



زایش کانسار Pb-Ba-Ag راونج، دلیجان، استان مرکزی با استفاده از مطالعات کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی

مصطفی نژادحداد^{۱*}، بتول تقی‌پور^۲، علیرضا زراسوندی^۳، علیرضا کریم‌زاده سومرین^۴

۱- دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

۲- استادیار زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

۳- استاد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۴- استادیار زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه براندون کانادا، مانیتوبا، کانادا

* عهده‌دار مکاتبات: Nejadhadad_geo86@yahoo.com

دریافت مقاله ۱۳۹۳/۲/۴: پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۳/۲۵

چکیده

کانسار Pb-Ba-Ag راونج در ۲۰ کیلومتری دلیجان در زون ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد. کانه‌زایی در سطوح راندگی آهکی کرتاسه و سنگ‌های شیلی رخ داده است. سیالات کانه‌دار ابتدا اسفالریت و پیریت را مجاور گسل‌هایی با روند NE-SW و در فاصله دورتر، گالن و باریت را ته‌نشین کرده‌اند. دولومیتی شدن در کانسار راونج اندک است. نسبت Zn/Zn+Pb این کانسار کمتر از ۰/۱ و مشابه کانسارهای جنوب شرق میسوری است. مقدار نقره کانسار راونج ppm ۸۰ است که مشابه درصد ۷۵ ام مقادیر کانسارهای MVT است. همبستگی سرب و نقره متوسط ($r=0.52$) و با آنتیموان بالا ($r=0.95$) است که به حضور نقره در کانی‌تتراهدردیت ارتباط دارد. الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب شیل‌های ژوراسیک متفاوت از یکدیگر است که نشانه نبود ارتباط بین سیال کانسار ساز با شیل ژوراسیک است. بی‌هنجاری منفی Ce/Ce^* سنگ کانه‌دار دخالت آب دریا در کانسار سازی و بی‌هنجاری مثبت Eu/Eu^* ته‌نشینی در شرایط fO_2 بالاست. در کانسار راونج ته‌نشست گالن ریزبلور نشانه اشباع سیال از گوگرد کاهیده است. ته‌نشینی همزمان گالن و باریت نیاز به دو سیال با خواص زمین‌شیمیایی متفاوت دارد. آمیختگی سیال اکسیدی غنی از فلز با سیال کاهیده دارای گوگرد کاهیده موجب ته‌نشست همزمان گالن ریز دانه و باریت می‌شود. دو سیال در سنگ‌های آواری اکسیدی افق پایه (آبخوان اکسیدی) و آهک توده‌ای غنی از مواد آلی و پیریت تمشکی (آبخوان کاهیده) توسط لایه‌های شیلی از هم جدا و از طریق گسل‌هایی با روند NE-SW دچار آمیختگی شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: کانسار Pb-Ba-Ag راونج، آهک کرتاسه زیرین، عناصر خاکی کمیاب، آمیختگی سیال

(Paradis et al., 2004).

۱- مقدمه

کانسار Pb-Ba-Ag راونج در ۲۰ کیلومتری شمال دلیجان و ۳ کیلومتری روستای راونج در کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد. تاکنون هفت توده معدنی عدسی شکل در این کانسار شناخته شده که برخی از آنها مانند Bs-Bn و Cs-Bw از حاشیه به یکدیگر متصل می‌شوند (شکل ۱-ب). این کان توده‌ها به ترتیب حجم ذخیره شامل توده‌های A, Cn, Cs, A, Bw, Bs, Bn و D هستند. در کانسار راونج، فعالیت استخراجی و فراوری سرب به روش فلوتاسیون نزدیک به ۴۰ سال پیشینه دارد و تقریباً ۳ میلیون تن ماده معدنی با عیار حد ۲/۵ درصد سرب از آن استخراج شده است. هدف این مقاله ارائه الگوی احتمالی تشکیل کانسار با استفاده از زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی ماده معدنی و بررسی عناصر خاکی کمیاب در رخنمون‌های سنگی منطقه است. این الگو جهت اکتشاف کان توده‌های جدید موثر است.

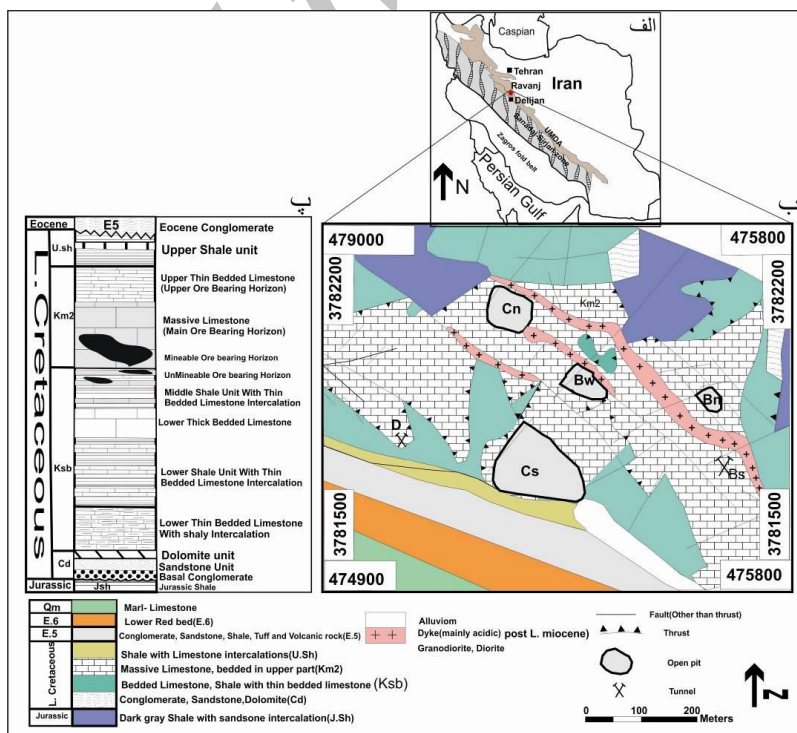
۲- زمین‌شناسی

کانسار Pb-Ba-Ag راونج در زون ارومیه- دختر قرار گرفته است و بخشی از کمر بند کوهزایی زاگرس به‌شمار می‌رود (شکل ۱-الف). سنگ میزبان این کانسار، سنگ‌های کربناتی و کربناتی- شیلی کرتاسه زیرین است

کانسارهای سرب و روی رسوبی با طیف گسترده‌ای از سنگ‌های کربناتی تا سیلیسی- آواری همراه هستند و ارتباطی با فعالیت‌های آذرین ندارند (Anderson, 1975). این کانسارها به دو گروه SEDEX و MVT تقسیم می‌شوند و در محیط‌های همزمان با رسوبگذاری و دیاژنز اولیه تا دگرگونی‌های درجه پایین نهشته می‌شوند. همراهی با سنگ‌های سیلیسی- آواری و لایه‌بندی کانی‌های سولفیدی با سنگ میزبان، نشانه‌ای از کانسار سازی تیپ رسوبی برون‌دمی (SEDEX) است (Leach et al., 2005). در کانسارهای MVT ارتباط مشخصی بین ته‌نشینی سولفیدهای سرب و روی، انحلال و جان‌نشینی سنگ میزبان کربناتی، تشکیل برش‌ها و سولفیدهای پرکننده فضای خالی وجود دارد (Corbella et al., 2004). کانی‌های باطله غیرسولفیدی این کانسارها شامل دولومیت، باریت، کلسیت و سیلیس بی‌شکل است (Leach et al., 2005). محتوای فلز کانسارهای MVT بسیار متفاوت است. بعضی از این کانسارها، غنی از روی هستند مانند منطقه آرکانزاس آمریکا ($Zn/Pb > 16$)، و یا مانند کانسارهای جنوب شرق میسوری غنی از گالن ($Zn/Pb < 0.1$) هستند. کانسار آپتون (Upton) در کانادا از باریت-اسفالریت- گالن، و کانسارهای میسوری مرکزی اساساً از باریت تشکیل شده‌اند (Plumlee et al., 1994;).

توده‌ای به‌ندرت در جای خود قرار دارد (شکل ۲- الف). در این سیستم، بخش‌های شیلی به‌عنوان سطوح مستعد برای لغزش عمل کرده‌اند (مدبری، ۱۳۷۴). امتداد راندگی‌ها N50W است. توده‌های معدنی درون واحد آهک توده‌ای در بالای مرز راندگی قرار دارند. پس از راندگی‌ها، گسل‌های نرمال با روند N30-50E و شیب حدود ۶۰ درجه به سمت جنوب شرق با مولفه چپگرد، مهم‌ترین گسل‌ها هستند (شکل ۱- الف). در تاقدیس واحدهای کرتاسه میانی و بالایی رخنمون ندارند (Emami, 1991) و چینه‌های کرتاسه پایینی به‌صورت دگرشیب، توسط سنگ‌های ائوسن شامل کنگلومرای قاعده‌ای، ماسه‌سنگ، توف و سنگ‌های آتشفشانی پوشیده می‌شوند. سنگ‌های آواری - تبخیری سازند قرمز زیرین و مارنی - آهکی سازند قم، توالی الیگوسن تا میوسن زیرین تاقدیس راونج هستند. تاکنون در سنگ‌های پس از کرتاسه این منطقه گزارشی از کانه‌زایی سرب ارائه نشده اما آهن (مانند کانسار آهن سروبان در شمال تاقدیس راونج) در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نهشته شده است. استوک‌های گرانودیوریتی و دایک‌های مرتبط با آنها پس واحدهای ژوراسیک تا میوسن زیرین را قطع کرده‌اند و سن احتمالی آنها پس از میوسن است. این دایک‌ها درون گسل‌هایی با روند NW-SE تزریق شده‌اند. بیشتر توده‌های معدنی مانند توده‌های Cn, A, Bs, Bw, Bn (به غیر از Cs که بزرگ‌ترین توده معدنی شناخته شده است) توسط این دایک‌ها قطع شده‌اند (شکل ۱- ب). بنابراین کانسارسازی سرب بدون ارتباط با این دایک‌ها هستند و احتمالاً تزریق آنها پس از تشکیل نهشته‌های سرب - باریم است. بر اساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، پیریت تنها کانی تیره همراه با این دایک‌هاست. شکل ۱- پ، ستون چینه‌شناسی کرتاسه زیرین تاقدیس راونج را نشان می‌دهد.

