شـــدن آهن از سیالات گرمابی و یا اکسیداسیون به رنگ قهوه‌ای دیده شده و آنکریتی شده‌اند. رگه-رگچه‌های دولومیت-کلسیت متوسط تا درشت‌بلور که فاز نهایی کانی‌سازی را تشـــکیل می‌دهند و همراه با ماده معدنی نیز هستند، به عنوان نسل دوم دولومیت هیدروترمالی شناخته می‌شوند (Dh II). این دولومیت‌های هیدروترمالی نیز غنی از آهن و منگنز هستند و آنکریتی شده‌اند (شکل ۵-ج).

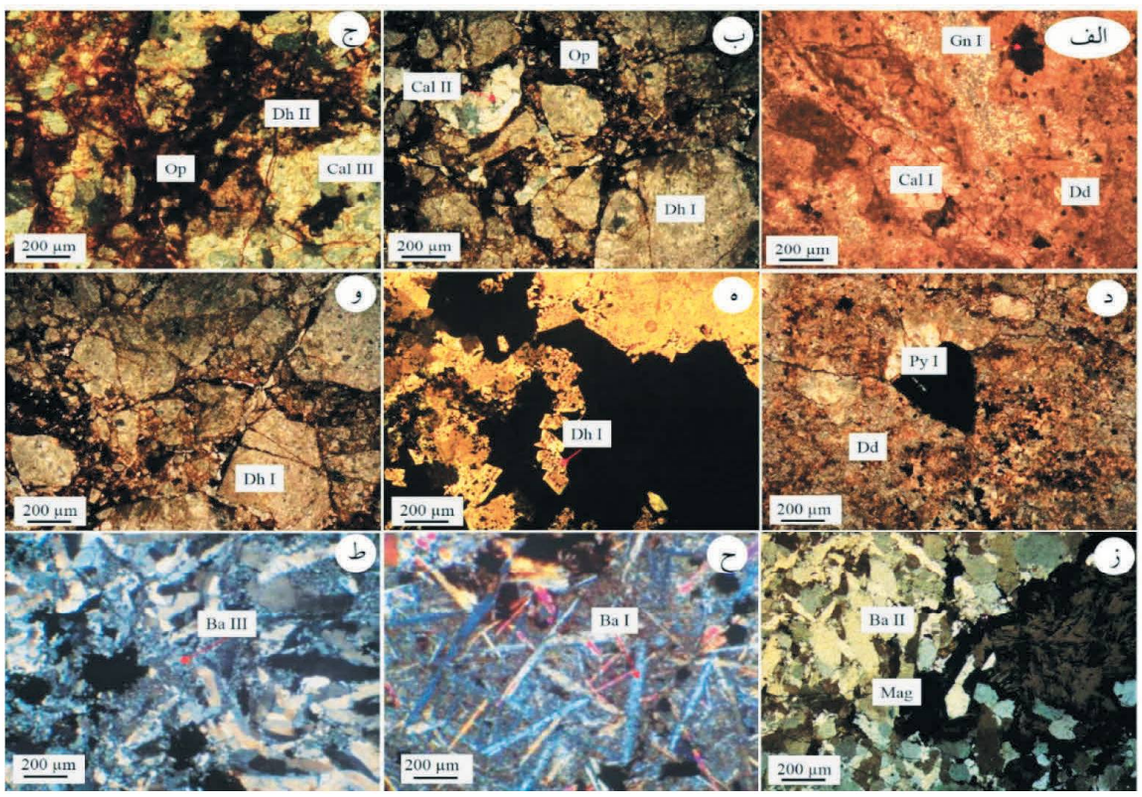


شـــکل ۴. الف) گالن نسل اول (Gn I) به‌صورت پراکنده، ب، ج) ادخال‌های کالکوپیریت (Ccp II)، اسفالریت (Sp II) و کانی‌های گروه فهلور در گالن (Gn II) و همچنین ادخال تتراهدریت-تنانتیت در اسفالریت نسل دوم (Sp II)، د) همراهی اسفالریت، گالن و کالکوپیریت نسل اول، ه) پیریت‌های فرامبوئیدال نســـل اول (Py I) که توســـط پیریت‌های نســـل دوم (Py II) جانشین شده اســـت، و) لامیناسیون تشکیل شده با کانی‌سازی پیریت و گالن در مرحله اول کانی‌سازی، ز) پیریت نسل چهارم (Py IV) همراه با گالن نسل سوم در مرحله پایانی کانی‌سازی، ح، ط) ادخال‌های کانی‌های گروه فهلور در گالن نسل دوم (Gn II). نشانه‌های اختصاری کانی‌ها بر اساس Whitney and Evans (2010)

باریت: باریت در راونج بیشـــتر همراه با کانی‌سازی گالن است. بخش عمده باریت به صورت بلورهای منشوری و تیغه‌ای همراه (Ba II) با کانی‌سازی بافت توده‌ای باریت-گالن تشکیل شـــده است (شـــکل ۵-ز). همچنین باریت نسل اول (Ba I) همراه با آغاز دیاژنز و کانی سازی گالن به صورت بلورهای طویل و منشوری تشکیل شده که پیریت‌های فرامبوئیدال و گالن در فضاهای بین منشورهای باریت تشکیل شده‌اند (شکل ۵-ح). باریت‌های تیغه‌ای همراه با باریت‌های ریزبلور در رگه-رگچه‌های پایانی (Ba III) قابل تشخیص است (شکل ۵-ط).

با توجه به نســـل‌های مختلف کانی‌های فلزی و باطله، می‌توان رخدادهای کانه‌زایی در کانسار راونج را به دو مرحله اصلی ســـین‌ژنتیک-دیاژنتیک و اپی‌ژنتیک تقســـیم کرد که مرحله اپی‌ژنتیک دارای دو زیرمرحله با توجه به نســـل‌های مختلف کانی‌ها و ســـاخت و بافت‌های تشخیص داده شده اســـت (شـــکل ۶). کانی‌های نســـل اول به صورت ریزبلور بـــوده و در مرحله ســـین‌ژنتیک-دیاژنتیک و در کانســـنگ ســـولفیدی با ســـاخت و بافت لامینه-دانه پراکنده تشکیل شـــده و کانی‌های نســـل بعدی از جانشین‌شدن کانی‌های نسل اول در مرحله اپی‌ژنتیک حاصل شده‌اند و درشت‌بلورتر هستند. شروع رسوب‌گذاری با تشکیل آهک‌های میکرایتی،

کوارتزهای ریزبلور و جلبک‌های فراوان و لامیناسیون رسوبی مشـــخص شـــده و با آغاز دیاژنز، باریت نسل اول به صورت بلورهای منشـــوری تشکیل شده اســـت. همزمان با دیاژنز، دولومیت دیاژنزی و میکرواســـپارایت نیز شـــکل گرفته و در ادامه کانی‌ســـازی پیریت فرامبوئیدال نسل اول و گالن نسل اول ریزبلـــور به صورت پراکنده و لامیناســـیون‌های پیریت-گالن تشکیل شـــده‌اند. فعالیت‌های بیوژنیکی و وجود مواد آلی باعث تشکیل ســـولفیدهای ریزدانه در این مرحله شده است. در ادامه دیاژنز و در مراحل نهایی مرحله سین‌ژنتیک-دیاژنتیک، پیریت‌های فرامبوئیدال (Py I) متبلور شده و از حالت گویچه‌ای به صورت بلوری و شکل‌دار تجمعی با ابعاد بین ۰/۰۵ تا ۰/۲۵ میلیمتر (Py II) تبدیل می‌شـــوند و اندازه آنها درشت‌تر می‌شود و گالن و اسفالریت نسل اول را همراهی می‌کنند. مرحله دوم کانی‌سازی، مرحله اپی‌ژنتیک بوده که به ترتیب باتوجه به ســـاخت و بافت‌های کانسنگ به دو زیر مرحله ساخت و بافت برشی-توده‌ای و رگه-رگچه‌های پایانی قابل تقسیم اســـت. این مرحله با برشی‌شدن سنگ میزبان در اثر ســـیالات هیدروترمالی، کلسیت‌های نسل دوم همراه با دولومیت‌های رومبوئدری هیدروترمالی نسل اول به عنوان قطعات برشـــی و سیمان برشی تشـــکیل شده و کانی‌سازی پیریت-گالن-اسفالریت-کالکوپیریت-کانی‌های گروه فهلور در آن تشـــکیل شده است. در ادامه سیستم کانی‌سازی شده از اســـفالریت، کالکوپیریت و کانی‌های گروه فهلور فقیر شده و باریت و گالن افزایش نشـــان می‌دهد. آخرین فاز کانی‌سازی نیز رگه-رگچه‌های کلسیت-دولومیت هستند که کانی‌سازی مراحل قبلی را قطع کرده و حاوی مواد معدنی گالن و باریت نیز هســـتند. فرایندهای ســـوپرژن ثانویه نیز در اثر اکسایش کانسنگ سولفیدی اولیه رخ داده و کانی‌های سوپرژن را در بخش‌های سطحی کانسار ایجاد کرده است.

