

مطالعه ایزوتوپی و زمین‌دماسنجی کانسار سرب کهرویه (جنوب غرب شهرضا)

رضا شمس‌پور^{۱*}، نسیم کرمانی^۲ و هاشم باقری^۱

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، اصفهان، ایران

چکیده

کانسار سرب و روی کهرویه در ۲۵ کیلومتری جنوب غرب شهرضا قرار دارد. این کانسار متعلق به کمربند متالوژنی اصفهان-ملایر است. کانه‌زایی بین سنگ‌های ژوراسیک (شامل شیل، سیلتستون و ماسه‌سنگ با سنگ‌های آهکی کرتاسه) به صورت رگه و رگچه است که حاوی گالن و مقادیر اندک اسفالریت همراه با باطله کلسیت و کوارتز است. باترسیم نقشه‌های ژئوشیمیایی، آنومالی، محل کانه‌زایی و تمرکز عناصر سرب و روی در این منطقه مشخص شد. مطالعه ایزوتوپی عناصر کربن، اکسیژن و گوگرد در کانی‌های کلسیت و گالن، منشأ غیر دریایی و غیر رسوبی را برای تشکیل کانسار نشان می‌دهد. این ترکیب ایزوتوپی، تأثیر آب‌های جوی را در ژنز آن بیان می‌کند. شواهد صحرایی بر رابطه تنگاتنگ بین پیدایش رگه‌های کانه‌دار با گسله‌ها و فرآیندهای دگرشکلی دلالت دارد. علاوه بر این، دمای تشکیل رگه‌ها و ماده معدنی طبق وضعیت ماکل‌های دگرشکلی کلسیت، بیش از 250°C تخمین زده شده است. تشکیل کانسار سرب و روی کهرویه را می‌توان به صورت اپی‌ژنتیک پیشنهاد کرد که تیپ آن از نوع دره می‌سی سی پی مشابه کانسار جنوب شرق میسوری است.

واژه‌های کلیدی: اپی‌ژنتیک، ایزوتوپی، زمین‌دماسنجی، کانسار، کهرویه

مقدمه

کربناته این کمربند با سن کرتاسه زیرین دارای کانسارهای فلزی با ارزشی هستند که از این محدوده، بیش از ۲۴۰ کانسار فلزی و غیر فلزی گزارش شده است. این کمربند با طول بیش از ۵۰۰ و عرض ۳۰ کیلومتر، در زون ساختاری سندج-سیرجان قرار دارد. کانسار سرب و روی کهرویه شهرضا از معادن قدیمی است که ماده معدنی در کنتاکت گسله سنگ‌های آهکی

کانسار کهرویه در ۲۵ کیلومتری جنوب غرب شهرضا واقع شده و از نظر ذخایر معدنی سرب و روی دارای اهمیت است و مختصات با طول جغرافیایی شرقی 51° $47' 5''$ الی 51° $49' 10''$ و عرض جغرافیایی 31° $45' 35''$ الی 31° $47' 5''$ دارد. این منطقه به کمربند متالوژنی اصفهان-ملایر متعلق است. واحد سنگ‌های

همچنین، ایزوتوپ‌های پایدار عناصر گوگرد، کربن و اکسیژن از نمونه‌های کانسار سرب کهرویه با روش اسپکترومتری جرمی در دانشگاه واترلو کشور کانادا اندازه‌گیری شد. تعداد ۱۲ نمونه نیز با روش XRF آنالیز شدند و با کمک نرم‌افزار Excel و Surfer8، نقشه ژئوشیمیایی توزیع عناصر سرب و روی برای تعیین آنومالی و محل کانه‌زایی تهیه و هیستوگرام آنها نیز ترسیم شد.