که در تاقدیس راونج رخنمون یافته‌اند (شکل ۱- ب). لایه‌های چین‌خورده سنگ میزبان، با دگرشیمی بر روی شیل‌های خاکستری و سیاه‌رنگ ژوراسیک (معادل سازند شمشک) قرار دارند (Emami, 1996). در منطقه راونج، سازند شمشک از لایه‌های خاکستری و سیاه رنگ شیلی با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی تشکیل شده است. واحدهای کرتاسه با رسوبات آواری متشکل از واحد کنگلومرای و ماسه‌سنگ کوارتزی قرمز رنگ آغاز می‌شوند و به‌طور دگرشیب بر روی لایه‌های شیلی ژوراسیک قرار دارند. رسوبات آواری، توسط لایه‌های نازکی از دولومیت ماسه‌دار کرم‌رنگ پوشیده می‌شوند. این لایه‌های آواری و دولومیت ماسه‌دار، ضخامتی حدود ۵۰ متر دارند. آهک‌های اوربیتولین‌دار نازک‌لایه با میان‌لایه‌های شیلی به‌طور هم‌شیب واحد آواری را می‌پوشانند. به سمت بالای توالی، مقدار شیل این لایه‌ها بیشتر می‌شود و به شیل با میان‌لایه‌های آهکی تبدیل می‌شوند. این واحد شیلی به‌تدریج به یک واحد آهکی ضخیم‌لایه دارای اربیتولین با میان‌لایه‌های نازک شیلی تبدیل می‌شود. این لایه‌ها نیز با یک سری از لایه‌های شیلی با میان‌لایه‌های آهکی پوشیده می‌شوند. مجموع ضخامت این توالی شیلی - آهکی ۲۵۰ متر است (مدبری، ۱۳۷۴). کانی‌سازی غیراقتصادی سرب و باریت به‌طور محلی در واحدهای شیلی - آهکی رخ داده است. افق اصلی کانه‌دار که از نظر اقتصادی قابل استخراج است یک واحد آهک توده‌ای رودیست‌دار است. این آهک‌ها صخره‌ساز بوده و ضخامتی حدود ۱۳۰ متر دارند. واحد آهک توده‌ای توسط واحد شیلی با میان‌لایه‌های آهکی آلبین پوشیده می‌شود. واحد آهک توده‌ای در مناطق مختلفی بر روی واحدهای شیلی زیرین رانده (Thrust) شده است. بر اثر حرکات آلی، رسوبات آهکی کرتاسه که بین رسوبات شیلی ژوراسیک و شیل‌های کرتاسه قرار دارند، شدیداً خرد شده‌اند. به همین دلیل آهک‌های



شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و زون ماگمایی ارومیه - دختر، ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، پ) ستون چینه‌شناسی کرتاسه زیرین با

تفکیک واحد سنگ‌شناسی (مدبری، ۱۳۷۴)

۳- روش مطالعه

مرحله اولیه، اصلی و تأخیری تهنشین شده است. کانه‌سازی گالن مرحله اولیه، پس از تهنشینی پیریت نوع دوم (پیریت قلوهای، pyrite colloform) رخ داده است. این گالن‌ها، پیریت‌های تمشکی و پیریت‌های قلوهای را احاطه یا قطع کرده‌اند. این نسل از گالن با تتراهدريت هم‌رشدی دارد و از نظر پاراژنتیکی هم‌زمان با آن تشکیل شده است. گالن‌های مرحله اصلی کانسارسازی دارای میانبارهای اسفالریت، تتراهدريت، کالکوپیریت و پیریت است. بلورهای گالن این مرحله ریزدانه هستند و به‌صورت رگچه‌ای، پوششی و جانشینی کانی‌های مرحله پیشین حضور دارند. درحالی که گالن مرحله یک، پیریت‌های تمشکی و قلوهای را می‌پوشاند گالن مرحله اصلی کانه‌زایی (مرحله دوم)، پیریت نوع سوم و گالن مرحله اول را می‌پوشاند. این دو نسل گالن از نظر بلوری تفاوت مشخصی با یکدیگر ندارند ولی توسط یک مرحله پیریت‌زایی (نوع ۳ پیریت) که نشانه انقطاع در کانه‌زایی گالن است، از یکدیگر قابل تفکیک هستند. بیشتر گالن‌های مرحله پس کانه‌زایی (گالن تاخیری)، برخلاف گالن‌های نسل ۱ و ۲ که همراه با آنها میانبارهای فراوانی از کانی‌های تیره مانند اسفالریت و تتراهدريت به دام افتاده (شکل ۲- پ و ث)، هیچگونه میانبار جامدی ندارند (شکل ۲- ج). اندازه این گالن‌ها تا ۵ میلی‌متر است و به‌صورت پرکننده فضاهای خالی همراه با کلسیت یا دولومیت (به‌ندرت) تهنشین شده است. تهنسست هم‌زمان گالن و کربنات یک پدیده کمیاب در کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی است زیرا تهنشینی کانی‌های سولفیدی همراه با تولید اسید است. اسید تولید شده با انحلال سنگ میزبان کربناتی بافر می‌شود (Anderson, 1983). تهنسست هم‌زمان گالن و کانی‌های کربناتی، نشان‌دهنده اشباع محلول نسبت به این دو کانی است. این پدیده فقط در محیط‌هایی رخ می‌دهد که افزایش فعالیت یون CO_3^{2-} موجب بالارفتن pH یا غلظت بی‌کربنات شده باشد (Sverjensky, 1981).

اسفالریت: از نظر پاراژنت، اسفالریت پیش از گالن مرحله اصلی تهنشین شده است و عمدتاً به‌صورت میانبار درون گالن حضور دارد. توزیع اسفالریت به‌صورت میانبارهای بی‌شکل دانه‌ریز یا هم‌رشدی با گالن یکنواخت نیست. فراوانی نسبی اسفالریت از یک توده معدنی به توده دیگر یا در بخش‌های مختلف یک توده معدنی بسیار متفاوت است.

پیریت: فراوانی کانی‌های سولفیدی آهن نسبت به دیگر کانی‌های سولفیدی در بعضی از کانسارهای MVT بسیار زیاد اما در بعضی دیگر ناچیز است (Leach et al., 1995). چهار نوع پیریت در کانسار راونج قابل شناسایی است. نوع اول: پیریت‌های ریزدانه تمشکی و کروی هستند (شکل ۲- ت). این نوع پیریت به‌صورت میانبار یا انبوهه‌هایی که به‌طور جزئی فراگرفته شده در گالن و دیگر کانی‌های تیره حضور دارد. پیریت‌های تمشکی نشانه فعالیت‌های باکتریایی است (Love, 1962). برای مثال پیریت‌های تمشکی در لایه‌های شیلی غنی از مواد آلی همراه با دولومیت بونه‌تری، احتمالاً هم‌زمان با فرایندهای رسوبی یا دیاژنز اولیه تشکیل شده‌اند (Mavrogenes et al., 1994). اگرچه این بافت ممکن است تحت‌تأثیر فرایندهای گرمایی، بدون دخالت فعالیت باکتری‌های کاهنده گوگرد از سیالاتی که pH ۶ تا ۸ دارند نیز تشکیل شود (Sweeny and Kaplan, 1973). پیریت‌های تمشکی کانسار راونج در بخش‌های غنی از مواد آلی آهک توده‌ای همیشه حضور دارند اما بیشترین مقدار آن درون لایه‌های شیلی بخش زیرین است. بنابراین پیریت‌های تمشکی کانسار راونج، حاصل

عملیات صحرایی این تحقیق در سال‌های ۹۰-۱۳۸۹ انجام شد. این مطالعات شامل بررسی زمین‌شناسی ناحیه کانساری و نواحی مجاور، تکمیل نقشه‌های زمین‌شناسی، تعیین الگوی ساختاری منطقه، نگاربرداری مغزه‌های حفاری و تعیین ساختار و بافت‌های کانسارسازی است. نمونه‌هایی با بافت و ساختارهای مختلف از حفرات معدن روباز بلوک‌های A, Bw, Cn, Cs، تونل‌های بلوک A, Bw و همچنین گمانه‌های حفاری بلوک Cs برای تهیه مقاطع سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری برداشت شد. از این نمونه‌ها ۶۷ مقطع نازک و صیقلی تهیه شد که شامل ۲۷ مقطع نازک و ۴۰ مقطع صیقلی است. یک گروه ۳۰ تایی نمونه کلی از ماده معدنی تونل‌های A و Bw که در سال ۱۳۸۹ توسط شرکت سوژمیران (۲۷۰ نمونه) جهت تعیین مقدار عناصر اصلی و کمیاب ماده معدنی به‌طور تصادفی انتخاب شد. این نمونه‌ها به روش ICP-MS در آزمایشگاه Lab West استرالیا تجزیه شده‌اند. محلول‌سازی آنها شامل هضم ۰/۲۵ گرم از نمونه پودر شده تا مش کمتر از ۲۰۰ در یک حلال چند اسیدی است. این نمونه‌ها برای عناصر اصلی و کمیاب بر حسب ppm تا حد تشخیص بالاتر از ۱۰۰ ppm برای عناصر اصلی و ۱ ppm تا ۰/۱ ppm برای عناصر کمیاب تجزیه شدند (جدول ۱). شش نمونه از شیل‌های ژوراسیک، سنگ میزبان کانه‌زایی نشده (سنگ بدون دگرسانی) و سنگ میزبان کانه‌دار برای تعیین مقدار REE به روش چند اسیدی محلول و با دستگاه ICP-MS در آزمایشگاه Lab West استرالیا تجزیه شدند (جدول ۳). حد تشخیص این روش بالاتر از ۰/۱ ppm است.