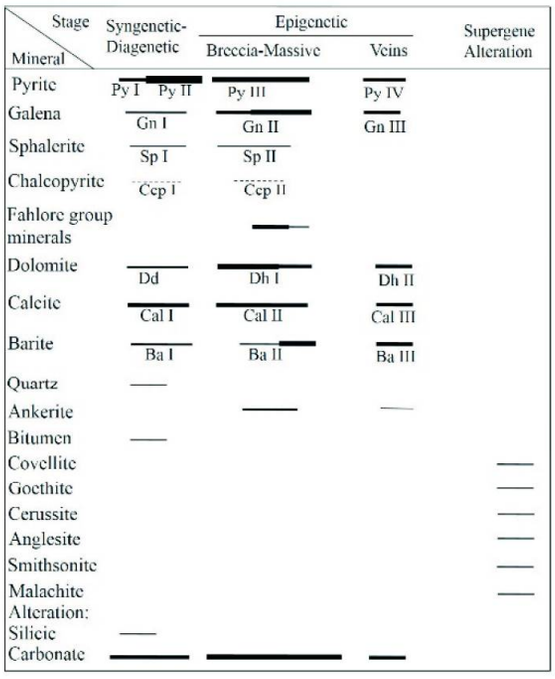


شکل ۵. الف) کلسیت‌های میکرایتی تا میکرواسپارایتی نسل اول (Cal I) همراه با دولومیت دیاژنزی (Dd)، ب) کلسیت‌های درشت‌بلور نسل دوم (Cal II) همراه با دولومیت هیدروترمال نسل اول (Dh I) در کانسنگ برشی، ج) کلسیت نسل سوم (Dh II) و دولومیت‌های هیدروترمالی نسل دوم (Dh II) در رگه و رگچه‌های پایانی، د) دولومیت‌های دیاژنزی (Dd) در مرحله اول کانه‌زایی، ه، و) دولومیت‌های هیدروترمالی نسل اول گه به صورت رومبوئدری و درشت‌بلور در کانسنگ برشی-توده‌ای تشکیل شده است، ز) باریت‌های تیغه‌ای نسل دوم (Ba II) همراه با کانی‌سازی گالن در کانسنگ توده‌ای، ح) باریت‌های سوزنی نسل اول (Ba I) در مرحله دیاژنزی، ط) باریت‌های ریزبلور همراه با باریت‌های تیغه‌ای نسل سوم (Ba III) در مرحله رگه-رگچه‌های پایانی کانی‌سازی. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها بر اساس Whitney and Evans (2010)

شیمی کانی‌ها

گالن و کانی‌های گروه فهلور: گالن طی توالی پاراژنزی در سه نسل مختلف تشکیل شـــده است (شکل ۶). گالن‌های نسل دوم حاوی ادخال‌های فراوانی از کانی‌های گروه فهلور، کالکوپیریت و اسفالریت هســـتند (شکل ۷). میزان نقره در گالن نسل اول برابر ۱۰۰ تا ۲۱۰ گرم در تن (با میانگین ۱۲۰ گرم در تن) و مقدار آن در گالن نســـل سوم برابر ۲۰۰ تا ۳۱۰ گرم در تن (با میانگین ۲۶۰ گرم در تن) است. گالن نسل اول به ترتیب دارای میانگین ۱۵۰، ۲۱۰ و ۱۰۰ گرم در تن برای عناصر مس، آهن و کادمیوم و این مقادیر برای گالن نســـل سوم به ترتیب برابر ۱۱۰، ۴۹۰ گرم در تن و کمتر از حد تشخیص است.

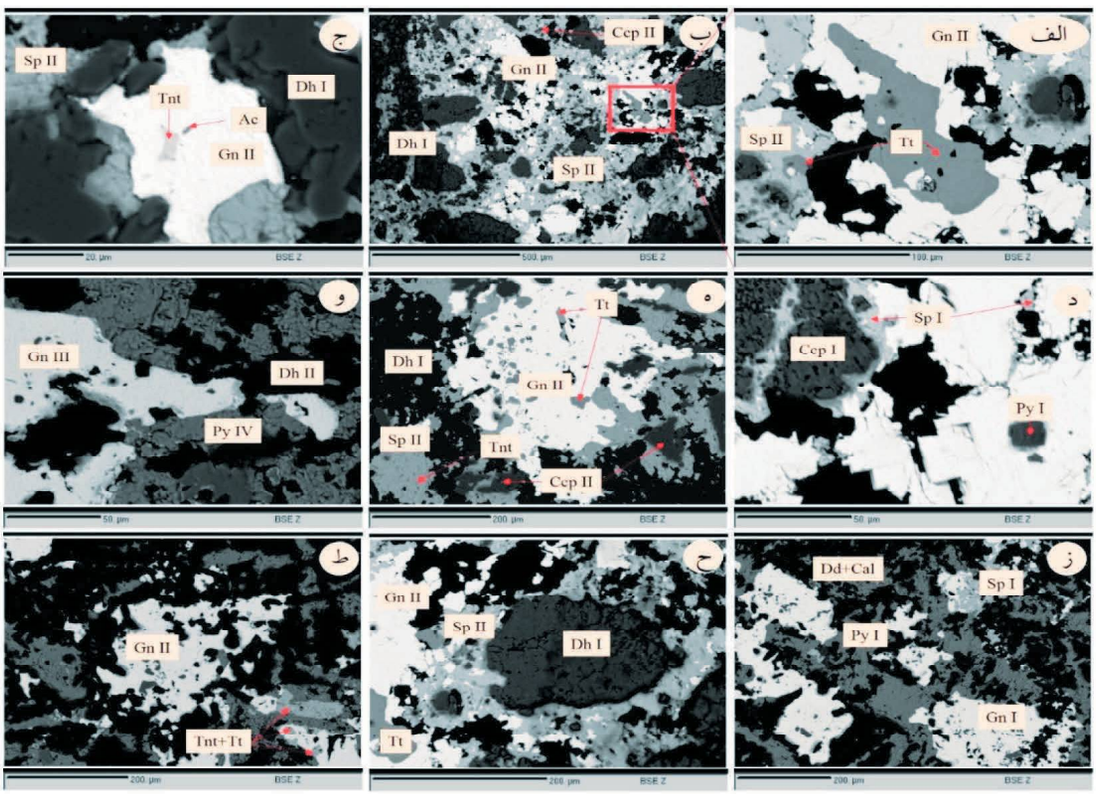
مقدار آنتیموان در گالن‌های نسل سوم (با میانگین ۱۱۰ گرم در تن) بیشـــتراز نسل اول (کمتر از حد تشخیص) بوده که احتمال دارد در گالن نسل سوم نیز ادخال‌های کانی‌های گروه فهلور وجود داشـــته باشـــد، هرچند کـــه در مطالعات میکروسکوپی مشاهده نشد. بیشترین مقدار عناصر آنتیموان، مس و آرســـنیک مربوط به گالن‌های نســـل دوم بوده که به ترتیب دارای مقادیر میانگیـــن ۵۴۵ گرم در تن، ۱۰۰ گرم در تن و ۱۲۰ گرم در تن اســـت که ادخال‌هـــای کانی‌های گروه فهلور در آنها نیز همین موضوع را تایید می‌کند. شکل ۸ الف (Pfaff et al., 2011) ترکیب شیمیایی عناصر مختلف را در گالن نشان می‌دهد که می‌توان استنباط کرد که کانی‌های گالن نسل سوم و اول نزدیک به قطب گالن و گالن نسل دوم در زیر خط سیاه که نشان دهنده جانشینی $2Pb^{2+}=Ag^{+}+(Sb, As)^{3+}$ و افزایش مقدار نقره است، قرار می‌گیرند. این نمودار همراه با همبستگی مثبت ســـرب با نقره (عیسی‌آبادی، ۱۳۹۳) و مطالعات میکروسکوپی و میکروسکوپ الکترونی روبشی در این پژوهش نشـــان‌دهنده کانی‌هـــای تتراهدریت و تنانتیت در گالن اســـت. در این نمودار ترکیب کانی‌های گروه فهلور نیز برای مقایسه آورده شـــده که همگی در قطب کانی‌های سولفوسالتی قرار می‌گیرند. نتایج جدول ۱ ترکیب یک کانی را نشـــان می‌دهد که غنی از نقره بـــوده و نزدیک به ترکیب شـــیمیایی آکانتیت است که یک فرم از کانی نقره با سیستم مونوکلینیک است که در کانســـارهای سرب و روی رسوبی با دمای پایین‌تر از ۱۷۳ درجه ســـانتی گراد معمول بوده، در حالی که در دماهای بالاتر از ۱۷۳ درجه ســـانتی گراد کانی آرژنتیـــت حاکـــم اســـت (Cook and Ciobanu, 2004). برای تفکیک تتراهدریـــت و تنانتیت، می‌توان از نمودارهای دوتایی و سه‌تایی عنصری Sb/(Sb+As) و Zn/(Fe+Zn) در مقابل مقادیـــر Ag در واحد فرمول کانی (apfu) (Cook et al., 1998) و نمودار نســـبت‌های عنصری As/(Sb+As) و Zn/(Fe+Zn) (Sack et al., 2002) اســـتفاده کـــرد (شـــکل ۹). این نمودارها نشان می‌دهد که کانی‌های سری تتراهدریت و تنانتیت در کانی‌سازی راونج رخ داده‌اند.