بحث

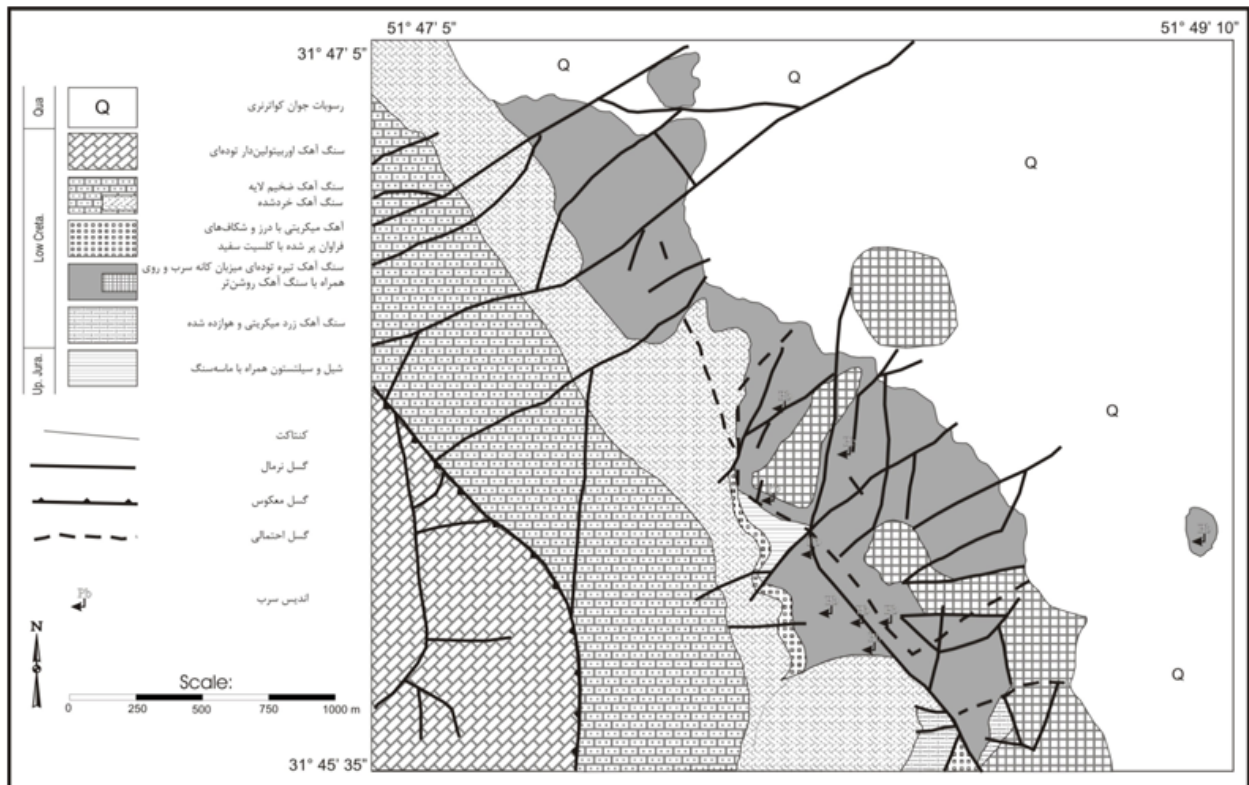
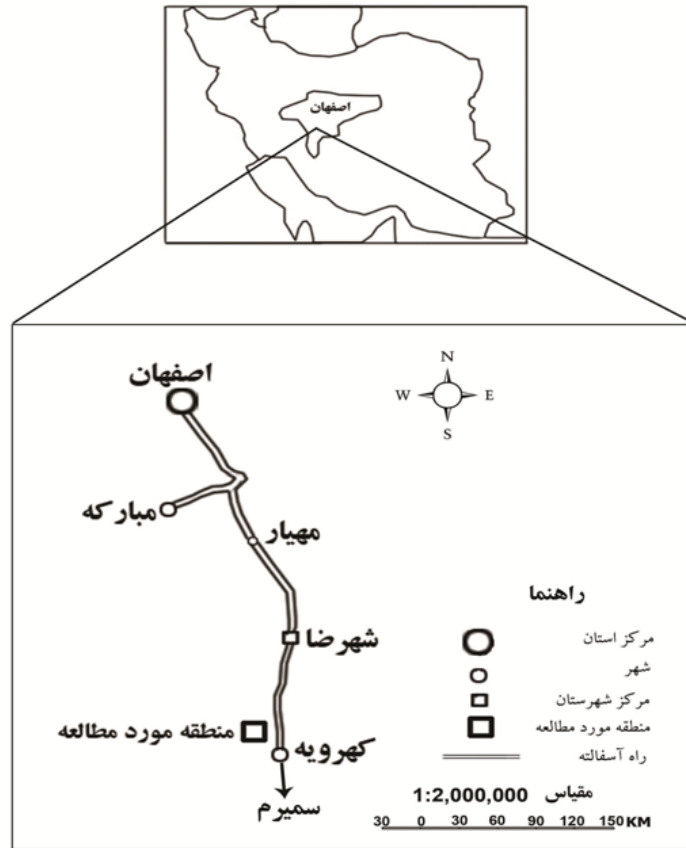
در این کانسار کانی اصلی سنگ‌های کربناته کلسیت است که بلورهای آن غالباً درشت و بعضاً متوسط هستند و آثاری از تحمل فشار را نشان می‌دهند؛ به‌گونه‌ای که ماکل‌های دگرشکلی بلور کلسیت، کاملاً شاخص‌اند.

ماکل‌های تیپ I کلسیت دارای باریکه‌های مستقیم بوده، درجه حرارت زیر 200°C را نشان می‌دهند؛ ماکل‌های تیپ II عریض‌تر بوده، حداکثر درجه حرارت 300°C را مشخص می‌کنند (Passchier and Trouw, 1998)؛ ماکل‌های متقاطع تیپ III در درجه حرارت بالای 200°C حضور دارند که خمیدگی آنها ناشی از فعالیت لغزش روی سطوح f و r است (Burkhard, 1993) و ماکل‌های با مرز دنداندار تیپ IV در دمای بیش از 250°C و در نتیجه مهاجرت، ایجاد می‌شوند (Burkhard, 1993). کانی‌های کلسیت درشت بلور موجود در رگه‌ها، بیشتر ماکل دگرشکلی از تیپ II دارند. برخی دیگر از بلورهای کلسیت رگ‌های نیز در ماکل‌های دگرشکلی خود دارای خمیدگی هستند که جزء ماکل‌های دگرشکلی تیپ III با درجه حرارت بالاتر از 200°C محسوب می‌شوند. همچنین، برخی از بلورهای کلسیت در رگه‌ها نیز ماکل‌های دگرشکلی تیپ IV را نشان می‌دهند که در این ماکل لبه آن دنداندار و دمای تشکیل آن بیش از 250°C است (شکل ۳).

کرتاسه با ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های ژوراسیک تمرکز دارد. محیط رسوبی این منطقه بر اساس روش Flugel (۲۰۰۴) یک رمپ کربناته است. کانه‌زایی در این محدوده با گسل‌های معکوس و گاه امتداد لغز با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق همراه است. مطالعات صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهد که منطقه به شدت تکتونیزه بوده، گسل‌های زیادی با روندهای مختلف در این محدوده ثبت شده است (شکل ۱)، شمسی‌پور دهکردی و همکاران (۱۳۸۲) با بررسی رابطه دگرشکلی و کانی‌زایی در این کانسار، سنگ میزبان آن را رسوبی دانسته و منشأ تشکیل را اپی‌ژنتیک ذکر کرده‌اند. عباسیان (۱۳۸۴) نیز این کانسار سرب و روی را مورد مطالعه کرده است.