۴- بحث و بررسی

۴-۱- کانه‌زایی

توده‌های معدنی عدسی‌شکل در کانسار راونج، هم‌شیب تا نیمه هم‌شیب و چینه‌کران هستند. کانه‌زایی غیراقتصادی همراه با میان‌لایه‌های کربناتی درون شیل‌ها و کان توده‌های اقتصادی در بخش زیرین واحد آهک توده‌ای و سطح تماس آن با لایه‌های شیلی قرار گرفته است. از عمق (بخش در تماس با شیل‌ها) به طرف سطح توده، عبار سرب کاهش می‌یابد. احتمالاً کمر پایین آهک توده‌ای به دلیل خردشدگی در سطوح راندگی محل مناسبی برای کانسارسازی بوده است. پرکننده فضای بین قطعات برش، جانشینی سولفیدها به‌جای سنگ میزبان، رگچه‌ها و انبوهه‌هایی از بلورهای ریز و بی‌شکل گالن، و سولفید دانه پراکنده در سنگ کربناتی بافت‌های ماده معدنی هستند. در بیشتر این بافت‌ها، گالن و باریت هم‌زمان تهنشین شده‌اند (شکل ۲- الف). کانی‌شناسی کانسار ساده و کانی‌های زیر به‌ترتیب فراوانی شناسایی شدند: گالن، پیریت، اسفالریت، تتراهدريت و کالکوپیریت به‌عنوان کانه‌های اولیه، کلسیت، باریت، دولومیت و کوارتز کانی‌های باطله و سروسیت، اکسیدهای آهن (عمدتاً لیمنیت)، اسمیت زونیت، کوولیت و مالاکیت کانی‌های ثانویه سطحی‌زاد هستند.

گالن: کانه اصلی کانسار راونج است. گالن به‌صورت بلورهای پراکنده و انبوهه‌های ریزبلور کوچک‌تر از ۰/۱ تا حداکثر ۰/۶ میلی‌متر یا به‌صورت پرکننده حفرات با اندازه ۱ تا ۵ میلی‌متر تشکیل شده است. گالن در سه

مشاهده نشده‌اند.

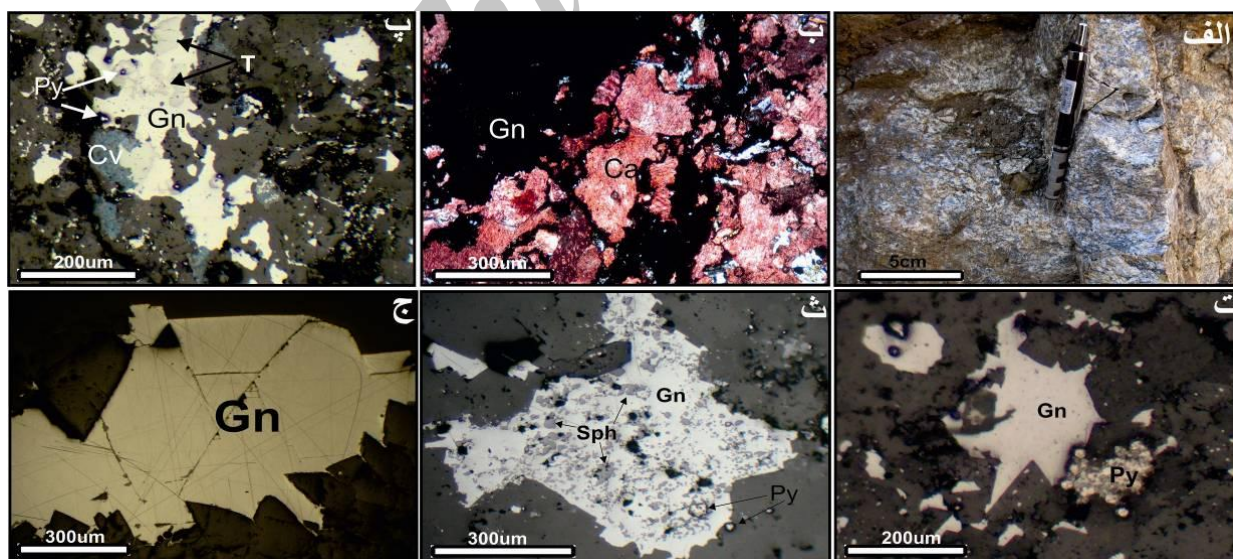
کالکوپیریت: کالکوپیریت کمیاب‌ترین کانه کانسار راونج است و به صورت بلورهای بی‌شکل درون گالن دیده می‌شود. کانی‌های باطله غیرسولفیدی: کلسیت، باریت، دولومیت، کوارتز و بیتومین (مواد آلی) هستند.

کلسیت: بسیاری از کانسارهای سرب و روی نوع MVT در زون‌های انحلالی همراه با سنگ‌های کربناتی تشکیل شده‌اند (Corbela et al., 2004). کربناتی شدن در کانسار راونج در سه مرحله ناپیوسته رخ داده است. اسپاریتی شدن سنگ میزبان به‌خرج میکریته‌ها، پیش از کانه‌زایی است. پیریت‌های قلوهای این اسپاریت‌ها در خود هضم کرده اما توسط کلسیت نسل دوم قطع شده‌اند. برخی از بلورهای کلسیت تشکیل شده در این مرحله تا بیش از ۱ سانتی‌متر هستند. این کلسیت‌ها پیش از مرحله اصلی کانه‌زایی گالن ته‌نشین شده‌اند زیرا شواهدی از خوردگی اسیدی و انحلال دوباره ضمن ته‌نشینی گالن را نشان می‌دهند (شکل ۲-ب). شکستگی‌ها و حفره‌های انحلالی باقیمانده توسط کلسیت پس‌کانه‌زایی پر شده‌اند. این کلسیت‌ها پس از ته‌نشینی گالن و باریت مرحله اصلی کانه‌زایی ته‌نشین شده‌اند.

باریت: بلورهای منشوری و انبوه‌های باریت با ابعاد چند mm تا چند cm در همه بخش‌های سنگ میزبان پراکنده هستند. دسته‌های شعاعی باریت عمدتاً درون فضاهای خالی رشد می‌کنند (Hanor, 2000). بررسی مغزه‌های حفاری نشان می‌دهد که باریت، مقادیر اندکی دولومیت در بخش حاشیه‌ای نسبت به توده‌های معدنی متمرکز شده‌اند. مقدار کمی باریت پیش از پیریت قلوهای ته‌نشین شده است اما بخش عمده آن همزمان تا کمی پس از گالن مرحله اصلی ته‌نشین شده است.

فعالیت‌های باکتریایی همزمان با فرایندهای رسوبگذاری یا همزمان با دیاژنز اولیه سنگ هستند. نوع دوم: پیریت‌های قلوهای. این پیریت‌ها پس از پیریت‌های تمشکی، تبلور مجدد سنگ میزبان و باریت‌های نسل اول تشکیل شده‌اند. شواهدی مانند جذب مجدد (Resorbition) باریت و سنگ کربناتی و حضور میانبارهای فراوانی از این کانی‌ها درون پیریت‌های قلوهای، نشان‌دهنده رشد آنها پس از ته‌نشست باریت و اسپاریتی شدن سنگ میزبان است. بر خلاف اندازه بسیار کوچک پیریت‌های تمشکی، پیریت‌های قلوهای اندازه بزرگ‌تری دارند که از ۰/۲ تا بیش از ۲ سانتی‌متر هستند. بافت قلو-ای پیریت وابسته به آهنگ اشباع سیال نسبت به گوگرد و نشان‌دهنده سرعت تبلور زیاد از یک سیال کانسار ساز فوق اشباع است. نوع سوم: بیشترین مقدار پیریت از نوع دانه‌های خودشکل یا انبوه‌ها، رگه و رگچه‌ای است که بین دو مرحله تشکیل گالن نهشته شده‌اند. نوارهای گالن، پیریت، گالن و کلسیت تاخیری از حاشیه به سمت مرکز رگه‌ها و در فضای خالی بین برش‌ها یکی از بافت‌های متداول کانه‌زایی در کانسار راونج است. نوع چهارم: بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار پیریت همراه با کلسیت‌های تاخیری به صورت دانه پراکنده حضور دارند. این نوع پیریت چندان معمول نیست و همراه با گالن مرحله سوم، آخرین مرحله ته‌نشست سولفیدهاست. پیریت‌زایی در کانسار راونج گسترده است اما مارکازیت در این کانسار گزارش نشده است. نبود مارکازیت در این کانسار نشان می‌دهد که pH سیالات کانسار ساز، بالاتر از ۵ بوده است. مارکازیت از سیالاتی با $pH < 5$ ته‌نشین می‌شود (Stanton and Goldhaber, 1991).

تتراهدریت: میانبارهای پراکنده تتراهدریت به فراوانی در گالن‌های نسل دوم حضور دارند. این کانی‌ها به‌ندرت ممکن است با گالن‌ها هم‌رشدی نشان دهند. توزیع این کانی غیر یکنواخت است اما در گالن‌های مرحله تاخیری



شکل ۲- الف) ته‌نشینی همزمان باریت و گالن، ب) رنگ آمیزی مقطع نازک به روش دیکسون در تفکیک دولومیت از کلسیت، پ) تتراهدریت به دام افتاده در گالن پیریت را در برگرفته است، جانشینی کولیت به جای تتراهدریت، ت) پیریت‌های تمشکی که به طور جزئی توسط گالن در برگرفته شده‌اند، ث) گالن مرحله اصلی کانه‌زایی به ابعاد تقریبی ۶۰۰ میکرون دارای میانبارهای فراوان اسفالریت و پیریت، ج) گالن مرحله تاخیری که فضای خالی حفرات باقیمانده را پر کرده است. شکل ب تا ج نور ppl هستند.

Ca: Calcite, Ba: Barite, Sph: Sphalerite, Py: Pyrite, Cv: Coveline, Gn: Galena

دولومیت به عنوان یک باطله فرعی حضور دارد. در مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری دو نوع دولومیت قابل تفکیک است. دولومیت‌های خودشکل با

دولومیتی شدن در کانسار راونج ناچیز است (شکل ۲-ب). در این کانسار فراوانی دولومیت نسبت به کلسیت بسیار کمتر است و

بیتومین در مراحل تاخیری نهشته و تمامی کانی‌های مرحله اصلی و پیش از آن را در بر گرفته‌اند. اکسایش کانی‌های سولفیدی در محیط‌های سطحی در آب و هوای خشک رایج است و در اغلب کانسارهای سرب و روی ایران مانند ایران کوه، مهدی‌آباد و کوه سرمه گزارش شده است (Reichert and Borg, 2008). در کانسار راونج، کانی‌های اکسیدی آهن (عمدتاً لیمونیت)، سروسیت، کوولیت، مالاکیت و آزوریت به ترتیب از کانی‌های پیریت، گالن، کالکوپیریت و تتراهدريت شده است.