شـــکل ۶. توالـــی پاراژنتیکی کانه‌هـــای فلزی، کانی‌هـــای باطله و دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی در ناحیه معدنی راونج

اسفالریت: اســـفالریت با فرمول شیمیایی (Zn, Fe) S می‌تواند عناصری مثـــل Fe, Cd, Mn, Ce, S, Hg, Pb, Sn, In و Tl را در شبکه بلوری خود به صورت عناصر کمیاب جانشـــین روی داشته باشد (Frenze et al., 2016; Ye et al., 2011). مقدار Cd در اسفالریت‌های نسل دوم (۱۲۰۰ تا ۱۰۰۰۰ و میانگین ۴۵۰۰ گرم در تن) بیشـــتر از نسل اول (۹۰۰ تا ۶۰۰۰ با میانگین ۳۰۰۰ گرم در تن) است (جدول ۱). مقدار Cd در کانسارهای رسوبی سرب و روی با افزایش دما کاهش می‌یابد (Schwartz, 2000)، به‌طوری که در کانســـارهای MVT که کانســـارهای دما پایین محسوب می‌شوند دارای

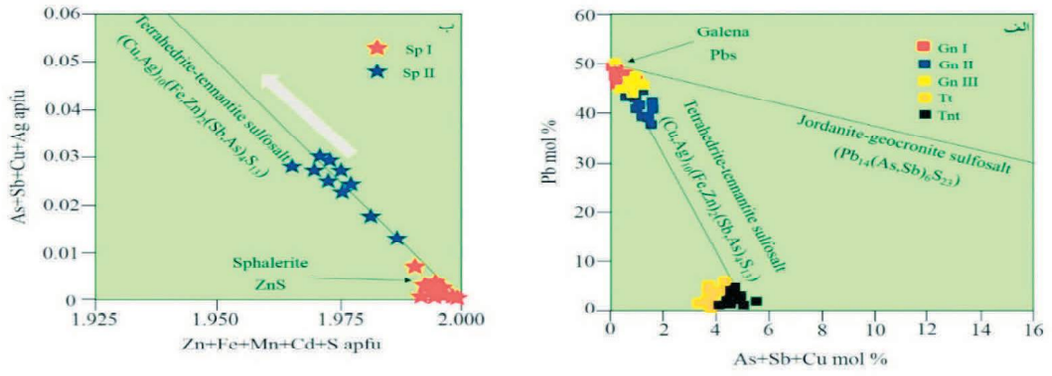
بالاترین مقدار (بیشـــتر از ۲۳۰۰ گرم در تن) و در کانسارهای SEDEX دارای مقدار Cd کمتری نســـبت به کانســـارهای MVT (کمتـــر از ۲۰۰۰ گـــرم در تن) و کمتریـــن مقدار در کانسارهای VMS (کمتراز ۱۵۰۰ گرم در تن) هستند. مقادیر کادمیم در کانســـار راونج (با میانگین ۳۰۰۰ و ۴۵۰۰ گرم در تن به‌ترتیب برای اســـفالریت نســـل اول و دوم)، کم و بیش مشابه با کانسارهای MVT است. مقدار Fe در اسفالریت نیز تابعی از دما اســـت (Craig and Scott، 1974) و با افزایش دما مقدار آهن در اسفالریت نیز افزایش نشان می‌دهد. مقدار آهن به ترتیب در اسفالریت‌های نسل اول و دوم برابر ۱۵۰۰ تا ۲۱۰۰۰ و ۱۰۰۰ تا ۹۰۰۰ گرم در تن است. مقادیر مس، آنتیموان و آرسنیک در اسفالریت‌های نسل دوم بیشتر از اسفالریت‌های نسل اول بوده که به‌دلیل کانی‌سازی کالکوپیریت و همچنین کانی‌های گروه فهلور همراه با اسفالریت در این مرحله بوده، که مطالعات میکروســـکوپی نیز وجود این ادخال‌ها را تایید کرده است (شکل ۴-ب و شـــکل ۷). شکل ۸-ب تغییرات شیمیایی را در اسفالریت‌های مورد مطالعه در کانی‌سازی راونج نشان داده که این نمودار بر اساس تغییرات شیمیایی عناصر Ag+Sb+Cu+Ag در برابـــر Fe+Zn+Mn+Cd+S در واحد فرمول کانی (apfu) اســـت (Pfaff et al., 2011). در این نمودار، خط سیاه نشان دهنده کانی‌های بین سری محلول جامد تتراهدریت-تنانتیت (کانی‌های گروه فهلور) و اسفالریت اســـت. همانطور که در شکل مشخص است، اسفالریت‌های نسل دوم در راونج به سمت قطب دارای تتراهدریت-تنانتیت تمایل نشان می‌دهند و همگی نتایج در امتداد خط و نزدیک به آن قرار می‌گیرد و نشان دهنده ادخال‌های کانی‌های گروه فهلور در اسفالریت نســـل دوم هستند. ژئوشیمی کانسنگ نیز نشـــان داده که بین اسفالریت و عناصر نقره، آنتیموان، آرسنیک و مس همبستگی مثبتی وجود دارد که تأیید کننده این مطلب است (عیسی‌آبادی، ۱۳۹۳).



شـــکل ۷. تصاویر میکروسکوپ الکترونی بازگشتی BSE از کانی‌سازی راونج را نشـــان داده است: الف، ب) کانی‌سازی گالن (Gn II) همراه با اســـفالریت (Sp II) که حاوی ادخال‌های تتراهدریت و تنانتیت هستند، ج) ادخال کانی‌های اکانتیت (Ac) و تنانتیت (Tnt) در گالن همراه با دولومیت‌های هیدروترمالی (Dh I)، د) ادخال‌های پیریت (Py I) همراه با اســـفالریت (Sp I) و کالکوپیریت (Ccp I) در گالن، ه) ادخال‌های کانی‌های گروه فهلور در گالن، و) گالن همراه با پیریت و دولومیت‌های هیدروترمالی مرحله رگه-رگچه‌های پایانی کانی‌سازی، ز) گالن همراه با پیریت و اسفالریت با ساخت لایه‌ای در مرحله دیاژنزی، ح، ط) کانی‌های گروه فهلور همراه با دولومیت هیدروترمالی با کانی‌سازی سرب و نقره در مرحله اپی‌ژنتیک. نشان‌های اختصاری کانی‌ها بر اساس Whitney and Evans (2010)

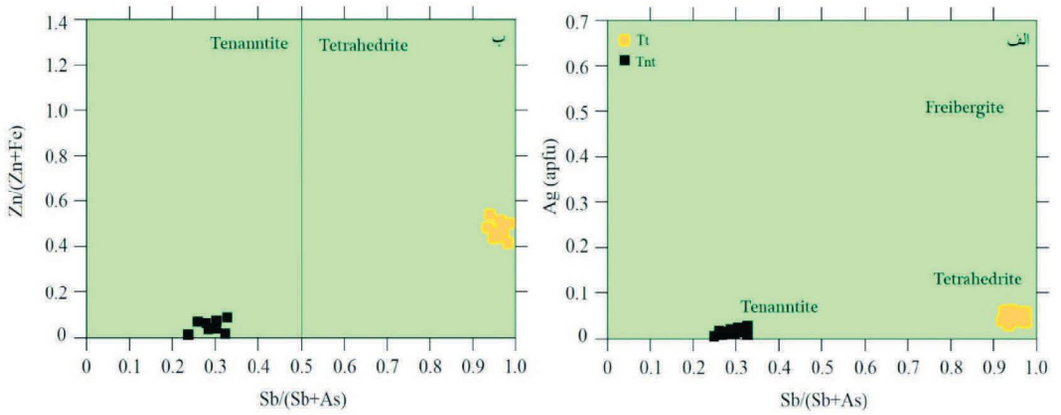
جدول ۱. خلاصه نتایج الکترون میکروپروب از کانی‌های گالن، اسفالریت و کانی‌های گروه فهلور در کانسار راونج. اعداد داخل پرانتز تعداد نقطه تجزیه شیمیایی است. nd به‌معنی مقادیر کمتر از حد تشخیص است

Minerals		S wt.٪	Fe ppm	Cu ppm	Zn wt.٪	As ppm	Ag ppm	Cd ppm	Pb wt.٪	Sb ppm
	Min	۱۳/۱	۱۸۰	nd	nd	nd	۱۰۰	nd	۸۶/۱	nd
Galena I (8)	Ave	۱۳/۴	۲۱۰	۱۵۰	nd	۱۰۲	۱۲۰	۱۰۰	۸۶/۳	nd
	Max	۱۳/۷	۲۸۰	۳۰۰	nd	۱۶۵	۲۱۰	۱۱۰	۸۷/۸	nd
	Min	۱۳/۰	۲۰۰	nd	nd	nd	۴۹۰	nd	۸۵/۸	۱۸۰
Galena II (10)	Ave	۱۳/۶	۲۸۵	۱۰۰	nd	۱۲۰	۶۱۰	۱۰۵	۸۶/۱	۵۴۵
	Max	۱۳/۳	۵۰۰	۱۱۰	nd	۱۹۰	۱۲۰۰	۲۰۰	۸۷/۴	۸۸۰
	Min	۱۳/۳	۳۸۰	nd	nd	nd	۲۰۰	nd	۸۶/۰	nd
Galena III (8)	Ave	۱۳/۶	۴۹۰	۱۱۰	nd	۱۲۰	۲۶۰	nd	۸۶/۴	۱۱۰
	Max	۱۴/۲	۶۱۰	۲۵۰	nd	۱۴۰	۳۱۰	nd	۸۶/۸	۱۷۰
	Min	۳۳/۴	۱۵۰۰	nd	۶۳/۹	nd	nd	۹۰۰	nd	nd
Sphalerite I (10)	Ave	۳۳/۶	۶۰۰۰	۱۵۰	۶۴/۳	۱۰۶	nd	۳۰۰۰	nd	۱۲۵
	Max	۳۳/۸	۲۱۰۰۰	۴۰۰	۶۴/۶	۱۲۰	nd	۶۰۰۰	nd	۱۵۰
	Min	۳۳/۱	۱۰۰۰	۵۰۰	۶۲/۹	۱۲۰۰	nd	۱۲۰۰	nd	۷۵۰
Sphalerite II (10)	Ave	۳۳/۳	۲۰۰۰	۱۶۰۰	۶۳/۵	۴۰۰۰	۳۵۰	۴۵۰۰	nd	۱۰۰۰
	Max	۳۳/۵	۹۰۰۰	۷۰۰۰	۶۴/۱	۶۰۰۰	۲۰۰۰	۱۰۰۰۰	nd	۵۰۰۰
	Min	۲۳/۴	۱۰۰۰۰	۳۰۰۰۰۰	۱/۲	۴۰۰۰	۴۰۰۰۰	۱۰۰۰	۰/۰۷	۲۵۰۰۰۰
Tetrahedrite (10)	Ave	۲۴/۱	۱۸۰۰۰	۳۴۰۰۰۰	۱/۶	۵۰۰۰	۸۵۰۰۰	۱۲۰۰	۰/۰۹	۲۸۵۰۰۰
	Max	۲۴/۳	۳۰۰۰۰	۳۸۰۰۰۰	۲/۲	۸۰۰۰	۱۵۰۰۰۰	۱۵۰۰	۰/۱۱	۳۱۰۰۰۰
	Min	۲۵/۵	۱۵۰۰۰	۴۰۰۰۰۰	۰	۱۲۰۰۰۰	۵۰۰۰	nd	۰/۰۱	۵۵۰۰۰
Tennantite (10)	Ave	۲۶/۴	۲۵۰۰۰	۴۵۰۰۰۰	۰/۱	۱۸۰۰۰۰	۱۰۰۰۰	nd	۰/۰۲	۶۰۰۰۰
	Max	۲۷/۰	۴۵۰۰۰	۴۸۰۰۰۰	۰/۸	۲۲۰۰۰۰	۱۳۰۰۰	nd	۰/۰۶	۶۵۰۰۰
Acanthite (1)		۱۲/۷	۱۳۰۰	۵۰۰	۰/۱	۲۸۰	۸۷۰۰۰۰	۱۵۰	nd	nd