روش انجام پژوهش

در این تحقیق، پس از جمع‌آوری اطلاعات قبلی و انجام مطالعات صحرایی، نمونه‌برداری به‌صورت سیستماتیک انجام گرفت. ۱۱۰ مقطع نازک - صیقلی تهیه و با میکروسکوپ نور عبوری- انعکاسی مطالعه شد. نمونه‌ها بر اساس سنگ‌شناسی رسوبی و طبقه‌بندی Folk (۱۹۶۲)، Dunham (۱۹۶۲) و Wright (۱۹۹۲) نامگذاری شدند. درصد آلومینا، با چارت‌های مقایسه‌ای Flugel (۱۹۸۲) تعیین شد و با استفاده از طبقه‌بندی Dunham (۱۹۶۲) نامگذاری صورت گرفت. پس از دسته‌بندی نمونه‌ها، با استفاده از روش Lasemi (۱۹۸۰) و Carrozi (۱۹۸۹) رخساره‌ها و ریز رخساره‌ها شناسایی شدند. از روش رنگ‌آمیزی با محلول آلینازین قرمز و فروسیانید پتاسیم (Dickson, 1966) برای تشخیص کلسیت از دولومیت استفاده شد. علاوه بر این، تعداد ۳۵ نمونه، به‌طور تصادفی انتخاب شدند و مورد آزمایش کلسی‌متری قرار گرفتند. سیالات درگیر کانی کلسیت نیز با دستگاه Linkham 600 مطالعه شدند.



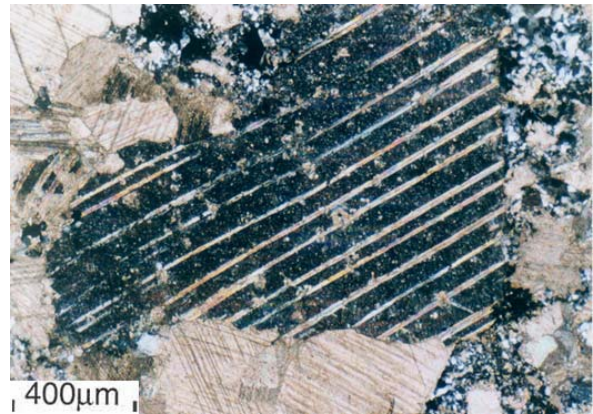
شکل ۱- راه‌های دسترسی به کانسار کهرویه و نقشه زمین‌شناسی کانسار سرب و روی کهرویه شهرضا (با اقتباس از فرایرس قشم، ۱۳۷۹)

در دمای پایین با فشار زیاد و پمپاژ گسله پدید آمده‌اند؛ خصوصاً که هیچ‌گونه آثار مشخص و بارزی از دگرشکلی را نمی‌توان در کانی‌های میکریتی سنگ میزبان ملاحظه نمود. پس به احتمال قوی دمای سیال سازنده به پیدایش ماکل‌های دگرشکلی تیپ‌های II، III و IV در بلورهای کلسیت منجر شده است. پاراژنز کانه‌های کانسار کهرویه ساده بوده، با توجه به مطالعه کانسنگ، به روش XRD، گالن به‌عنوان کانه غالب گزارش شده است. همچنین، در مقاطع صیقلی، اسفالریت به مقدار ناچیزی به‌صورت جانشینی در اطراف گالن مشاهده می‌شود. با فرآیند سوپرژن کانی‌های سولفاتی و کربناتی انگلیزیت ($PbSO_4$)، سرروزیت ($PbCO_3$) و ژیپس ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) نیز تشکیل شده‌اند. گالن بر اثر حرکات تکتونیکی پس از رسوب‌گذاری متحمل دگرشکلی (Deformation) شده، به‌طوری که چاله‌های مثلثی (Pits) گالن به فرم سرنیزه‌ای درآمده‌اند (شکل ۴).

همچنین، با توجه به آزمایش کلسی‌متری که نتیجه آن در شکل ۵ نشان داده شده است، مقدار دولومیت در منطقه ناچیز بوده، ۹۱ درصد از نمونه‌ها را کلسیت شامل می‌شود.

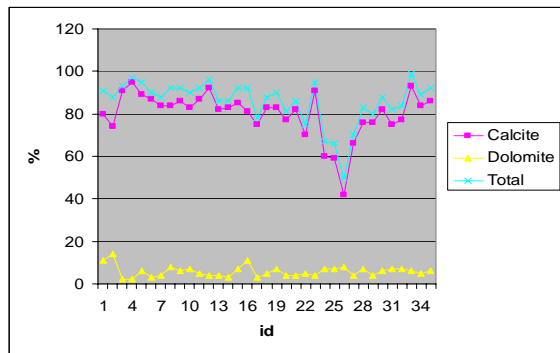
مطالعه سیالات درگیر

برای مطالعه سیالات درگیر از مقاطع نازک دوبر صیقل به ضخامت حدود ۵۰ تا ۲۵۰ میکرون، استفاده شد. اصلی‌ترین بخش بررسی، مطالعه دقیق پتروگرافی این مقاطع است. در این مرحله، سیالات درگیر از نظر رابطه بافتی با یکدیگر و کانی میزبان، ترکیب فازی، ریخت‌شناسی و پراکندگی مطالعه شدند. در مرحله بعد، مطالعات دماسنجی به‌صورت کنترل شده در شرایط گرمایش (Heating) و سرمایش (Freezing) با دستگاه Linkham600 انجام شد.