بافت دانه شکری که اندازه‌های از ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون دارند. دولومیت‌های بی‌شکل پرکننده فضای خالی، اندازه بسیار بزرگی دارند. این دولومیت‌ها حاشیه‌های انحنایافته دارند و خاموشی موجی نشان می‌دهند که از ویژگی‌های دولومیت‌های زین‌اسبی (Saddle) یا زینی بی‌تناسب (baroque) است (Hood et al., 2004).

بیتومین (Bitumen): استیلولیت‌های دنداندار دارای بیتومین با جلای اسیدین، گاهی تا بیش از چند میلی‌متر ضخامت دارند. مواد آلی همراه با پیریت، گالن و مقادیر اندکی سیلیس نامتبلور متمرکز شده است.

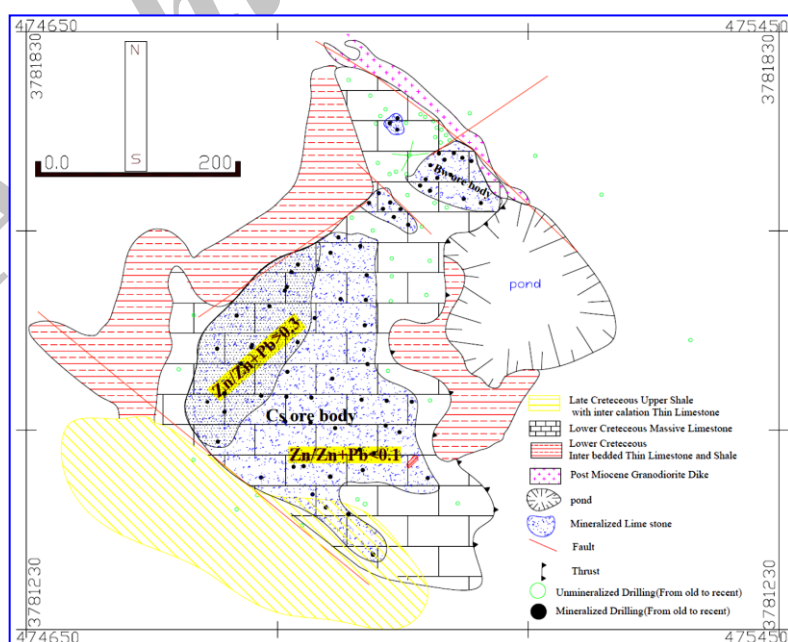
	Pre-Mineralization Stage	Mineralization Stage	Supegene
Calcite	●	●●●●●	
Dolomite		●●●●●	
Pyrite	●	●●●●●	●
Chalcopyrite		●●●●●	
Sphalerite		●●●●●	
Tetrahedrite		●●●●●	
Galena		●●●●●	
Barite	●	●●●●●	
Quartz		●●●●●	
Covellite			●
Malachite, Azurite			●
Cerrucite, Goetite			●
Bitumen			●

شکل ۳- توالی پاراژنتیکی کانیایی در کانسار سرب- باریم- نقره راونج

کشیده شده است (شکل ۴). در همه توده‌های معدنی، گالن و باریت منطقه-بندی دارند. در بلوک Cs، اسفالریت و پیریت هم به این کانی‌ها اضافه می‌شود. در بخش شمال غرب توده Cs نسبت $Zn/Zn+Pb$ بیشتر از ۰/۳ است. در این بخش مقدار پیریت همراه با ماده معدنی بسیار زیاد است.

۲-۴ - منطقه‌بندی کانیایی

کانه‌زایی در بخش شمال غرب توده‌های معدنی دارای مرز مشخص است ولی زبانه‌هایی از ماده معدنی نسبت به تنه اصلی به سمت جنوب شرق



شکل ۴- نقشه زمین‌شناسی کان توده‌های Cs و Bw. ماده معدنی در مجاورت گسل با روند NE-SW غنی از Zn و Fe است

گالن نهشته شده‌اند. بنابراین به نظر می‌رسد که منطقه‌بندی در نتیجه حرکت سیال کانه‌زا از طریق گسل‌هایی با روند NE-SW به درون سطوح

به سمت جنوب شرق از مقدار اسفالریت کاسته و نسبت $Zn/Zn+Pb$ به کمتر از ۰/۵ می‌رسد. در توالی پاراژنتزی، اسفالریت و پیریت زودتر از

راندگی است. به سمت بالا و بیرون توده معدنی، باریت نسبت به گالن افزایش می‌یابد. به دلیل کوچک بودن ذخیره سایر توده‌ها نسبت به بلوک Cs، منطقه بندی آنها ناشناخته‌تر می‌باشد.

۵- زمین‌شیمی

۱-۵ عناصر اصلی و جزئی

نتایج تجزیه شیمیایی بعضی از عناصر نمونه‌های سنگ کانه‌دار در جدول ۱ آورده شده است. کانسار راونج همانند کانسارهای جنوب شرق میسوری (Sverjensky, 1986) در رده کانسارهای غنی از سرب با نسبت

مقدار $Zn/Zn+Pb < 0.1$ قرار می‌گیرند. مقدار Mg نمونه‌ها نسبت به کلسیم بسیار کم است (۰/۶٪ Mg در مقابل ۳۱/۵٪ Ca). مقدار کم Mg مطابق با مطالعات سنگ‌نگاری و احتمالاً به دلیل واکنش سیالات فقیر از Mg با سنگ میزبان می‌باشد. کانسارهای سرب مرتبط با فعالیت‌های ماگمایی بیشترین Ag را در کانسارهای سرب و روی دارند. این کانسارها عموماً بیش از ۱۰۰۰ ppm و گاهی تا ۵۰۰۰ ppm نقره دارند. کانسارهای سرب و روی رسوبی تشکیل شده در دما و عمق کم، کمترین مقدار Ag را دارند (Dill et al., 2011). نقره این کانسارها کمتر از ۱۰۰ ppm است (Klein, 1993). در کانسارهای MVT با افزایش Pb و Zn مقدار Ag افزایش می‌یابد.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگ میزبان کانه‌دار کانسار راونج (BST: BS tunnel; AT: A tunnel)، داده‌ها بر حسب ppm

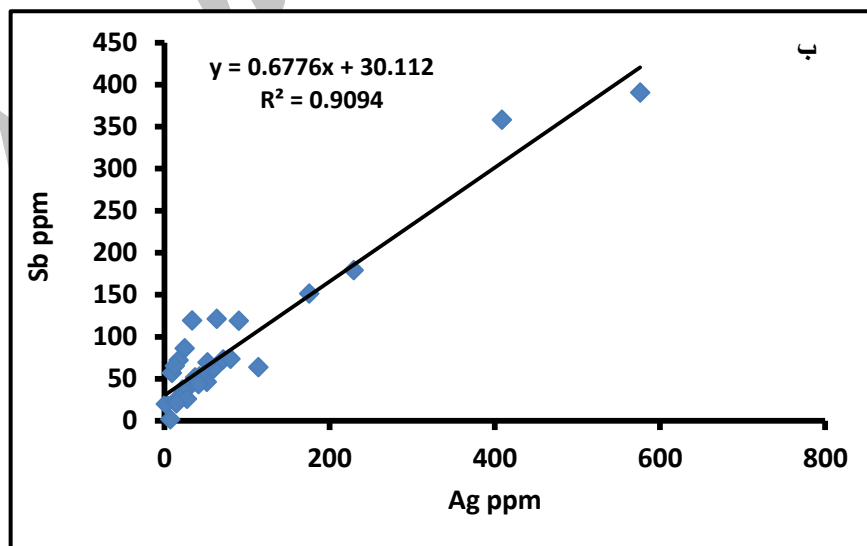
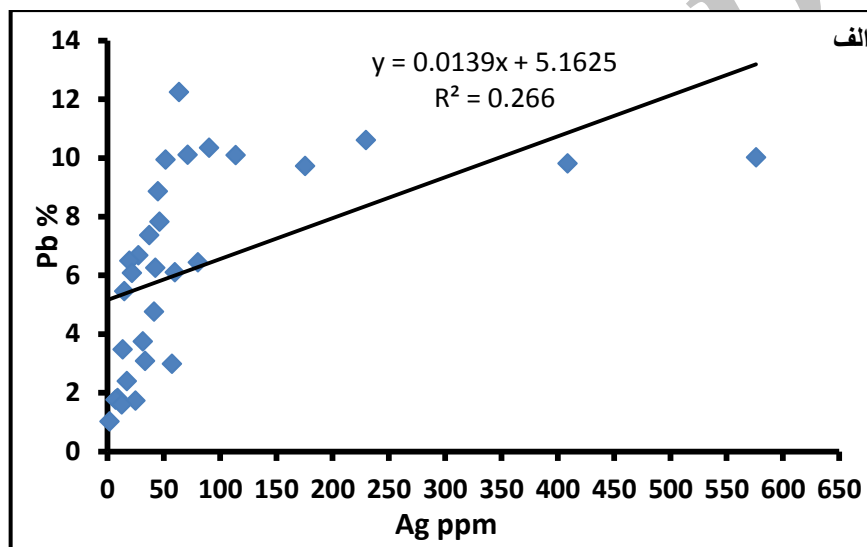
	Ca%	Mg%	Ag	As	Ba%	Cd	Cu	Fe%	Ni	Pb%	Sb	Zn	Zn/Zn + Pb
BST-204	23.3	0.43	71.3	146.9	9.38	41.32	199	5.47	20	10.1	72.5	9368	0.08
BST-46	24.5	0.32	44.7	7.7	15.24	30.13	120	0.22	1	8.85	48.1	3686	0.04
BST-121	33.9	0.27	1.79	24.1	3.41	6.6	68	0.76	2	1.02	19.5	679	0.06
BST-72	34.6	0.51	59.8	35.8	13.5	68.25	157	0.87	1	6.1	61.5	13205	0.18
A T 3 -28	36.4	1.38	31.41	21.9	1.8	0.55	351	0.83	4	3.74	41.8	340	0.01
BST-110	29.8	0.65	229.5	35.1	2.33	40.63	222	0.95	3	10.6	178.7	6374	0.06
BST-73	30.2	0.2	175.5	40.4	10.58	31.08	165	0.88	1	9.72	150.9	1591	0.02
BST-22	27.8	0.15	113.9	104.7	10.04	9.06	252	0.36	7	10.09	63.5	4204	0.04
BST-17	32.9	0.19	51.6	9.9	3.64	30.14	117	0.47	1	9.93	46	4416	0.04
BST-85	26.7	0.27	408.6	51.2	14	38.98	139	0.55	2	9.8	358	3738	0.04
BST-124	35.7	0.3	13.4	36.6	12.73	8.59	161	1.06	1	3.47	23.6	1906	0.05
BST-201	29.8	0.15	63.7	131.6	6.12	14.93	710	1.98	10	12.24	121	1484	0.01
BST-58	36.4	0.37	9.1	161.9	1.83	11.47	544	1.81	9	1.81	56.5	1242	0.06
BST-63	30.7	0.15	21.9	167.1	5.28	11.36	424	4.2	21	6.07	36.6	1712	0.03
BST-78	30	0.23	576.1	44.7	5.64	192.69	174	0.57	1	10.01	390.2	32025	0.24
A T 3 -17	33.1	0.87	17.31	19.3	2.11	0.38	896	0.24	7	2.39	71.84	295	0.01
A T 1-19	33	1.81	33.56	36.2	6.27	0.33	784	0.61	8	3.08	118.98	153	0.01
BST-60	35	0.24	19.5	100.2	9.22	6.03	205	2.84	18	6.49	25.8	1509	0.02
BST-21	33.1	0.18	46.1	46.3	4.86	13.25	283	1.29	2	7.82	52	2367	0.03
BST-3	34.4	0.49	27.4	77.2	1.25	6.56	88	1.18	4	6.67	25.6	1147	0.02
A T 3 -12	38.9	0.39	14.91	27.7	14.54	0.35	168	0.58	5	5.456	20.46	116	0.01
A T 1-38	30.1	1.85	24.85	32.4	4.17	0.33	1250	1.01	8	1.73	85.76	100	0.01
A T 1-9	18.8	2.83	52.43	49.8	0.87	3.02	665	1.84	23	2.98	69.3	2213	0.07
A T 1-22	25.4	1.21	12.59	55.7	1.15	0.42	1740	1.83	16	1.59	64.82	216	0.01
A T 3 -8	37.4	0.21	42.49	53.6	1.53	0.53	341	1.66	13	6.25	52.35	506	0.01
A T 3 -7	34.6	0.25	80.2	42.2	4.37	0.82	1304	0.76	11	6.43	73.27	521	0.01
BST-153	34.8	0.57	7.4	35.2	7.03	1.09	187	0.93	5	1.76	1.23	174	0.01
A T 3 -27	36.3	0.3	37.14	29.7	1.48	1.17	686	0.95	10	7.36	51.26	543	0.01
BST-37	31.2	0.14	41.3	270	1.67	3.2	645	2.98	16	4.76	43.1	260	0.01
BST-2-06	23.9	1.33	90.3	47.3	2.94	10.25	389	1.63	7	10.34	118.7	3480	0.03
Avg.	31.5	0.61	80.83	64.75	5.96	19.45	660.77	1.38	7.9	6.29	91.84	3319	0.04