شـــکل ۸. الف) ترکیب گالن‌های نســـل اول، دوم و سوم را نشان می‌دهد که گالن‌های نسل دوم با ادخال کانی‌های گروه فهلور تمایل به جهت خط تتراهدریت-تنانتیت نشان می‌دهند، ب) ترکیب اسفالریت‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد که اسفالریت‌های نسل دوم در امتداد جهت خط کانی‌های تتراهدریت-تنانتیت قرار می‌گیرند (Pfaff et al., 2011)

دولومیت: مقادیر آهن و منگنز در انواع کانی‌های کربناته در کانسارهای رسوبی، نقش فرایندهای رسوبی و یا گرمابی را در تشکیل کانی‌های کربناته تعیین می‌کند (Davies and Smith, 2006). محتوی $CaCO_3$ و $MgCO_3$ به ترتیب برای دولومیت‌هـــای دیاژنزی (Dd) و دولومیت‌های هیدروترمالی (Dh I و Dh II) برابـــر ۵۶/۵۰ تـــا ۵۸/۸۰، ۴۸/۴۰ تا ۵۰/۸۰ و ۴۸/۴۰ تا ۵۳/۰۰ درصد وزنی و برای کلسیت نسل دوم نیز برابـــر ۹۸/۲۰ تا ۹۸/۶۰ درصد وزنی اســـت (جدول ۲). برای تفکیـــک دولومیت‌های راونج از نمودارهـــای مقادیر عناصر Fe، Mn و Mg در برابـــر CaO و نمودار آهن در برابر منگنز استفاده شده اســـت (شـــکل ۱۰). مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های هیدروترمالی نسبت به دولومیت‌های دیاژنزی بیشـــتر اســـت. طبـــق اعتقـــاد Pearce et al., (2013)، دولومیت‌هـــای دریایی از آهن و منگنز فقیر و دولومیت‌های تشـــکیل شده در شـــرایط گرمابی و احیایی از آهن و منگنز غنی هســـتند. تمرکـــز $SrCO_3$ در دولومیت‌هـــای دیاژنزی



شـــکل ۹. برای تفکیک و شناســـایی کانی‌های گروه فهلور از نمودارهای، الف) نمودار دوتایی نســـبت عنصری Sb/(Sb+As) در مقابل مقادیر Ag در واحـــد فرمـــول کانـــی (Cook et al., 1998)، ب) نمودار دوتایی نســـبت عنصـــری Sb/(Sb+As) در مقابل مقادیـــر Zn/(Zn+Fe) (Sack et al., 2005) استفاده شده است

(۰/۳۰ تا ۰/۵۰ درصدوزنی) بیشتر از دولومیت‌های هیدروترمالی Dh I و Dh II (کمتر از حد تشـــخیص تا ۰/۳۰ درصد وزنی) است. تمرکز $BaCO_3$ در دولومیت‌های دیاژنزی (۰/۲۰ تا ۰/۸۰ درصد وزنی) بیشـــتر از دولومیت‌های هیدروترمالی Dh I و Dh II (به ترتیب برابر کمتر از حد تشخیص تا ۰/۴۰ و ۰/۱۰ تا ۰/۲۰ درصد وزنی) است. ترکیب کانی‌های کربناته و جدایش دولومیت‌هـــای هیدروترمالی از دیاژنـــزی در نمودار مثلثی Fe-Ca/Mg-Mn و نمـــودار مثلثـــی $FeCO_3/MnCO_3$-$MgCO_3$-$CaCO_3$ (شـــکل ۱۱؛ Pfaff et al., 2011) برای کانی‌های کربناته ارائه شـــده اســـت. نمودار شکل ۱۱-الف نشان می‌دهد دولومیت‌های گرمابی از آهن و منگنز بیشتری برخوردار هستند و از بین دولومیت‌های گرمابی، دولومیت‌های گرمابی Dh I، مقادیر بیشتری آهن و منگنز دارد. در نمودار شکل ۱۱ب نیز دولومیت‌های هیدروترمالی بیشتر در امتداد جهت یک واقع شده که به دلیل افزایش مقدار آهن و منگنز (آنکریتی‌شـــدن دولومیت‌ها) است و دولومیت‌های دیاژنزی و کلسیت‌های نســـل دوم در امتداد و نزدیک به روند خطی کلسیت-دولومیت (جهت امتداد ۲) واقع شده‌اند.

بحث

ارتباط دولومیتی‌شدن و کانه‌زایی

دولومیتی‌شدن در کانسارهای ســـرب و روی با میزبان کربناته معمول می‌باشد و به‌عنوان میزبان کانه‌زایی است. در کانه‌زایی راونج نیز دولومیتی‌شدن در ارتباط با کانی‌سازی رخ داده و بر همین اساس، مطالعه میکروسکوپی و رخساره‌ای دولومیت، اهمیت بســـزایی در تشخیص زمان تشکیل و نیز تعیین ارتباط کانه‌زایی با نوع رخســـاره دولومیتی دارد که در آن تشکیل شده اســـت (Turner, 2011; Grandia et al., 2003; Rddad and Bouhlel, 2016). فرآیندهای دیاژنزی و گرمابی از مهم‌ترین عوامل دولومیتی‌شدن در حوضه رسوبی گرمابی به شـــمار می‌روند (Lee and Wilkinson, 2002; Wilkinson, 2003). پراکندگی کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته (Rajabi et al., 2012 and 2013) نشـــان می‌دهد که پهنه سنندج-ســـیرجان مهمترین کمربندهای ساختاری ایران برای کانی‌سازی سرب و روی با میزبان کربناته است. کانی‌سازی راونج نیز در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر نزدیک به پهنه سنندج-ســـیرجان واقع شده و فعالیت‌های تکتونیک فشارشـــی طی فاز کوهزایی آلپی کرتاســـه بالایی-پالئوسن منجر به تشـــکیل ضخامت عظیمی از سنگ‌های کربنات کرتاسه زیرین و ایجاد یک تله سنگی-ساختاری مناسب برای به دام افتادن ســـیال گرمابی کانه‌ســـاز در کانی‌سازی راونج و کانی‌ســـازی‌های پهنه سنندج-سیرجان شده است. مطالعات پتروگرافی و شـــیمی دولومیت در کانســـار راونج، حضور سه تیپ دولومیت را طی توالی پاراژنتیکی نشان داد که متشکل از دولومیت‌های دیاژنزی و دولومیت‌های گرمابی (هیدروترمالی) اســـت. دولومیت‌های گرمابی حاوی مقادیر بالایـــی از آهن و منگنز هســـتند، درحالی‌که دولومیت‌های دیاژنزی از استرانســـیوم و باریم غنی‌شدگی نشان می‌دهند. دولومیتی‌شـــدن در کانســـار راونج می‌تواند ســـنگ میزبان

کربناتی را برای کانی‌سازی سولفیدی آماده کند و برای همین در بخش‌هایی که کانی‌سازی سولفیدی مشاهده شده، بیشترین مقدار دولومیتی‌شدن رخ داده است.