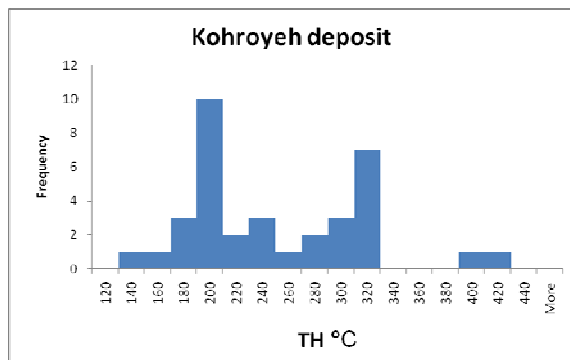
شکل ۳- ماکل‌های دگرشکلی تیپ IV در بلور درشت کلسیت

بیشتر بلورهای ریز کوارتز که در رگه‌ها حضور می‌یابند، بر اثر دگرشکلی خاموشی موجی را نشان می‌دهند. ماده معدنی نیز بیشتر به‌صورت گالن دیده می‌شود که دارای رخ مثلثی کشیده و جهت‌دار است که حالت سر نیزه‌ای و کشیدگی رخ‌های مثلثی در این کانه‌ها، دلیلی بر تأثیر زیاد دگرشکلی بر کانه‌زایی در این منطقه است (شکل ۴). به‌طور کلی، تشکیل این کانسار می‌تواند با فرآیند کششی در یک محیط تکتونیکی فشاری مرتبط باشد (Fernandez et al., 2000). بر اساس مطالعات صحرایی و کانی‌شناسی، تشکیل ماده معدنی در ارتباط مستقیم با گسل‌های منطقه، به‌ویژه گسل‌های با امتداد شمالی - جنوبی و همچنین، شمال شرق - جنوب غرب است که ماده معدنی از طریق درزه‌ها و شکستگی‌ها، سنگ میزبان کربناته را قطع کرده و به‌صورت رگه تمرکز یافته است. با توجه به حضور ماکل‌های دگرشکلی تیپ III و IV در بلورهای کلسیت، دمای تشکیل بلور کلسیت و ماده معدنی همراه آن بین ۲۵۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود. از آنجایی که صرفاً کانی‌های موجود در رگه‌ها؛ یعنی بلورهای کلسیت و کوارتز آثار دگرشکلی شدید نشان می‌دهند، همچنین، ماده معدنی گالن نیز دارای رخ‌های مثلثی کشیده است، استنباط می‌شود که رگه‌ها



شکل ۵- نسبت کلسیت به دولومیت در منطقه بر اساس آزمایش کلسی متری

مطالعات حاکی از آن است که عمده سیالات در گیر کانی کلسیت از نوع دوفازی (مایع + بخار) و سه فازی (مایع+بخار+جامد) و فقط معدودی از آنها از نوع تک فازی (مایع) هستند. در ادامه این مطالعه، تعداد ۳۵ نمونه از سیال درگیر تحت بررسی گرمایش قرار گرفتند. سیالات مذکور دارای دو دامنه دمای همگن‌شدگی نشان می‌دهند که برای گروه اول این تعداد سیالات درگیر دما بین ۱۳۵ تا ۲۵۳°C و برای گروه دوم حدود ۲۵۰ تا ۳۲۵°C در تغییر است. میانگین دمای همگن‌شدگی سیالات درگیر ۲۵۰°C است (شکل ۶).



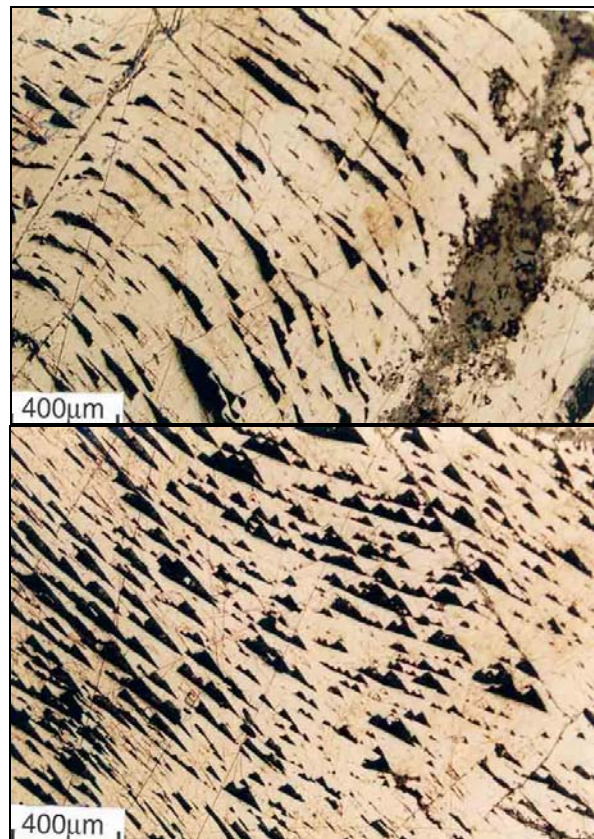
شکل ۶- هیستوگرام دمای همگن‌شدگی میان‌بارهای سیال مختلف

مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار

نتایج تجزیه ۱۰ نمونه گالن با روش اسپکترومتری جرمی برای بررسی تغییرات ایزوتوپی گوگرد و نیز ۱۰

از نظر زایشی، سیالات در گیر کانی باطله کلسیت در این معدن را به سه دسته اولیه، ثانویه کاذب و ثانویه می‌توان تقسیم کرد. از نظر اندازه، ابعاد سیالات در گیر از ۵ میکرون تا بیش از ۲۰ میکرون تغییر می‌کنند.