مقدار Ag نمونه‌های مورد مطالعه کمتر از ۲ تا بیش از ۵۵۰ ppm تغییر می‌کند. این مقادیر از درصد دهم تا بالاترین درصد نقره موجود در کانسارهای MVT تغییر می‌کند (Leach et al., 2005). مقدار متوسط نقره، ۸۰ ppm است که مطابق با درصد ۷۵ ام مقادیر آماری کانسارهای MVT است (برای توضیح بیشتر به Leach et al., 2005 مراجعه شود). ضریب همبستگی بین Ag و Pb متوسط ($r = 0.52$) و ولی Ag با Sb همبستگی قوی نشان می‌دهد ($r = 0.95$). در کانسارهای سرب، نقره به صورت جانیشینی در شبکه گالن و تتراهدریت حضور دارد. افزایش غلظت

نقره در ارتباط با حضور یا عدم حضور کانی تتراهدریت است. نقره به جای مس در شبکه تتراهدریت جانشین می‌شود (Riley, 1974). همبستگی آهن با آرسنیک، نیکل و کبالت ($r > 0.7$)، و Cd با Zn ($r > 0.9$) قابل توجه است. همبستگی بالای Fe با Ni، As، و Co ($r > 0.7$) در ارتباط با میانبراهای پیریتی و پیریت‌های آزاد همراه گالن است. همبستگی بالای روی و کادمیم به دلیل مشابهت شعاع و بار یونی کادمیم و روی است که موجب جانیشینی کادمیم به جای روی در شبکه اسفالریت می‌شود.

جدول ۲- ضریب همبستگی بین برخی از عناصر در نمونه‌های سنگ میزبان همراه با کانی‌زایی

Element	Ca	Mg	Ag	As	Ba	Cd	Co	Cu	Fe	Ni	Pb	Sb	Zn
Ca	1.00												
Mg	-0.21	1.00											
Ag	-0.26	-0.17	1.00										
As	-0.11	-0.26	-0.10	1.00									
Ba	-0.03	-0.33	0.19	-0.15	1.00								
Cd	-0.16	-0.22	0.83	-0.08	0.21	1.00							
Co	0.00	-0.23	-0.33	0.82	-0.14	-0.28	1.00						
Cu	-0.15	0.43	-0.24	0.06	-0.45	-0.32	0.01	1.00					
Fe	-0.27	-0.07	-0.20	0.72	-0.12	-0.08	0.80	0.04	1.00				
Ni	-0.32	0.28	-0.31	0.57	-0.34	-0.32	0.73	0.44	0.76	1.00			
Pb	-0.30	-0.43	0.52	0.06	0.29	0.42	-0.01	-0.40	0.07	-0.18	1.00		
Sb	-0.32	-0.03	0.95	-0.10	0.14	0.73	-0.40	-0.08	-0.19	-0.26	0.46	1.00	
Zn	-0.19	-0.16	0.76	-0.06	0.18	0.98	-0.20	-0.30	-0.02	-0.23	0.40	0.65	1.00



شکل ۵- الف- نمودار همبستگی Pb در مقابل Ag، ب- نمودار همبستگی Sb در مقابل Ag

۲-۵- عناصر خاکی کمیاب (REE)

سازی نشده (۱ نمونه) و نمونه‌های سنگ میزبان کربناتی کانه‌دار (۳ نمونه)، برای تعیین الگوی عناصر خاکی کمیاب انتخاب و تجزیه شدند (جدول ۳). مقدار $\sum REE$ در شیل‌های ژوراسیک منطقه (۱۹۷/۳-۲۰۰/۶ ppm)

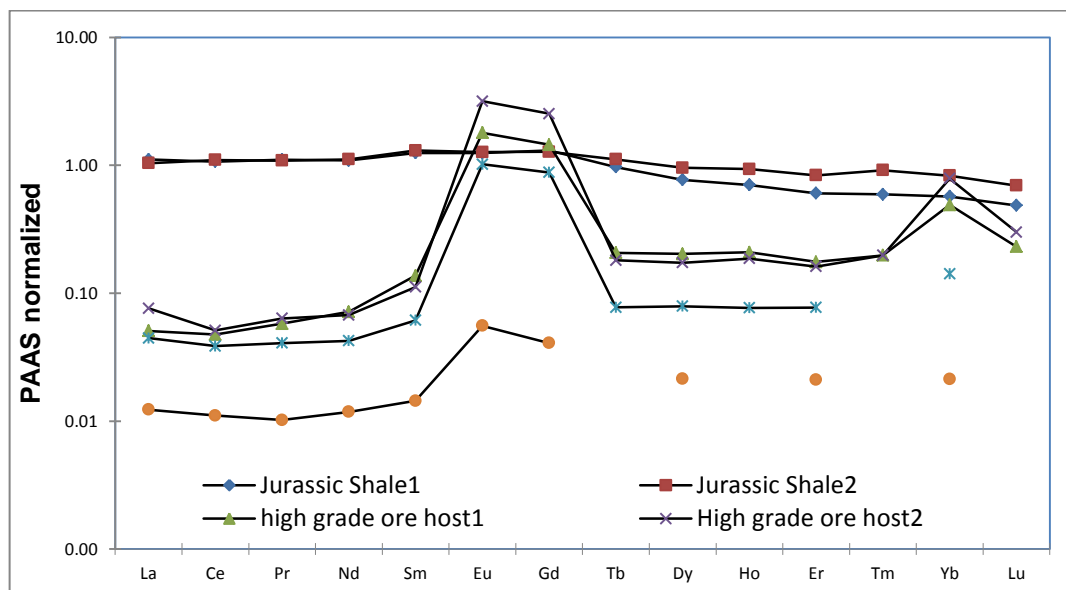
شش نمونه از شیل‌های ژوراسیک زیرین (۲ نمونه)، سنگ میزبان کانه-

توزیع REEها در سنگ میزبان کانه‌دار و بدون کانه تا حدی مشابه است ولی سنگ میزبان کانه‌دار دارای مقادیر بیشتری (به ترتیب ۲۱/۵ppm و ۲/۴۹ppm) از این عناصر است. مقدار Ce/Yb در نمونه‌های سنگ میزبان کانه‌دار از ۰/۱ تا ۰/۳ متغیر است که گویای غنی‌شدگی آنها از عناصر HREE نسبت به LREE است. دگرسانی در کانسار راونج شامل جانشینی کلسیت ثانویه، کانی‌های سولفیدی و باریت در سنگ میزبان است. REEها به شدت سنگ‌دوست (Lithophile) هستند و مقدار آنها در کانی‌های سولفیدی (مثلا گالن) کم است (Morgan and Wandless, 1980). برای تعیین مقدار REE نمونه‌های کانه‌دار، نمونه‌هایی با مقدار بسیار کم باریت انتخاب شد. از سوی دیگر باریت‌ها الگوی غنی‌شدگی از LREE را نشان می‌دهند که به دلیل محدودیت شبکه کانی باریت برای تجمع عناصر HREE است (Guichard et al., 1979). بنابراین الگوی غنی‌شدگی HREE در نمونه‌های کانه‌دار مرتبط با کلسیت‌های ثانویه است. الگوی تهی‌شدگی از LREE و بی‌هنجاری منفی Ce/Ce^* نشان‌دهنده دخالت آب دریا در تشکیل سیالات گرمایی است (Lottermoser, 1992). حضور اکسیژن زیاد در منشا سیالات گرمایی در محیط‌های نزدیک به سطح، موجب اکسیدشدن Ce^{3+} ، ته‌نشین شدن آن به شکل Ce^{4+} و بی‌هنجاری منفی در ناحیه کانسار سازی می‌شود (Chesley et al., 1994). در کانسار راونج، باریت همراه با گالن ته‌نشین شده است. بی‌هنجاری مثبت Eu ویژگی اصلی کانسارهایی با شرایط Eh نزدیک به تعادل مگنتیت-هماتیت یا سولفید-سولفات است (Sverjensky, 1984b)، که در شرایط نزدیک به سطح ته‌نشین شده‌اند (Bau, 1991).