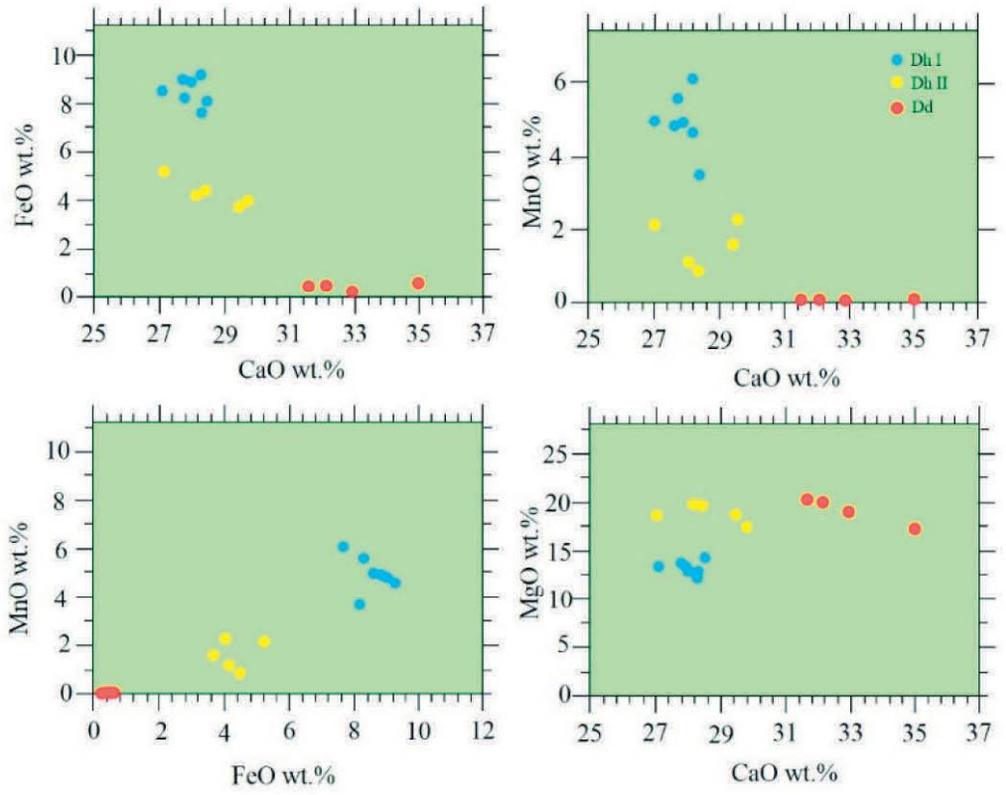
دولومیت‌های دیاژنزی می‌توانند در هر مرحله از دیاژنز پس از رسوبگذاری تا تدفین در اعماق تشکیل شود. به‌نظر می‌رسد رسوب‌گذاری همزمان با فعالیت‌های گسل‌های نرمال در ارتباط با کانه‌زایی، باعث رسوب آهک‌های میکرایتی و کانی‌های رسی در نواحی اطراف کانی‌سازی سین‌ژنتیک شده باشد. بر همین اساس است که آهک میکرایتی تا میکرواسپارایتی در این مرحله تشکیل شده است. همزمان با رسوب‌گذاری و پس از آن در حین دیاژنزی که در ناحیه راونج رخ داده، دولومیت دیاژنزی تشکیل شده است. منشأ منیزیم برای تشکیل دولومیت می‌تواند متفاوت باشد. به نظر Sternbach and Friedman (1984)، منیزیم لازم برای دولومیتی‌شدن از تبدیل کانی‌های رسی به‌خصوص مونت‌موریونیت و تغییر ساختاری آن فراهم شده و منیزیم آزاد شده باعث دولومیت‌زایی دیاژنزی شده است. در راونج نیز کانی‌های رسی همراه با میکرایت‌ها رسوب کرده و شاید سیال آزاد شده طی دیاژنز باعث شده منیزیم را با خود حمل کرده و دولومیت‌های ریزدانه دانه شکری همراه با مرحله سین‌ژنتیک-دیاژنتیک تشکیل شود. شبیه به این فرایند را Wilkinson, (2003) در حوضه ایرلندی شرح داده است. در مرحله اپی‌ژنتیک و رگه-رگچه‌های نهایی کانه‌زایی، دولومیت‌های هیدروترمالی در ارتباط با ساختارهای برشی و رگه-رگچه‌ای تشکیل شده که سیال مسئول دولومیتی‌شدن غنی از آهن و منگنز است. این دولومیت‌ها نیز باعث شده تخلخل سنگ میزبان افزایش پیدا کند و به‌عبارتی زمینه را برای کانی‌سازی سولفیدی فراهم کند. دولومیتی‌شدن در اطراف کمربندها و گسل‌های عادی در ارتباط با کانی‌سازی سولفیدی رخ داده و ارتباط نزدیک با کانی‌سازی سولفیدی به‌خصوص سرب دارند و بر همین اساس آنها را می‌توان با منشأ گرمابی دانست. دولومیت‌های هیدروترمالی و نقش آنها در فراهم کردن زمینه در کانی‌سازی حوضه ایرلندی توسط Wilkinson et al., (2005) پیش‌تر گزارش شده است.

جدول ۲. نتایج الکترون میکروپروب از کانی‌های دولومیت و کلسیت در کانسار راونج. مقادیر بر اساس درصد وزنی است. nd به‌معنی مقادیر کمتر از حد تشخیص است

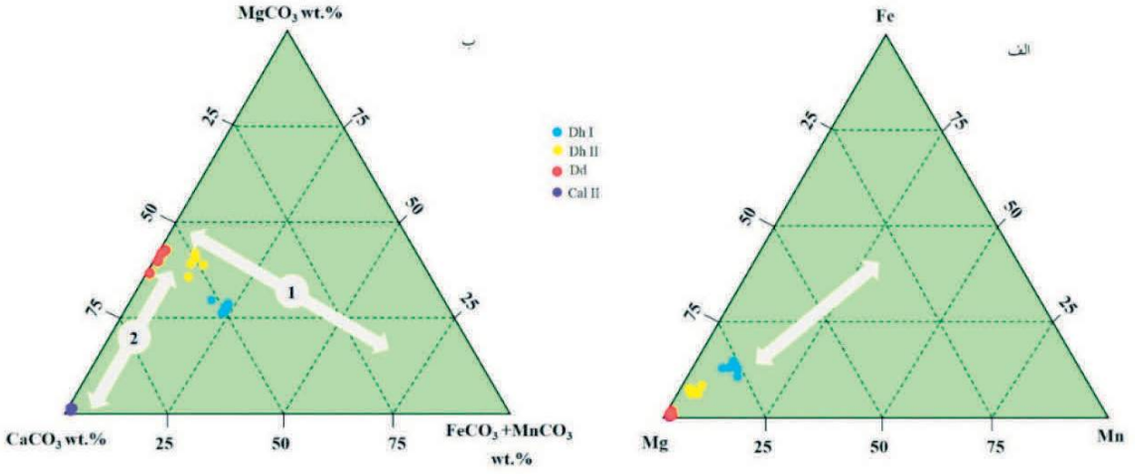
Minerals	CaO	MgO	FeO	MnO	BaO	SrO	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$MnCO_3$	$BaCO_3$	$SrCO_3$	Total
Dd	۳۲/۱۵	۲۰/۱۷	۰/۵۱	۰/۰۱	۰/۱۲	۰/۲۱	۵۷/۴۰	۴۲/۲۰	۰/۸۰	nd	۰/۲۰	۰/۳۰	۱۰۰/۹۰
Dd	۳۵/۰۰	۱۷/۱۵	۰/۶۳	۰/۰۳	۰/۴۷	۰/۳۲	۶۲/۵۰	۳۶/۳۰	۱/۰۰	nd	۰/۶۰	۰/۵۰	۱۰۰/۹۰
Dd	۳۱/۶۴	۲۰/۳۴	۰/۴۲	nd	۰/۳۸	۰/۲۷	۵۶/۵۰	۴۲/۶۰	۰/۷۰	nd	۰/۵۰	۰/۴۰	۱۰۰/۶۰
Dd	۳۲/۹۴	۱۹/۱۰	۰/۲۴	۰/۰۵	۰/۶۵	۰/۳۱	۵۸/۸۰	۴۰/۰۰	۰/۴۰	۰/۱۰	۰/۸۰	۰/۴۰	۱۰۰/۵۰
Cal II	۵۵/۱۱	۰/۴۱	۰/۱۸	nd	۰/۱۱	۰/۰۱	۹۸/۴۰	۰/۹۰	۰/۳۰	nd	۰/۱۰	nd	۹۹/۷۰
Cal II	۵۵/۲۴	۰/۳۵	۰/۱۲	۰/۰۱	nd	۰/۰۳	۹۸/۶۰	۰/۷۰	۰/۲۰	nd	nd	nd	۹۹/۶۰
Cal II	۵۵/۰۰	۰/۶۲	۰/۱۷	nd	۰/۰۱	۰/۰۴	۹۸/۲۰	۱/۳۰	۰/۳۰	nd	nd	۰/۱۰	۹۹/۸۰
Dh I	۲۸/۴۷	۱۴/۱۵	۸/۱۰	۳/۵۴	۰/۱۵	۰/۱۰	۵۰/۸۰	۲۹/۶۰	۱۳/۱۰	۵/۷۰	۰/۲۰	۰/۱۰	۹۹/۵۰
Dh I	۲۸/۳۰	۱۲/۸۴	۹/۲۱	۴/۶۲	۰/۰۲	۰/۰۷	۵۰/۵۰	۲۶/۹۰	۱۴/۹۰	۷/۵۰	nd	۰/۱۰	۹۹/۸۰
Dh I	۲۷/۱۰	۱۳/۲۱	۸/۵۴	۵/۰۰	nd	nd	۴۸/۴۰	۲۷/۶۰	۱۳/۸۰	۸/۱۰	nd	nd	۹۷/۹۰
Dh I	۲۸/۳۰	۱۲/۴۲	۷/۶۲	۶/۱۰	۰/۰۶	۰/۲۰	۵۰/۵۰	۲۶/۰۰	۱۲/۳۰	۹/۹۰	۰/۱۰	۰/۳۰	۹۷/۰۰
Dh I	۲۷/۸۱	۱۳/۴۶	۸/۲۰	۵/۶۴	۰/۰۳	۰/۰۶	۴۹/۶۰	۲۸/۲۰	۱۳/۲۰	۹/۱۰	nd	۰/۱۰	۱۰۰/۳۰
Dh I	۲۸/۰۰	۱۲/۹۱	۸/۸۴	۴/۸۹	۰/۱۲	۰/۱۱	۵۰/۰۰	۲۷/۰۰	۱۴/۳۰	۷/۹۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۹۹/۵۰
Dh I	۲۷/۷۴	۱۳/۶۰	۸/۹۷	۴/۸۴	۰/۲۸	۰/۰۸	۴۹/۵۰	۲۸/۵۰	۱۴/۵۰	۷/۸۰	۰/۴۰	۰/۱۰	۱۰۰/۷۰
Dh II	۲۸/۴۱	۱۹/۵۴	۴/۴۶	۰/۸۹	۰/۱۱	۰/۰۴	۵۰/۷۰	۴۰/۹۰	۷/۲۰	۱/۴۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۱۰۰/۴۰
Dh II	۲۷/۱۰	۱۸/۶۲	۵/۲۱	۲/۱۴	۰/۰۷	۰/۱۸	۴۸/۴۰	۳۹/۰۰	۸/۴۰	۳/۶۰	۰/۱۰	۰/۳۰	۹۹/۵۰
Dh II	۲۸/۱۷	۱۹/۹۱	۴/۲۰	۱/۱۰	۰/۱۶	nd	۵۰/۳۰	۴۱/۷۰	۶/۸۰	۱/۸۰	۰/۲۰	nd	۱۰۰/۷۰
Dh II	۲۹/۴۹	۱۸/۸۰	۳/۶۷	۱/۵۴	۰/۰۵	۰/۱۶	۵۲/۶۰	۳۹/۳۰	۵/۹۰	۲/۵۰	۰/۱۰	۰/۲۰	۱۰۰/۷۰
Dh II	۲۹/۷۱	۱۷/۲۱	۴/۰۰	۲/۲۰	۰/۱۲	۰/۱۵	۵۳/۰۰	۳۶/۰۰	۶/۵۰	۳/۶۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۹۹/۴۰