سیالات در گیر از نظر شکل به انواع، میله‌ای، صفحه‌ای، بیضوی و بلور منفی (Negative Crystal) تقسیم پذیرند. به صورت فضایی، داخل بلورها پراکنده هستند و نسبت به آنهایی که گسترش دو بعدی دارند، منظم‌تر هستند. از نظر پراکندگی، سیالات در گیر درون کانی میزبان به صورت مجزا، خوشه‌ای، ردیف شده در امتداد سطوح شکستگی‌های ریز، و ردیف شده در امتداد زون‌های رشد قابل تقسیم هستند.



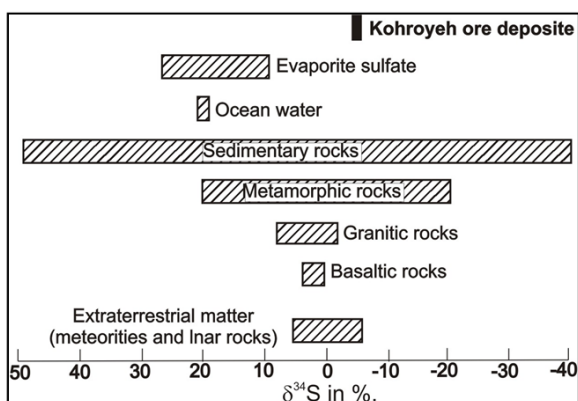
شکل ۴- تغییر شکل چاله‌های مثلثی گالن به سر نیزه‌ای بر اثر تنش‌های تک‌تونیکی (ppl)

Calcite – water (Bottinga and Javoy, 1973):
 $1000 \ln \alpha = 2.78 \times (10^6/T^2) - 2.89$

جدول ۱- مقادیر تغییرات ایزوتوپ گوگرد، کربن و اکسیژن در

نمونه‌های گالن و کلسیت کانسار کهرویه

Ore Deposit	گالن $\delta^{34}\text{S}$	کلسیت $\delta^{18}\text{O}$ سیال H ₂ O	کلسیت کانی $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	کلسیت $\delta^{13}\text{C}$
Sample No.				
1	-4.90	-0.46	-9.46	-4.92
2	-5.17	-2.43	-11.43	-6.60
3	-4.98	-1.2	-10.20	-5.79
4	-5.13	-1.47	-10.47	-6.18
5	-5.20	-0.53	-9.53	-5.76
6	-4.94	-0.36	-9.36	-4.80
7	-5.15	-2.47	-11.47	-6.55
8	-4.95	-0.96	-9.96	-5.62
9	-5.11	-1.6	-10.60	-6.24
10	-5.19	-0.29	-9.29	-5.60



شکل ۷- موقعیت ترکیب ایزوتوپی گوگرد گالن کانسار کهرویه نسبت به محدوده‌های ایزوتوپی گوگرد در سیستم‌های زمین‌شناسی (Hofes, 1980)

نمونه کلسیت به منظور بررسی تغییرات ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در جدول ۱ و شکل‌های ۶ و ۷ آورده شده است. SO₂ از نمونه‌های گالن برای آنالیز ایزوتوپی گوگرد بر مبنای روش ارائه شده توسط Robinson *et al.* (1975) آماده شد. CO₂ از نمونه‌های کلسیت برای آنالیز ایزوتوپی کربن و اکسیژن توسط واکنش کربنات با اسید فسفریک در ۲۵ درجه سانتی‌گراد توسط یک روش اصلاح‌شده توسط McCrea (۱۹۵۰) تهیه شد. مقادیر CO₂ و SO₂ در یک دستگاه اسپکترومتری جرمی Micromass IsoChrom آنالیز شده‌اند.

همان‌گونه که در جدول ۱ و شکل ۷ ملاحظه می‌شود، ترکیب ایزوتوپی گوگرد در گالن‌های این منطقه شباهت زیادی با نمونه‌های مربوط به معدن ایران‌کوه دارد. مطالعات مفصل ایزوتوپی بر روی نمونه‌های معدن ایران‌کوه توسط Ghazban و همکاران (۱۹۹۴) انجام شده است. این محققان کانسار ایران‌کوه را، حاصل به گردش درآمدن شورابه‌های حوضه‌ای و ته‌نشست کانه‌ها در حاشیه حوضه می‌دانند. به عقیده آنها، منشأ سولفور، احیای باکتریایی سولفات رسوبی بوده است. با توجه به عدم فعالیت‌های آذرین در نزدیکی این ناحیه، می‌توان چنین فرایندی را برای معدن کهرویه نیز در نظر گرفت.

برای تعیین ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در سیال کانه زاء، ابتدا باید تصحیحات دما بر روی نتایج به‌دست آمده از تجزیه کانی کلسیت صورت پذیرد، زیرا تبادل ایزوتوپی اکسیژن بین سیال و کانی کلسیت هنگام تشکیل، به دمای محیط بستگی دارد. بنابراین، ابتدا دمای تشکیل کانی‌ها با استفاده از مطالعه سیالات درگیر تعیین شد و پس از آن، بر اساس معادله پیشنهادی Bottinga و Javoy (۱۹۷۳) ترکیب ایزوتوپی واقعی سیال کانه زاء محاسبه شد که نتایج آن در جدول ۱ و شکل ۸ نشان داده شده است.