نسبت به PAAS (۱۸۴/۶۹ ppm) بیشتر است. مقدار $\sum REE$ در سنگ کربناتی کانه‌سازی نشده بسیار کم (۲/۳۹ ppm) و در مقایسه با مقدار میانگین جهانی سنگ‌های آهکی ($\sum REE < 10$ ppm) کمتر است (Schieber, 1988). $\sum REE$ نمونه‌های کانه‌دار بیشتر از نمونه‌های غیر کانه‌دار است و از ۱۳/۰۳ تا ۲۹/۶۸ تغییر می‌کند که نشان‌دهنده افزایش این عناصر ضمن کانسار سازی است. شیل‌های منطقه مقادیر بیشتری از عناصر خاکی کمیاب (به طور متوسط ۱۹۹ ppm)، نسبت به سنگ‌های کانه‌زایی شده (به طور متوسط ۲۳/۳۸ ppm) و سنگ‌های غیر کانه‌دار (۲/۳۹ ppm) دارند. شکل ۶ الگوی بهنجار شده نمونه‌های مورد مطالعه را نسبت به PAAS (McLennan, 1989) نشان می‌دهد. در مقایسه با PAAS شیل‌های ژوراسیک از عناصر MREE غنی شده‌اند (Ho/Lu) (PAAS=1.4). نسبت PAAS (La/Lu) در آنها به طور متوسط ۱/۹ است. الگوی بهنجار شده توزیع عناصر خاکی کمیاب سنگ میزبان کانه‌دار نسبت به سنگ بستر شیلی تفاوت عمده دارند. سنگ میزبان کانه‌دار از HREE غنی شده است $PAAS = (La/Lu) = 0.24$ بی‌هنجاری منفی Ce ($Ce/Ce^* = 0.73 - 0.90$) و بی‌هنجاری مثبت بزرگی از Eu ($Eu/Eu^* = 2.21$) دارد. تفاوت بین توزیع الگوی REEها در دو نوع سنگ، نشان‌دهنده عدم ارتباط کانه‌زایی با شیل‌های ژوراسیک است. ضمن دیاژنز سنگ‌های رسوبی، LREE نسبت به HREE متحرک‌تر هستند (Schieber, 1988). بنابراین این فرض که عناصر HREE از سنگ‌های شیلی آزاد شده باشند و ضمن کانه‌زایی به همراه سرب و باریت در سنگ آهکی ته‌نشین شده باشند، دور از انتظار است (Schieber, 1988). الگوی

جدول ۳- مقدار REE نمونه‌های انتخابی از کانسار راونج

Element (ppm)	S-1 (شیل ژوراسیک)	S-2 (شیل ژوراسیک)	S-3 (سنگ کانه‌دار)	S-4 (سنگ کانه‌دار)	S-5 (سنگ کانه‌دار)	S-6 (سنگ بدون کانه)
La	۴۲.۴	۳۹.۷	۱.۹۴	۲.۹۱	۱.۷	۰.۴۷
Ce	۸۵	۸۷.۵	۳.۷۸	۴.۰۷	۳.۰۷	۰.۸۸
Pr	۹.۷۸	۹.۵۹	۰.۵۱	۰.۵۶	۰.۳۶	۰.۰۹
Nd	۳۷	۳۷.۷	۲.۴۲	۲.۲۹	۱.۴۴	۰.۴
Sm	۶.۹۲	۷.۲۴	۰.۷۶	۰.۶۲	۰.۳۴	۰.۰۸
Eu	۱.۳۵	۱.۳۷	۱.۹۴	۳.۴۲	۱.۱	۰.۰۶
Gd	۶.۰۸	۵.۹۴	۶.۷۴	۱۱.۸	۴.۱	۰.۱۹
Tb	۰.۷۵	۰.۸۶	۰.۱۶	۰.۱۴	۰.۰۶	<۰.۰۲
Dy	۳۶	۴.۴۷	۰.۹۵	۰.۸۱	۰.۳۷	۰.۱
Ho	۰.۶۴	۰.۸۵	۰.۱۹	۰.۱۷	۰.۰۷	<۰.۰۲
Er	۱.۷۲	۲.۳۸	۰.۵	۰.۴۶	۰.۲۲	۰.۰۶
Tm	۰.۲۴	۰.۳۷	۰.۰۸	۰.۰۸	<۰.۰۵	<۰.۰۵
Yb	۱.۶۱	۲.۳۴	۱.۳۸	۲.۲۲	۰.۴	۰.۰۶
Lu	۰.۲۱	۰.۳	۰.۱	۰.۱۳	<۰.۰۲	<۰.۰۲
$\sum REE$	۱۹۷.۳	۲۰۰.۶	۲۱.۴۵	۲۹.۶۸	۱۳.۲۳	۲.۳۹
Eu/Eu*	۱.۰۴	۱.۰۶	۲.۳۷	۲.۴۴	۲.۲۱	۲.۱۱
La/Sm	۰.۸۹	۰.۸۰	۰.۳۷	۰.۶۸	۰.۷۳	۱.۰۴
Ce/Ce*	۰.۹۶	۱.۰۳	۰.۸۷	۰.۷۳	۰.۹۰	۰.۹۸
La/Lu*	۲.۲۹	۱.۵۰	۰.۲۲	۰.۲۵	-	-
Lu/Ho*	۰.۶۹	۰.۷۴	۱.۱۱	۱.۶۱	-	-



شکل ۶- الگوی بهنجار شده عناصر REE نسبت به PAAS در نمونه‌های کانسار راونج

راندگی بین آهک توده‌ای و لایه های شیلی و شیلی- آهکی زیرین تشکیل شده‌اند. در بیشتر توده‌های معدنی کانسار راونج (A, Bs, Cs) ضخامت و عیار ماده معدنی از سمت شمال غرب به سمت جنوب شرق کاهش می‌یابد که احتمالاً جهت حرکت سیال کانسار ساز را نشان می‌دهد (شکل ۴ و ۷). ماده معدنی در بخش شمال غربی توسط لایه‌های شیلی محصور شده است یا به عبارت دیگر آهک‌های توده‌ای توسط گسل‌هایی با روند NE-SW به درون شیل‌ها کشیده شده‌اند. جایگیری توده‌های معدنی بر روی سطوح راندگی درون آهک توده‌ای، محدود شدن ماده معدنی توسط گسل‌هایی با روند NE-SW، عیار بالاتر روی و پیریتی شدن شدید ماده معدنی در بخش شمال غربی توده معدنی CS، تقدم ته‌نشینی اسفالریت و پیریت نسبت به گالن، عیار بیشتر و ضخیم‌تر بودن ماده معدنی در بخش شمال غرب توده‌های معدنی، نشان می‌دهد که سیال کانسار ساز در امتداد این گسل‌ها به سطوح راندگی وارد و موجب کانه‌زایی شده است. ارتباط کانه‌زایی با گسل‌های طولی تاقدیس (NW-SE) که دایک‌های میوسن زیرین در آنها نفوذ کرده است به طور مشخص نیست. مقاطع زمین‌شناسی بر روی توده‌های معدنی نشان می‌دهد که این گسل‌ها (NW-SE) موجب تکه تکه شدن ماده معدنی شده‌اند. این گسل‌ها و دایک‌های همراه با آنها احتمالاً پس‌کانه‌زایی (post-mineralization) می‌باشند.

بافت‌های اصلی کانسار شامل برش‌های کانه‌دار، بافت‌های جانشینی و دانه پراکنده هستند اما رگچه و رگه‌هایی با طول چند سانتی‌متر تا چند متر نیز یافت می‌شود. عیار ماده معدنی از کمر پایین به سمت بالا کاهش می‌یابد (شکل ۷). راندگی آهک توده‌ای بر روی شیل‌ها موجب خردشدگی، حرکت سیال در کمر پایین و کانسار سازی بیشتر شده است. کانه‌زایی دانه پراکنده در اطراف توده‌های معدنی موجب بالا رفتن عیار زمینه محلی در آهک‌های توده‌ای (حدود ۳۰۰ پی‌پی‌ام) شده است (نژادحداد و همکاران، ۱۳۹۱). غنی‌شدگی سرب این سنگ‌ها در مقایسه با متوسط سنگ‌های آهکی (ppm) بیش از ۲۷ برابر است. کانه‌زایی دانه پراکنده اسفالریت در اطراف کانسارهای MVT ناحیه اوزارک (Ozark region) آمریکا نیز گزارش

۶- بحث

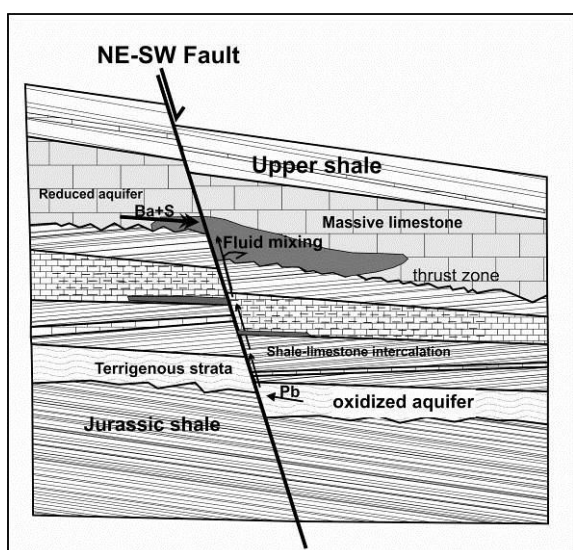
۶-۱- منشأ همزاد یا غیر همزاد کانسار؟

توده‌های معدنی هم‌شیب تا نیمه هم‌شیب در کمر پایین واحد آهک توده‌ای و در سطح تماس با واحدهای شیلی قرار دارند. عدم ارتباط مشخص توده‌های معدنی با گسل‌های نرمالی که روند NW دارند، استیلولیت‌های کانه‌دار، ریزدانه بودن ماده معدنی و کانه‌زایی پراکنده گالن در سنگ میزبان آهکی، نوارهای موزون تبلور دیژنتیکی (Diagenetic Crystal Rhythms) و همراهی ماده معدنی با پیریت‌های تمشکی از جمله شواهد ساختی و بافتی همزمان با رسوب‌گذاری ماده معدنی هستند که مدبری، (۱۳۷۴)، عنوان کرده است.