تعیین ژنز کانه‌زایی

در این بخش سعی شده تا با استفاده از نتایج این پژوهش و تلفیق آن با نتایج کارهای قبلی انجام شده (مدبری، ۱۳۷۴؛ علی‌آبادی، ۱۳۷۹؛ عیسی‌آبادی،۱۳۹۳؛ Nejadhadad et al., 2016 and 2017)، ژنز کانه‌زایی در ناحیه معدنی سرب-روی-نقره-باریت راونج مورد بررسی قرار گیرد. به‌طور کلی سازوکار تشکیل همه کانسارهای سرب و روی رسوبی مشابه یکدیگر است و تفکیک و رده‌بندی این ذخایر پیچیده می‌باشد (Everett et al., 2003). شواهد آب و هوای دیرینه کانسارهای با میزبان رسوبی بیانگر عرض جغرافیایی پائین در زمان شکل‌گیری است که تبخیر بیشتر صورت گرفته و این تبخیر عامل افزایش شوری آب‌های دریایی بوده که در واحدهای رسوبی به دام افتاده‌اند و توانایی این آب‌ها را برای انحلال و حرکت فلزات افزایش داده است (Banks et al., 2002; Walshao et al., 2006). بر همین اساس، Wilkinson (2014) کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی را بر پایه ویژگی‌های شاخص کانساری و ژنتیکی به دو رده کانسارهای نوع بروندمی-رسوبی یا نوع SEDEX و کانسارهای نوع MVT تقسیم کرده که در این رده‌بندی کانسارهای نوع ایرلندی به عنوان کانسارهای نوع جانشینی زیرسطحی با میزبان کربناته معرفی شده و در رده کانسارهای SEDEX جای می‌گیرد. از طرف دیگر، Leach et al., (2010)، کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی، را بر پایه ویژگی‌های توصیفی و بدون در نظر گرفتن ویژگی‌های ژنتیکی به دو گروه کانسارهای سرب و روی باسنگ میزبان آواری (SEDEX) و کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته یا نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) تقسیم کرده است. 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 سکوهای کربناته تشکیل می‌شوند، در این رده‌بندی کانسارهای نوع ایرلندی در رده کانسارهای MVT قرار می‌گیرد.



شکل ۱۰. نمودارهای دوتایی عناصر FeO، MgO و MnO و نمودار دوتایی Mno در برابر FeO برای تفکیک انواع دولومیت‌های مورد مطالعه نشان داده شده است



شکل ۱۱. الف) نمودار مثلثی Fe-Ca/Mg-Mn و ب) نمودار مثلثی $FeCO_3/MnCO_3$-$MgCO_3$-$CaCO_3$ (Pfaff et al., 2011) برای کانی‌های کربناته که نشان می‌دهد دولومیت‌های هیدروترمال نسل اول و دوم غنی از آهن و منگنز هستند. امتداد جهت ۱ نشان‌دهنده افزایش مقدار آهن و منگنز (آنکریتی‌شدن دولومیت) و امتداد ۲ نشان دهنده روند خطی کلسیت-دولومیت است

کانی‌سازی در ناحیه راونج نیز در سنگ میزبان کربناتی تشکیل شده و ویژگی‌های آن با کانسارهای ایرلندی، SEDEX و MVT قابل مقایسه است. رخداد کانه‌زایی در راونج در مجاورت و در ارتباط با گسل‌های عادی بوده که این ویژگی هم در کانسارهای MVT (Velasco et al., 2003; Strobele et al., 2015; de Oliveira et al., 2019)، کانسارهای سدکس (Goodfellow and Lydon, 2007a) و کانسارهای ایرلندی (Kerr, 2013; Wilkinson, 2014; Yesares et al., 2019; Elliott et al., 2019) گزارش شده با این تفاوت که در کانسارهای SEDEX و ایرلندی، کانه‌زایی همزمان با رسوبگذاری رخ داده (سین‌ژنتیک تا دیاژنتیک آغازین)، درحالی‌که در کانسارهای MVT کانه‌زایی هم می‌تواند همزمان با رسوبگذاری (مثل کانسارهای Reocin؛ Wiesloch و Grandia et al., 2003; Strobele et al., 2015; Velasco et al., 2003) و هم بعد از فعالیت گسل‌های عادی (با فاصله چندین میلون سال) رخ دهد (Leach et al., 2010; Billstrom et al., 2012). در کانی‌سازی راونج در مرحله اول کانه‌زایی ساختارهای رسوبی-دیاژنتیکی مشاهده شده و حضور پیریت‌های فرامبوئیدال، لامینه‌های رسوبی و افق کانسنگی لامینه‌ای و محدود بودن کانه‌زایی در اطراف گسل‌های نرمال در هفت بلوک کانه‌زایی شده، شواهدی از کانی‌سازی سین‌ژنتیک نشان می‌دهد و کانه‌زایی راونج در رده کانسارهای سدکس و یا ایرلندی قرار می‌گیرد تا نوع MVT. حضور پیریت‌های فرامبوئیدال و کانه‌زایی همراه با ماده آلی به دلیل همزمانی کانه‌زایی و رسوبگذاری و دیاژنز در مرحله اول کانه‌زایی است (برای مثال به Reed et al., 2004 مراجعه شود). این در حالی است که Nejadhadad et al., (2016)، سولفیدهای ریزبلور در مرحله اول را حاصل سیال فوق اشباع از گوگرد دانسته است. منشأ گوگرد در کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته از منابعی نظیر افق‌های تبخیری، آب دریا، مواد آلی و سنگ‌های آذرین تامین می‌شود (Leavitt et al., 2013). در بخش زمین‌شناسی مشاهده شد که افق تبخیری خاصی در اطراف بلوک‌های کانه‌زایی مشاهده نشده و فعالیت‌های آذرین نیز بعد از کانه‌زایی رخ داده و نقشی در کانه‌زایی نداشته‌اند، هرچند که مدبری (۱۳۷۴) کانی‌سازی راونج را سدکس معرفی کرده و نقش فعالیت‌های آذرین در کانه‌زایی را مورد بحث قرار داده است. مطالعات ایزوتوپ پایدار گوگرد نشان داد که منشأ گوگرد برای کانی‌سازی سولفیدی (۲۷- تا ۱۱- پرمیل)، بیوژنیک و برای کانی‌سازی باریت (۲۰+ پرمیل) از نوع سولفات آب دریایی است (Nejadhadad et al., 2016). برهمین اساس نقش فعالیت‌های بیوژنیک و احیاء سولفات توسط آن‌ها می‌تواند برای کانی‌سازی