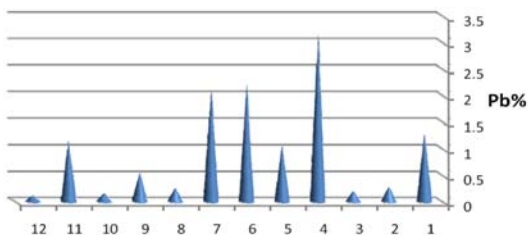
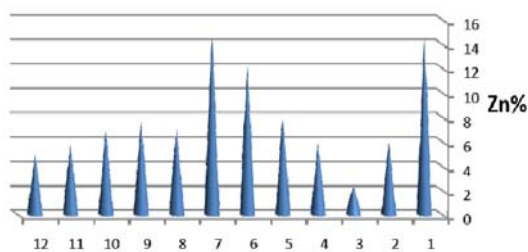
مقادیر ایزوتوپی سیال کانه‌زا لازم است که دمای تشکیل کانی مورد نظر نیز محاسبه شود.

توزیع عناصر سرب و روی

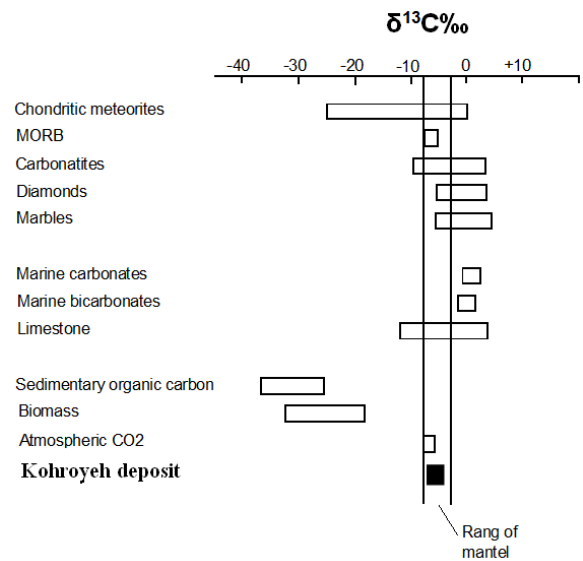
با استفاده از نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌های سنگی که مختصات جغرافیایی محل برداشت آنها مشخص است (جدول ۲) و با کمک نرم افزار Excel و Surfer8 نمودار هیستوگرام و نقشه‌های ژئوشیمیایی برای تعیین آنومالی و محل کانه‌زایی سرب و روی در این منطقه جداگانه ترسیم شده است. همان‌طور که نقشه‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند، بیشترین تمرکز عناصر سرب و روی مربوط به مناطق مشابهی است که نتیجه آن به صورت هیستوگرام در شکل ۱۰ نیز ترسیم شده است.

جدول ۲- نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌های سنگی

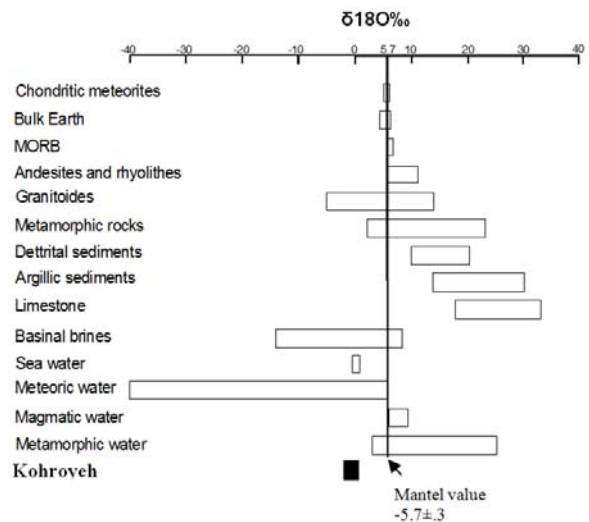
Sample No.	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	%Zn	%Pb
1	31464.3	514816	1.27	14.5
2	31464.3	514816	0.27	5.9
3	31464.5	514816	0.19	2.5
4	31464.5	514815	3.18	5.8
5	31464.5	514815	1.07	7.8
6	31464.6	514815	2.20	12.2
7	31464.6	514815	2.10	14.5
8	31464.6	514815	0.25	7.0
9	31464.1	514811	0.55	7.6
10	31462.5	514810	0.15	6.7
11	31462.0	514810	1.14	5.7
12	314642.3	514811	0.11	4.9



شکل ۱۰- چگونگی توزیع عنصر روی (Zn%) و سرب (Pb%)



شکل ۸- موقعیت ترکیب ایزوتوپی کربن کانی کلسیت کانسار کهرویه با اقتباس از Rollinson (۱۹۹۳)



شکل ۹- موقعیت ترکیب ایزوتوپی اکسیژن کانی کلسیت کانسار کهرویه با اقتباس از Rollinson (۱۹۹۳)