توده‌های صفحه‌ای شکل در بسیاری از کانسارهای MVT رایج است. در توده‌های صفحه‌ای، ماده معدنی از سطوح گسلی یا لایه‌های آهکی و دولومیتی متخلخل دارای فضای خالی پیروی می‌کند. آندرسون، (۲۰۰۸) پیشنهاد کرده است که این توده‌ها توسط یک فاز گازی کنترل می‌شوند. متان به دام افتاده (همراه با H₂S یا CO₂) تشکیل یک کلاهک گازی می‌دهد. جریان یافتن سیال کانه‌دار در زیر کلاهک گازی منجر به ته‌نشینی ملاف‌های یا تخت (Tabular) ماده معدنی می‌شود. بیشتر کانسارهای سرب و روی زون سندنجد- سیرجان در سطح تماس شیل و آهک تشکیل شده‌اند. مثلاً توده معدنی گوشفیل در کانسار ایران کوه (Ghazban et al., 1994) به صورت ملاف‌های در سطح تماس شیل و آهک در امتداد گسل ایران کوه تشکیل شده است. کانسار عمارت بدون ارتباط مشخصی با گسل‌ها است و در سطح تماس آهک‌های کرتاسه زیرین با سنگ‌های شیلی است (Ehya et al., 2010). مدل پیشنهادی برای تشکیل هر دو کانسار ناهم‌زاد و در ارتباط با سیالات حوضه‌ای می‌باشد.

در کانسار راونج، توده‌های معدنی هم‌شیب و نیمه هم‌شیب در سطوح

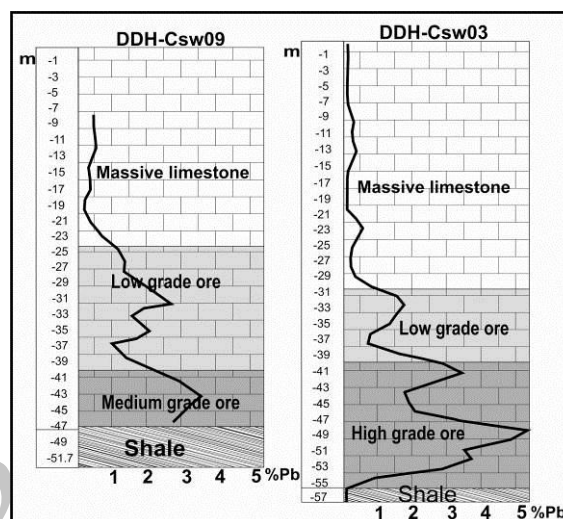
یکدیگر متمایز است. سرب در سیالات اکسیدی فقیر از گوگرد کاهیده، محلول است و در حضور گوگرد کاهیده به سرعت ته‌نشین می‌شود (Hanor, 1996). انحلال و ته‌نشینی باریم به مقدار سولفات محلول در سیال بستگی دارد. باریم در آب‌های فقیر از سولفات یا غنی از گوگرد کاهیده محلول است ولی در حضور سولفات به صورت باریت ته‌نشین می‌شود (Kharaka et al., 1987). بنابراین برای ته‌نشینی همزمان باریت و گالن، دو سیال متفاوت نیاز است. ریزبلور بودن ماده معدنی نشانه اشباع سیال از گوگرد کاهیده است (Leach et al., 1993).



شکل ۸- الگوی کانسارسازی کانسار راونج بر اساس مدل آمیختگی سیال اکسیدی با سیال کاهیده در محل سطوح راندگی

بنابراین سیال دوم احتمالاً غنی از فلز و اکسیدی بوده است. منشأ احتمالی این سیال آب‌های فسیل حوضه‌ای قدیمی است؟ (بی‌هنجاری منفی Ce). برای حضور دو سیال با خواص زمین‌شیمیایی متفاوت، دو آبخوان متفاوت نیاز است. افق آواری پایه کرتاسه به ضخامت ۵۰ متر را می‌توان یک آبخوان تراوای (aquifer) محصور بین دو آبخوان ناتراوا (aquitard) در نظر گرفت. این آبخوان دارای شرایط اکسایشی بوده است (وجود اکسید آهن در سطح تازه شکسته شده نمونه‌ها). آبخوان محصور دوم، سطوح راندگی آهک توده‌ای است که توسط لایه‌های ناتراوای شیلی- آهکی در زیر و شیل بالایی محصور است. حضور پیریت‌های تمشکی که از نظر پاراژنتیکی پیش از گالن تشکیل شده، شرایط کاهیده آبخوان دوم را بازگو می‌کند. نقش گسل‌هایی با روند NE-SW ایجاد معابری برای ارتباط دو نوع سیال به یکدیگر است. آمیختگی سیال اکسیدی (احتمالاً غنی از فلز) و سیال کاهیده (غنی از گوگرد) در سطوح راندگی موجب کانسارسازی سولفید- سولفات شده است. بنابراین شناسایی محل تقاطع گسل‌های NE-SW با سطوح راندگی جهت اکتشاف کان توده‌های مشابه در کانسار راونج یک کلید اکتشافی مفید است. از سوی دیگر گسل‌های NW-SE موجب جابه‌جایی توده‌های کانساری شده‌اند. دایک‌های تزریق شده در این گسل‌ها پس از کانه‌زایی هستند و نقشی در تشکیل کانسار نداشته‌اند.

شده است (Viets and Leach, 1990). Erickson et al., (1988). اسفالریت‌های دانه پراکنده ناحیه اوزارک را به حضور سیال کانه‌دار در مقیاس ناحیه‌ای مربوط می‌دانند. دولومیت‌های بونه‌تری (Bonneteree Dolomite) شرایط مناسب برای ته‌نشینی ماده معدنی را داشته‌اند ولی در سایر واحدها شرایط مناسب نبوده است. نوارهای موزون ماده معدنی نشانه چرخه‌های متناوب انحلال و ته‌نشینی در فضای خالی است (Leach et al., 1993). استیلولیت‌های کانه‌دار عمدتاً همراه با کانسارهای MVT فراوان هستند (Leach et al., 2005).



شکل ۷- نگاره مغزه‌های حفاری Csw-09 و Csw-03 با تغییرات عیار سرب از عمق به طرف سطح (داده‌ها از شرکت سوژمیران)

برخورد سیالات فلزدار با یک کلاهدک گازی غنی از H_2S موجب ته‌نشینی سریع ماده معدنی و ریزبلور شدن آن می‌شود (Anderson, 2008). اگر کلاهدک غنی از CH_4 باشد واکنش با سولفات در سیال آهسته و نرخ تولید H_2S کم می‌باشد. در این شرایط، بلورها رشد آرام و اندازه بزرگ دارند. در کانسار راونج بافت قلوهای پیریت‌ها نشان‌دهنده فوق اشباع بودن سیال از H_2S است. تغییر از بافت قلوهای پیریت به گالن‌های ریز بلور مرحله اصلی و بزرگ‌تر بودن گالن‌های مرحله تاخیری شاهدهی از مصرف پیوسته H_2S در سیال و کاهش گوگرد کاهیده است. شدت دولومیتی شدن سنگ میزبان به نسبت Ca/Mg سیال، افزایش pH سیال و آهنگ واکنش سنگ میزبان و سیال کانسارسازی بستگی دارد (Plumlee et al., 1994, Anderson, 2008). در کانسار راونج کلسیت‌های پیش از کانسارسازی دچار خوردگی اسیدی و انحلال شده است. این فرایند موجب مصرف H^+ و افزایش pH سیال می‌شود. ضمن کانه‌زایی سرب و روی، واکنش یک سیال اشباع از دولومیت با یک سنگ آهک کم‌دما، موجب دولومیتی شدن گسترده سنگ آهکی و ته‌نشینی کوارتز و سولفید در مرحله بعد می‌شود (Plumlee et al., 1994). سنگ میزبان در کانسار راونج به‌شدت کلسیتی شده ولی میزان دولومیتی شدن کم است که احتمالاً به دلیل واکنش سیالات فقیر از منیزیم با سنگ میزبان است.

در مدل زایشی در کانسار راونج باریت و گالن با یکدیگر ته‌نشین شده‌اند. شرایط انحلال و ته‌نشینی این دو کانی در محیط‌های زمین‌شناسی از

نتیجه گیری

مراجع

جزی م. ع. و شهاب پور ج.، ۱۳۸۹، "بررسی خصوصیات کانی شناسی، ساختی، بافتی و ژئوشیمیایی معدن سرب نخلک، اصفهان" مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره ۲، صفحات ۱۳۱ تا ۱۵۱.

مدبری، س.، ۱۳۷۴، "زمین شناسی، آنالیز رخساره، کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار Pb-Ag راونج، ایران مرکزی" پایان نامه کارشناسی ارشد، زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران ۲۴۰ صفحه.

نژادحداد، م. و حسینی، م. سامانی، ب. و شاهنده، ر. و گودرزی، م.، ۱۳۹۱، "اکتشاف لیتوژئوشیمیایی سرب در معدن سرب راونج" اولین همایش ملی ژئوشیمی غرب کشور، دانشگاه آزاد ایلام، ۲۰ صفحه.

Anderson G. M., 1975, "Precipitation of Mississippi Valley-type ores", *Economic Geology* 70, P.937-942.