در راونـــج قابل قبول باشـــد کـــه پیش از این نیز توســـط Machel et al., (2001) و Jia et al., (2015) گـــزارش شـــده است. در مرحله اول کانه‌زایی، وجود مواد آلی همراه با کانی‌های ســـولفیدی تأیید شـــده است که سیال غنی از سولفات پس از واکنش با مواد آلی و فعالیت‌های بیوژنیکی، گوگرد به صورت احیایی H_2S تبدیل شده و با سیال حاوی فلـــزات واکنش داده و ماده معدنی ته‌نشـــین پیدا می‌کند. عناصر سرب، روی، مس و نقره شاید توسط کمپلکس‌های کلریدی به منطقه کانی‌ســـازی حمل شـــده، چراکه شوری بالای سیالات درگیر (تا ۱۸ درصد وزنی معادل نمک طعام؛ Nejadhadad et al., 2016) این مطلب را تأیید می‌کند. دمای تشکیل ذخایر ســـرب و روی با میزبان کربناته پایین بوده و در کانســـارهای سدکس وایرلندی (بالای ۲۰۰ درجه سانتیگراد) بیشتر از کانسارهای MVT (کمتراز ۱۵۰ درجه سانتیگراد) اســـت (Wilkinson, 2014). سیالات درگیر دمای ۱۶۰ تا ۱۶۵ درجه سانتیگراد را برای کانی‌سازی راونج نشـــان داده (Nejadhadad et al., 2016)، این دما کمی بالاتر از دماهای گزارش شـــده در کانسارهای MVT است. وجود آکانتیت در کانی‌ســـازی راونج نشان دهنده دماهای کمتر از ۱۷۳ درجه سانتیگراد است. همچنین مقادیر کادمیم در اســـفالریت نیز تابع دما بوده و مقادیر کادمیم در کانسار راونج (با میانگیـــن ۳۰۰۰ و ۴۵۰۰ گرم در تن به‌ترتیب برای اسفالریت نسل اول و دوم)، کم و بیش مشابه با کانسارهای MVT است. حضور باریت فراوان همراه با سولفوسالت‌های تتراهدریت و تنانتیت و مقادیر نقره بالا در کانی‌سازی راونج قابل توجه بوده و باعث شـــده که کانی‌سازی راونج در رده کانســـارهای MVT قرار داده نشود، چراکه در کانسارهای MVT باریت و تتراهدریت یا وجود ندارند و یا دارای مقادیر بسیار کم هستند (Leach et al., 2005; Bouabdellah et al., 2012). در کانســـارهای ایرلنـــدی کـــه در امتداد گسل‌های عادی تشـــکیل می‌شـــوند و بافت‌های برشی و جانشینی گسترده تشکیل می‌شـــود، باریت در اثر اختلاط سیالات متفاوت به فراوانی تشکیل شده و سولفوسالت‌های متنوعی نیز به صورت ادخال در کانی‌های سولفیدی تشکیل می‌شود (Wilkinson, 2014). بافت‌های برشی-توده‌ای-جانشینی در مرحله اپی‌ژنتیک مشاهده شده است. از جمله شـــواهد این آمیختگی حضور باریت بوده و بدیهی است که حضور سولفات و باریم نمی‌توانند توسط یک سیال منتقل شوند (Wilkinson et al., 2005). حضور سیالات متفاوت و تشکیل باریت و گالن توسط Nejadhadad et al., 2016 گزارش شده، هرچند که راونج را مشابه با کانسارهای MVT در حوضـــه Viburnum Trend آمریکا معرفی کرده‌اند. در کانســـارهای نوع ایرلندی، دگرســـانی کربناتی و سیلیسی، مهم‌ترین نوع دگرسانی همراه با کانه‌زایی است (Hitzman et al., 2002; Wilkinson, 2003; Wilkinson, 2014) که در ناحیه راونج نیز این نوع دگرسانی‌ها گسترش فراوان و همراهی نزدیکی با کانه‌زایی دارند.

تمامی شواهد کانی‌شناسی بحث شده نشان می‌دهد که ژنز و رده‌بندی کانسار راونج پیچیده بوده، چراکه Nejadhadad et al., (2016)، کانی‌ســـازی را در رده کانسارهای MVT و مدبری (۱۳۷۴)، آن را در رده کانسارهای سدکس قرار داده اســـت. Rajabi et al., (2012) به فرایندهای سین‌ژنتیک و اپی‌ژنتیـــک در راونج اشـــاره می‌کند. اگرچه کانســـارهای نوع ایرلنـــدی در رده‌بنـــدی Leach et al, (2010) در رده کانســـارهای MVT و در رده بندی Wilkinson, (2014) در رده کانسارهای ســـدکس قرار می‌گیرد، ولی ویژگی‌های کانی‌شناســـی مختص به خود را دارد کـــه متمایز از دو نوع دیگر است. خصوصیات کانی‌ســـازی راونج مثل بخش‌های چینه‌سان و ســـین‌ژنتیک بودن، پیریت‌های فرامبوئیدال، وجود مواد آلی، حضور باریت فراوان، کانی‌ســـازی نقره قابل توجـــه، همزمانی با گســـل‌های عـــادی و کانه‌زایی محدود بـــه این گســـل‌ها، کانســـنگ برشـــی-توده‌ای اپی‌ژنتیک، حضـــور دولومیت‌های دیاژنزی وگرمابـــی، ذخیره کم راونج (یک میلیون تن) و مقدار سرب بالاتر نسبت به روی همگی نشان می‌دهد که کانی‌ســـازی در راونج از نوع ایرلندی بوده و خصوصیاتی شـــبیه به کانسار سیلورماینز دارد (برای مثال مراجعه شـــود به Wilkinson and Boyes, 2005; Kyne et al., 2019). بر همین اساس است که در مطالعات قبلی راونج را در رده کانسارهای MVT و SEDEX قرار داده‌اند و اشاره‌ای به ایرلندی نداشته‌اند.

نتیجه‌گیری

کانسار سرب-نقره راونج در شمال دلیجان در سنگ میزبان کربناته و شیلی به‌صورت توده‌ای، لامینه، کلوفرم، پرکننده فضای خالی، برشی‌شدن، کارستی‌شدن و رگه-رگچه‌های هیدروترمال تشکیل شده است. در این پژوهش کانی‌شناسی و شیمی‌کانه‌ها مورد بررسی قرار گرفت که با تلفیق نتایج بدست آمده با مطالعات قبلی نتایج زیر بدست آمد:

کانه‌زایی سولفیدی در کانسار سرب-نقره راونج در دو افق کانسنگی توده‌ای-برشی (میزبان کربناته (Km2)) و افق کانسنگی لایه‌ای (واحد شیلی (Ks2) میانی و آهک نازک لایه پایینی (Km1)) به‌صورت سین‌ژنتیک تا اپی‌ژنتیک تشکیل شده است.

سیلیسی‌شدن و کربناتی‌شدن، دگرسانی‌های شاخص در ارتباط با کانی‌زایی راونج هستند که دولومیت‌های دیاژنزی و دولومیت‌های هیدروترمالی تشکیل شده در دگرسانی کربناتی ارتباط ژنتیکی نزدیکی با کانی‌سازی گالن، اسفالریت، کانی‌های گروه فهلور (تتراهدریت-تنانتیت)، پیریت، کالکوپیریت، دولومیت، کلسیت، آنکریت، باریت و کوارتز در مجاورت گسل‌های عادی دارند.

منشأ گوگرد برای کانی‌سازی سولفیدی (۲۷- تا ۱۱- پرمیل)، بیوژنیک و برای کانی‌سازی باریت (۲۰+ پرمیل) از نوع سولفات آب دریایی است.

اگرچه دمای تشکیل کانی‌سازی بر اساس مطالعات سیالات درگیر ۱۶۰ تا ۱۶۵ درجه سانتیگراد و بر اساس شیمی کانه اسفالریت (مقادیر کادمیم در آن) و حضور آکانتیت نشان می‌دهد که کانی‌سازی راونج مشابه با کانسارهای MVT است، اما ژنز و رده‌بندی کانسار راونج پیچیده بوده و شواهدی از جمله وجود هر دو نوع کانی‌سازی سین‌ژنتیک و اپی‌ژنتیک، تشکیل پیریت‌های فرامبوئیدال، وجود مواد آلی، حضور باریت فراوان، مقدار بالای کانی‌سازی نقره، ارتباط ژنتیکی (مکانی و زمانی) کانی‌سازی با گسل‌های عادی، حضور دولومیت‌های دیاژنزی وگرمابی، ذخیره کم راونج (یک میلیون تن) و مقدار سرب بالاتر نسبت به روی نشان می‌دهد که کانی‌سازی در راونج از نوع ایرلندی بوده و خصوصیاتی شبیه به کانسار سیلورماینز دارد.

منابع

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶.
- مدبری، س.، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی، آنالیز رخساره، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار سرب و نقره راونج، ایران مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ۱۸۴.
- عیسی‌آبادی، ف.، ۱۳۹۳. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسار سرب و نقره راونج دلیجان و تعیین موقعیت چینه‌شناختی کانه‌زایی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، تهران، ۱۵۱.
- علی‌آبادی، م.آ.، ۱۳۷۹. مطالعات ژئوشیمی و کانی‌شناسی و ژنز کانسار سرب و نقره راونج، دلیجان، ایران مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۱۴۶.

- Banks, D.A., Boyce, A.J. and Samson, I.M., 2002. Constraints on the origins of fluids forming Irish Zn-Pb-Ba deposits: Evidence from the composition of fluid inclusions. Economic Geology, 97, 471-480.
- Billström, K., Broman, C., Schneider, J., Pratt, W. and Skogsmo, G., 2012. Zn-Pb Ores of Mississippi Valley Type in the Lycksele-Storuman District, Northern Sweden: A Possible Rift-Related Cambrian Mineralisation Event, Minerals, 2, 169-207.
- Bouabdellah, M., Sangster, D.F., Leach, D.L., Brown, A.C., Johnson, C.A. and Emsbo, P., 2012. Genesis of the touissit-bou beker Mississippi valley-type district (Morocco-Algeria) and its relationship to the Africa-Europe collision. Economic Geology, 107, 117-146.
- Cook, N.J. and Ciobanu, C.L., 2004. Bismuth tellurides and sulphosalts from the Larga hydrothermal system, Metaliferi Mts, Romania: paragenesis and genetic significance. Mineralogy Magazine, 68, 301-321.
- Cook, N.J., Spry, P.G. and Vokes, F.M., 1998. Mineralogy and textural relationships among sulphosalts and related minerals in

the Bleikvassli Zn-Pb-(Cu) deposit, Nordland, Norway. Mineralium Deposita, 34, 35- 56.