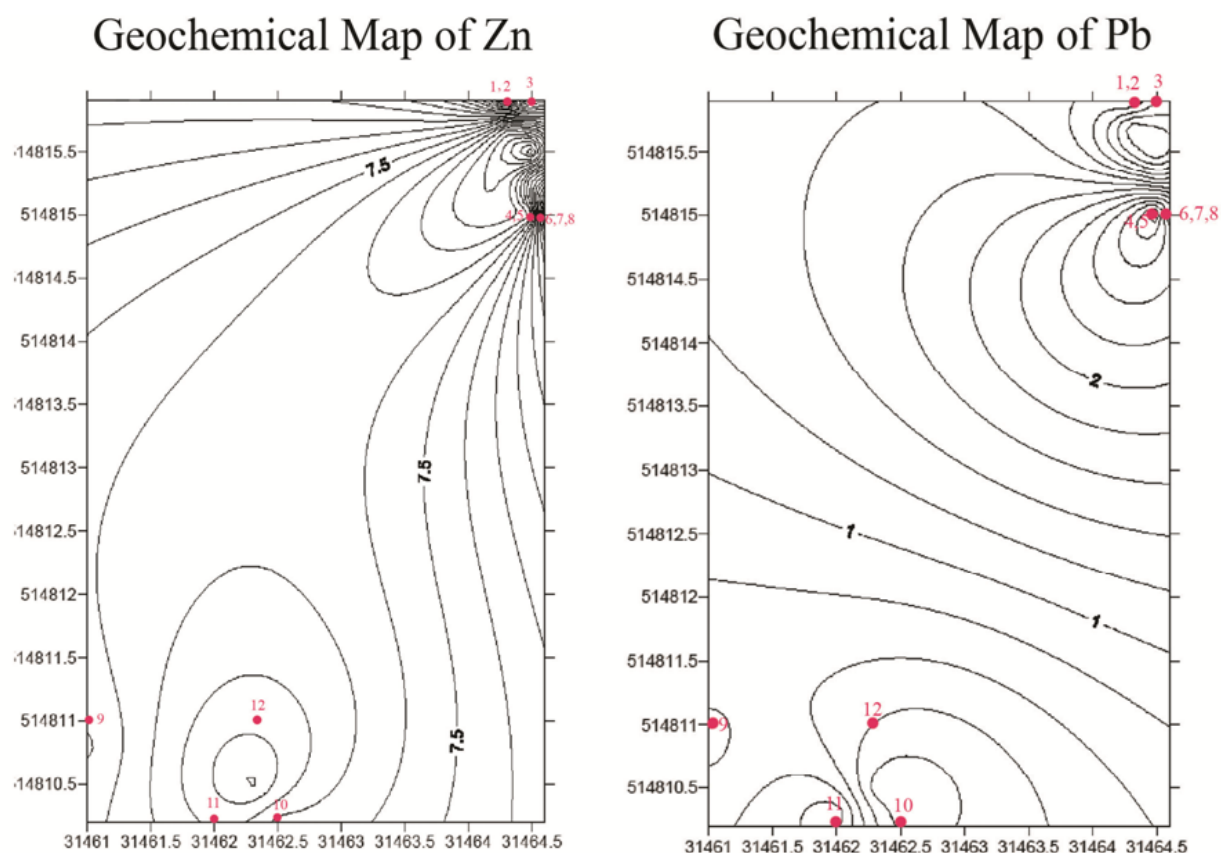
کانی کلسیت موجود در رگه‌ها که همراه با کانسار سرب تشکیل شده‌است، مقادیر $\delta^{13}C$ بین $-4/92$ و $-6/60$ در هزار را نشان می‌دهد.

مقادیر $\delta^{18}O$ کانی کلسیت نیز از $-9/24$ تا $-11/47$ در هزار در تغییر است. البته، نکته مهم، در ارتباط با مقادیر $\delta^{18}O$ این است که تبادل ایزوتوپی بین کانی و محلول به دما ارتباط دارد. به همین علت برای تخمین

نقش کنترل‌کننده‌های ساختمانی در تشکیل کانسار:
 به‌طور کلی، در محدوده کانسار، گسل‌ها از تراکم بیشتری برخوردار بوده، با توجه به شرایط زمین‌شناسی و تکتونیکی منطقه، گسل‌های معکوس نقش مؤثری در تمرکز ماده معدنی دارند. شیب زیاد رگه‌ها و همراهی آنها با گسل‌های معکوس و شاخه‌های فرعی آنها و محدود شدن کانسار به مرز سنگ‌های آهکی کرتاسه با شیل‌های ژوراسیک، گویای نقش فرایند سوپاپ گسلی چرخه سیبیون (Sibson, 1975) در شکل‌گیری کانسار است. طی فرایند مذکور، سیالات تحت فشار، بین لایه‌های ماسه سنگی یا آهکی زیر شیل‌های ژوراسیک، پس از افزایش فشار سیال بر فشار ستون سنگی ($\delta f > \delta \sigma_3$) به سمت خارج راه یافته، با کاهش ناگهانی فشار و دما، کانه‌زایی بین شیل‌های ژوراسیک (لایه نفوذ ناپذیر) و آهک‌های کرتاسه رخ می‌دهد (شکل ۱۱).

در این کانسار، روش لیتوژئوشیمیایی برای کشف هاله‌های اولیه، به خصوص برای انواع مرتبط با کانی‌سازی پنهان و تشخیص آنومالی بسیار سودمند است. در این مورد، تجربه نشان داده است که برداشت نمونه‌های خرده سنگی، در کشف کانسار پنهان (Blind ore deposit) می‌سی‌سی‌پی مثل کهرویه و موارد مشابه می‌تواند مفید واقع شود.

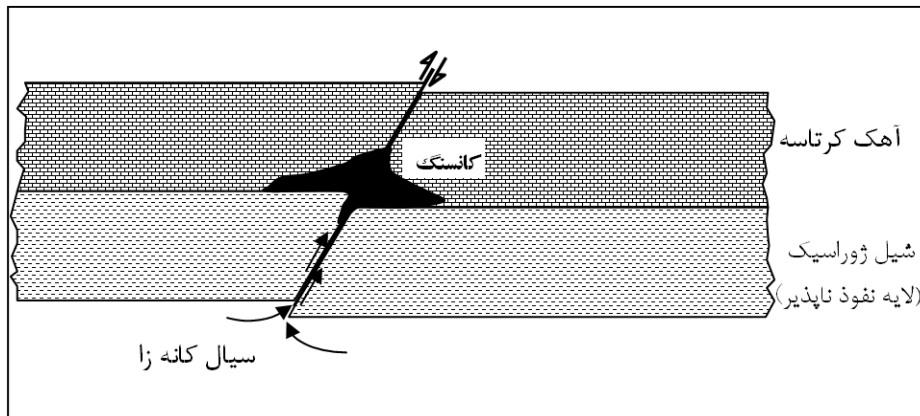
بدیهی است از طریق آنالیز شیمیایی نیز می‌توان هاله‌های اولیه این تیپ کانسارها را مشخص و مناسب‌ترین محل‌ها را برای بررسی بعدی چاه‌پیمایی و حفاری تفصیلی انتخاب نمود. در شرایط فعلی محل کانه‌زایی، زیر مناطقی است که روی نقشه‌های ژئوشیمیایی آنومالی نشان می‌دهند و برای گسترش اکتشافات در مناطق مجاور می‌توان از آن استفاده کرد.