Anderson, G. M., 1983, "Some geochemical aspects of sulfide precipitation in carbonate rocks", *International Conference on Mississippi Valley-type lead-zinc deposits, Missouri University of Missouri-Rolla Press*, P.61-76.

Anderson G. M., 2008, "The mixing hypothesis and the origin of Mississippi Valley-type ore deposits", *103, P.1683-1690*.

Bau M., 1991, "Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium", *Chemical Geology* 93, P.219-230.

Corbella M., Ayora C., Cardellach, E. 2004, "Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-Type deposits", *Mineral Deposita* 39, P.344-357.

Chesley J.T., Halliday A.N., Kyser T.K., Spry P.G., 1989, "Direct dating of Mississippi Valley-type mineralization: Use of Sm-Nd in fluorite", *Economic Geology* 89, P.1192-1199.

Dill H. G., Weiss W., Botz R., Dohrmann R., 2011, "Paleontological, mineralogical and chemical studies of syngenetic and epigenetic Pb-Zn-Ba-P mineralizations at the stratotype of the K/P boundary (El Kef area, Tunisia)", *Journal of Earth Science* 100, P.805-846.

Emami M.H., 1996, "Kahak map 1:100,000", *Geological Survey and Mineral of Iran*.

Emami M.H., 1991, "Qum map 1:250,000", *Geological Survey and Mineral Exploration of Iran*.

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

Erickson R. L., Chazin B., Erickson M. S., Mosier E. L., Whitney H., 1988, "Tectonic and stratigraphic control of regional subsurface geochemical patterns, midcontinent, U.S.A.", *North American conference on tectonic control of ore deposits and the vertical and horizontal extent of ore systems. Proceedings volume: Rolla, University of Missouri-Rolla Press*, P.435-446.

کانسار Pb-Ba-Ag راونج در سنگ آهک توده‌ای با سن کرتاسه پیشین رخ داده است. این آهک‌ها بر روی شیل‌ها رانده شده‌اند. توده‌های معدنی هم‌شیب تا نیمه هم‌شیب، دیرزاد با بافت ریز دانه و غنی از گالن هستند.

- نسبت Pb/Zn و پاراژنز ماده معدنی مشابه کانسارهای غنی از سرب رسوبی در منطقه ویرنوم ترند جنوب شرق میسوری و معدن نخلک (جزی و شهاب پور، ۱۳۸۹) است. اگر چه فراوانی باریت و عدم دولومیتی شدن سنگ میزبان از ویژگی‌های کانسار راونج است که با کانسارهای غنی از سرب جنوب شرق میسوری متفاوت است. هر دو کانسار دارای یک سازند ماسه-سنگی هستند.

- توده معدنی Cs بزرگترین توده معدنی شناخته شده در تاق‌دیس راونج است. بخش شمال غرب این توده بیشترین مقدار اسفالریت و پیریتی شدن را دارد. کانسارسازی در این بخش با مرز مشخصی محدود می‌شود. اسفالریت و پیریت از نظر پاراژنتیکی پیش از گالن ته‌نشین شده‌اند. بنابراین به نظر می‌رسد که سیالات کانسار ساز توسط گسل‌هایی با روند NE-SW خود را به سطوح راندگی بین آهک توده‌ای و شیل رسانده‌اند.

- ریز بلور بودن ماده معدنی نشانه فوق اشباع بودن سیال نسبت به گوگرد کاهیده است. حضور پیریت‌های با بافت قله‌ای، گالن ریزبلور و درشت شدن گالن‌ها در یک توالی پاراژنتی، نشانه مصرف گوگرد کاهیده در سیال با گذشت زمان است.

- بررسی عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های مختلف اطلاعات با ارزشی از تغییرات Eh و pH سیالات کانسار ساز می‌دهد. نمونه‌های کانه‌دار غنی‌شدگی HREE و بی‌هنجاری منفی Ce/Ce^* دارند که احتمالاً به دلیل نقش آب دریا (سیالات فسیل) در تشکیل سیالات کانسار ساز است (Lottemoser, 1992). بی‌هنجاری مثبت Eu/Eu^* نشانه حاکم بودن شرایط اکسایشی نزدیک به تعادل زوج کانی مگنتیت-هماتیت یا سولفید-سولفات ضمن تشکیل کانسار است (Sverjensky, 1984b).

- شرایط زمین‌شیمیایی ته‌نشینی گالن و باریت متفاوت است. سرب در سیالات فقیر از گوگرد، و باریت در سیالات فقیر از سولفات محلول هستند. بنابراین برای ته‌نشینی هم‌زمان باریت و گالن به دو رخساره سنگی تراوای جدای از یکدیگر نیاز است. این دو رخساره به ترتیب شامل آواری‌های دارای اکسید آهن (شرایط اکسیدی) و سطوح خرد شده راندگی دارای پیریت‌های تمشکی (رخساره کاهیده) هستند. آمیختگی سیال اکسیدی غنی از فلز با سیال کاهیده غنی از گوگرد در سطوح راندگی توسط گسل‌هایی با روند NE-SW رخ داده است.

تقدیر و تشکر

نویسندگان از کمیته تحقیقات دانشگاه شیراز به خاطر حمایت مالی و مدیریت شرکت سوژمیران که ضمن تسهیل نمونه‌برداری، برخی از داده‌های زمین‌شناسی و زمین‌شیمیایی را در اختیار ما قرار داد تشکر می‌نمایند.

- Ghazban F., McNutt R.H., Schwarcz H.P., 1994**, "Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Irankuh district, Esfahan area, west-central Iran", *Economic Geology* 89, P.1262-1278.
- Guichard F., Church T.M., Treuil M., Jaffrezic H., 1979**, "Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, P.983-997.
- Hanor J. S., 2000**, "Barite-celestine geochemistry & environment of formation. In Sulfate Minerals", *Review Mineral Geochemistry* 40, P.193-275.
- Hood S. D., Nelson C. S., Kamp P. J. J., 2004**, "Burial dolomitisation in a non-tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand", *Sedimentary Geology* 172, P.117-138.
- Hanor J. S., 1996**, "Controls on the solubilization of lead and zinc in basinal brines", *Society of Economic Geologists Special Publication* 4, P.483-500.
- Kharaka Y. K., Maest A. S., Carothers W. W., Law L. M., Lamothe P. J., and Fries T. L., 1987**, "Geochemistry of metal-rich brines from central Mississippi Salt Dome basin, USA", *Applied Geochemistry* 2, P.543-561.
- Klein C., Hurlbut C. S., 1993**, "Manual of Mineralogy", *John Wiley & Sons*, P.681.
- Leach D. L., Sangster D. F., Kelley K.D., Large R. R., Garven G., Allen C.R., Gutzmer J., Walters S., 2005**, "Sediment-hosted lead-zinc deposits: a global perspective", *Economic Geology 100th Anniversary*, P.561-608.
- Leach D.L., Viets J.B., Foley-Ayuso N.K., Klein D.P., 1995**, "Mississippi Valley-Type Pb-Zn deposits (Models 32a.)", *U.S. Geological Survey Open-File Report 95-831*, P.234-243.
- Love L.G., 1962**, "Biogenic primary sulfide of the Permian Kupferschiefer and marl slate", *Economic Geology* 57, P.350-366.
- Leach D.L., Sangster D.F., 1993**, "Mississippi Valley-type lead-zinc deposits", *Geological Association of Canada Special Paper* 40, P.289-314.
- Lottermoser B.G., 1992**, "Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes", *Ore Geology Reviews* 7, P.25-41.
- Morgan J.W., Wandless G.A., 1980**, "Rare earth elements in some hydrothermal minerals: evidence of crystallographic control", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, P.973-980.
- Mavrogenes J.A., Hagni R.D., Dingess P.R., 1992**, "Mineralogy, paragenesis, and mineral zoning of the West Fork mine, Viburnum Trend, Southeast Missouri", *Economic Geology* 87, P.113-124.
- McLennan S.M., 1989**, "Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes", *In: Lipin B.R., McKay G.A. (eds) Geochemistry and mineralogy of rare earth elements, Review Mineral* 21, P.169-200.
- Plumlee C.S., Leach D.L., Hofstra A.H., Landis G.P., Rowan E.L., Viets J.C., 2004**, "Chemical reaction path modeling of ore deposition in Mississippi Valley type Pb-Zn deposits of the Ozark region, U.S. midcontinent", *Economic Geology* 89, P.1361-1383.
- Paradis S., Chi G., Lavoie D., 2004**, "Fluid inclusion and isotope evidence for the origin of the Upton Ba-Zn-Pb deposit, Quebec Appalachians, Canada", *Economic geology* 99, 807-817.
- Reichert J., Borg G., 2008**, "Numerical simulation and a geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits", *Ore Geology Reviews* 33, P.134-151.
- Riley J.F., 1974**, "The Tetrahedrite-Freibergite Series, with Reference to the Mount Isa Pb-Zn-Ag Orebody", *Mineralium Deposita* 9, P.117-124.
- Sverjensky D.A., 1981**, "The origin of a Mississippi Valley-type deposit in the Viburnum Trend, southeast Missouri", *Economic Geology* 76, P.1847-1872.
- Sweeny R.E., Kaplan I.R., 1973**, "Pyrite framboid formation, laboratory synthesis, and marine sediments", *Economic Geology* 68, P.618-634.
- Stanton M.R., Goldhaber M.B., 1991**, "Experimental studies of the synthesis of pyrite and marcasite (FeS₂) from 0° to 200°C and summary of results", *U.S. Geological Survey Open-File Report 91-310*, P.27.
- Sverjensky D.A., 1986**, "Genesis of Mississippi valley-type lead-zinc deposits", *Anniversary Review Earth Planetary Sciences* 14, P.177-199.
- Schieber J., 1988**, "Redistribution of rare-earth elements during diagenesis of carbonate rocks from the mid-proterozoic Newland formation, Montana, U.S.A", *Chemical Geology* 69, P.111-126.
- Sverjensky D.A., 1984b**, "Europium redox equilibria in aqueous solution", *Earth and Planetary Science Letters* 67, P.70-78.
- Viets J. G., Leach D.L., 1990**, "Genetic implications of regional and temporal trends in ore fluid geochemistry of Mississippi Valley-type deposits in the Ozark region", *Economic Geology* 85, P.842-861.