- Craig, J.R. and Scott, S.D., 1974. Sulfide Phase Equilibria, in Sulfide Mineralogy: Short Course Notes, P.H. Ribbe, Ed., Mineralogical Society of America, Washington, DC, 1, Chap. 5, 1-109.

- Davies, G.R. and Smith L.B., 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. AAPG Bulletin, 90, 1641-1690.

- de Oliveira, S.B., Leach, D.L., Juliani, C., Monteiro, L.V.S. and Johnson, C.A., 2019. The Zn-Pb Mineralization of Florida Canyon, an Evaporite-Related Mississippi Valley-Type Deposit in the Bongara District, Northern Peru. Economic Geology, 114, 1621-1647

- Ehya, F., Lotfi, M. and Rasa, I., 2010. Emarat carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study. Journal of Asian Earth Sciences, 37, 186-194.

- Elliott, H.A.L., Gernon, T.M., Roberts, S., Boyce, A.J. and Hewson, C., 2019. Diaterms act as fluid condition for Zn-Pb mineralization in the SW Irish ore field. Economic Geology, 114, 117-125.

- Everett, C.E., Rye, D.M. and Ellam, R.M., 2003. Source or sink? An assessment of the role of the Old Red Sandstone in the genesis of the Irish Zn-Pb deposits. Economic Geology, 98, 31-50.

- Frenze, M., Hirsch, T. and Gutzmer, J., 2016. Gallium, germanium, indium, and other trace and minor elements in sphalerite as a function of deposit type A meta-analysis. Ore Geology Reviews, 76, 52-78.

- Ghazban, F., McNutt, R.H. and Schwarcz, H.P., 1994. Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Iran Kouh district, Esfahan area, west-Central Iran. Economic Geology, 89, 1262-1278.

- Ghazi, A.M., Hassanipak, A.A., Mahoney, J.J. and Duncan, R.A., 2004. Geochemical characteristics, 40Ar-39Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran. Tectonophysics, 393, 175-196.

- Goodfellow, W.D. and Lydon, J.W., 2007a. Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits. 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, 163-183.

- 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, 98, 933-954.

- Hitzman, M.W., Redmond, P.B. and Beaty, D.W., 2002. The carbonate-hosted Lisheen Zn-Pb-Ag deposit. County Tipperary, Ireland, 97, 1627-1655.

- Jia, L., Cai, C., Yang, H., Li, H., Wang, T., Zhang, B., Jiang, L. and Tao, X., 2015. Thermochemical and bacterial sulfate reduction in the Cambrian and Lower Ordovician carbonates in the Tazhong Area, Tarim Basin, NW China: evidence from fluid inclusions, C, S, and Sr isotopic data. Geofluids, 15, 421-437.

- Kerr, N., 2013. Geology of the Stonepark Zn-Pb prospects, County Limerick, Ireland. M.Sc. thesis, University of Colorado, 131.

- Kyne, R., Torremans, K., Güven, J., Doyle, R. and Walsh, J., 2019. 3-D Modeling

of the Lisheen and Silvermines deposits, County Tipperary, Ireland: Insights into structural controls on the formation of Irish Zn-Pb deposits. Economic Geology, 114(1), 93-116.

- Leach, D.L., Bradley, D.C., Huston, D., Pisarevsky, S.A., Taylor, R.D. and Gardoll, S.J., 2010. Sediment-hosted lead-zinc deposits in Earth history. Economic Geology, 105, 593-625.

- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J. and Walters, S., 2005. Sediment hosted lead-zinc deposits: A global perspective. Economic Geology, 100th Anniversary, 561-607.

- Leavitt, W. D., Halevy, I., Bradley, A. S. and Johnston, D. T., 2013. Influence of sulfate reduction rates on the Phanerozoic sulfur isotope record. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 110, 11244-11249.

- 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, 97, 653-662.

- Love, L.G., 1962. Biogenic primary sulfide of the Permian Kupferschiefer and marl slate. Economic Geology, 57, 350-366.

- Machel, H.G., 2001. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings-old and new insights. Sedimentary Geology, 140, 143-175.

- Mavrogenes, J.A., Hagni, R.D. and Dingess, P.R., 1992. Mineralogy, paragenesis, and mineral zoning of the West Fork mine, Viburnum Trend, Southeast Missouri. Economic Geology, 87, 113-124.

- 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.

- Nejadhadad, M., Taghipour, B. and Karimzadeh Somarin, A., 2017. The Use of Univariate and Multivariate Analyses in the Geochemical Exploration, Ravanj Lead Mine, Delijan, Iran, Minerals, 7, 212-228..

- Nejadhadad, M., Taghipour, B., Zarasvandi, A., and Karimzadeh Somarin, A., 2016. Geological, geochemical, and fluid inclusion evidences for the origin of the Ravanj Pb-Ba-Ag deposit, north of Delijan city, Markazi Province, Iran, Turkish Journal of Earth Sciences, 25 (2), 179-200.

- Pearce, M.A., Timms, N.E., Hough, R.M. and Cleverley, J.S., 2013. Reaction mechanism forthe replacement of calcite by dolomite and siderite: implications for geochemistry, microstructure and porosity evolution during hydrothermal mineralization. Contribution to Mineralogy and Petrology, 166, 995-1009.

- Pfaff, K.p., Hildebrandt, L., Leach, D., Jacob, D.E. and Markl, G., 2011. Formation of the Wiesloch Mississippi Valley-type Zn-Pb-Ag deposit in the extensional setting of the Upper Rhinegraben, SW Germany. Mineralium Deposita, 45, 647-666.

- Rajabi, A., Rastad, E. and Cant, C., 2012. Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn-Pb deposits of Iran: Geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. International Geology Review, 54, 1649-1672.

- Rajabi, A., Rastad, E. and Cant, C., 2013. Metallogeny of Permian-Triassic carbonate-hosted Zn-Pb and F deposits of Iran: Areview for future mineral exploration. Australian Journal of Earth Sciences. An International Geoscience Journal of Geological Society of Australia, 60, 197-216.

- Rddad, L. and Bouhlel, 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.

- Reed, C.P. and Wallace, M.W., 2001. Diagenetic evidence for an epigenetic origin of the Courtbrown Zn-Pb deposit, Ireland: Mineralium Deposita, 36, 428-441.

- Reed, C.P. and Wallace, M.W., 2004. Zn-Pb mineralisation in the Silvermines district, Ireland: a product of burial diagenesis, Mineralium Deposita, 39, 87-102.

- Sack, R. O., Kuehner S. M. and Hardy, L. S., 2002. Retrograde Ag-enrichment in fahlores from the Coeur d'Alene mining district, Idaho, USA. Mineralogy Magazine, 66, 215-229.

- Sack, R.O., Fredericks, R., Hardy, L.S. and Ebel, D.S., 2005. Origin of high-Ag fahlores from the Galena Mine, Wallace, Idaho, U.S.A. American Mineralogist, 90, 1000-1007.

- Schwartz, M., 2000, Cadmium in Zinc Deposits: Economic Geology of a Polluting Element. Economic Geology Review, 42, 445-469.

- Sternbach, C.A. and Friedman G, M., 1984. Ferroan carbonates formed at depth require prosity well-log correction: Hunton Group, deep Anadarko Basin (Upper Ordovician to lower Devonian) of Oklahoma and Texas: Transaction of Southwest section. American Association of Petrology and Geology, 68, 167-171.

- Ströbele, F., Hildebrandt, L. H., Baumann, A., Pernicka, E. and Markl, G., 2015. Pb isotope data of Roman and medieval objects from Wiesloch near Heidelberg, Germany. Archaeological and Anthropological Sciences, 7, 465-472.

- Turner, E., 2011. Structural and stratigraphic controls on carbonate-hosted base metal mineralization in the mesoproterozoic Borden basin (Nanisivik district), Nunavut. Economic Geology, 106, 1197-1223.

- Velasco, F., Herrero. J.M., Yusta. I., Alonso. J.A., Seebold. I. and Leach. D., 2003. Geology and geochemistry of the Reocin zinc-lead deposit, Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain. Economic Geology, 98, 1371-1396.

- Walshaw, R.D., Menuge, J.F. and Tyrrell, S., 2006. Metal sources of the Navan carbonate-hosted base metal deposit, Ireland: Nd and Sr isotope evidence for deep hydrothermal convection. Mineralium Deposita, 41, 803-819.

- Whitney, D.L., and Evans, B.V., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185-187.

- Wilkinson, J.J., 2003. On diagenesis, dolomitization and mineralization in the Irish Zn-Pb orefield. Mineralium Deposita, 38, 968-983.

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

- Wilkinson, J., Eyre. S. and Boyce, A., 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. Economic Geology, 100, 63-86.

- 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 Geology Review, 39, 188-217.

- Yesares, L., Drummond, D.A., Hollis, S.P., Doran, A.L., Menuge, J, F., Boyes, A.J., Blakeman, R.J. and Ashton, J.H., 2019. Coupling mineralogy, textures, stable and radiogenic isotopes in identifying ore-forming processes in Irish-type carbonate-hosted Zn-Pb deposits. Minerals, 9, 335, https://doi.org/10.3390/min9060335.