شکل ۱۱- نقشه ژئوشیمیایی عناصر سرب و روی

یا امتداد لغز با مولفه معکوس با شیب زیاد در این منطقه و ارتباط تنگاتنگ کانه‌زایی با آنها تایید کننده وجود چنین شرایطی در هنگام کانه‌زایی است (شکل ۱۲).

بنابراین، می‌توان گفت که در اینجا وجود لایه‌های شیلی به‌عنوان یک تله ساختمانی بسیار با اهمیت است. این فرایند در رژیم‌های فشارشی یا ترافشارشی رخ می‌دهد. وجود گسل‌های معکوس



شکل ۱۲- موقعیت و نحوه شکل‌گیری کانسار کهرویه

نتیجه‌گیری

به دولومیت و گسل‌های موجود اشاره کرد. هر یک از آنها در مناطق مجاور می‌توانند نقش کنترل کننده اصلی و بقیه نقش کنترل کننده فرعی داشته باشند. ویژگی‌های بارز این تیپ کانسار عبارتند از:

- سنگ درونگیر کربناتی است؛
- عدم ارتباط کانسار با فعالیت‌های ماگمایی منطقه؛
- وجود رسوبات کم‌عمق و سکانس کربناتی پلاتفرمی که نسبتاً تغییر شکل نیافته است؛
- دمای تشکیل کانه‌زایی بین ۲۰۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد؛
- محل تمرکز کانه‌زایی در شمال شرق منطقه کانسار کهرویه است.
- علاوه بر موارد فوق، شواهد ساختاری و دمای تشکیل ماده معدنی بر اساس ماکل‌های دگرشکلی بلورهای کلسیت و رخ‌های مثلثی کشیده در گالن نشان می‌دهد که ژنز کانسار سرب و روی کهرویه به‌صورت اپی‌ژنتیک است و این تیپ کانسار، با میسوری در جنوب شرق آمریکا مشابه است.

بر اساس مطالعات و شواهد صحرایی، زمین‌شناسی ساختاری و دگرشکلی، مینرالوگرافی، ژئوشیمیایی، سیالات درگیر و بررسی ایزوتوپ‌های پایدار، می‌توان اکتشافات معدنی را در مناطق مجاور و مشابه این منطقه مثل قصر چم گسترش داد. در این مناطق تمرکز ماده معدنی در ارتباط با گسل‌های معکوس و گاه امتداد لغز با روند شمال غرب- جنوب شرق است. از نظر کانی‌شناسی، گالن کانی اصلی بوده، ولی اسفالریت نیز به‌طور فرعی در این کانسار دیده می‌شود. البته، احتمال مقادیر متغیری از پیریت و گاهی مارکاسیت، باریت، فلوتوریت، ژیپس و انیدریت وجود دارد. حوضه‌های رسوبی وسیع که به‌وسیله گسل‌ها کنترل می‌شوند، و تله مورفولوژیک درون حوضه‌های کوچک‌تر این گسل‌ها که همزمان با رسوب‌گذاری فعال هستند به‌عنوان مناطق مناسب برای تغذیه کانسار عمل می‌کنند. از مهم‌ترین عوامل کنترل کننده کانی‌سازی در این تیپ ذخایر، می‌توان به حاشیه واحد شیلی، منطقه انتقالی از آهک

منابع

- شمسی پور دهکردی، ر. و داودیان دهکردی، ع. ر. (۱۳۸۲) بررسی رابطه دگرشکلی و کانه‌زایی در کانسار سرب و روی کهرویه شهرضا. مجموعه مقالات هفتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه اصفهان، ۱۲۳-۱۳۰.
- عباسیان، م. ع. (۱۳۸۴) بررسی زمین‌شناسی اقتصادی کانی‌های سرب و روی در منطقه کهرویه شهرضا (اصفهان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- فرا پارس قشم (۱۳۷۹) گزارش اکتشافی کانسار سرب و روی کهرویه.
- Burkhard, M. (1993) Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain marks and indicators of tectonic regime: A review. *Journal of Structural Geology* 15: 351-368.
- Buttinga, Y. and Javoy, M. (1973) Comments of oxygen isotope geothermometry. *Earth and Planetary Science Letters* 20: 250-256.
- Carrozi, A. V. (1989) *Carbonate Rocks Depositional Model*. Prentice Hall, New Jersey.
- Dickson, J. A. D. (1966) Carbonate identification and genesis revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 36: 441-505.
- Dunham, R. J. (1962) Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: W. E., Ham (Ed.): *Classification of Carbonate Rocks. A Symposium AAPG* 108-121.
- Flugel, E. (1982) *Micro Facies Analysis of the Limestone*. Springer – Verlag, Berlin.
- Flugel, E. (2004) *Microfacies of carbonate Rock*. Springer – Verlag, Berlin.
- Folk, R. L. (1962) Spectral Subdivision of Limestone Types In: *Classification of carbonate rocks*. *Journal of American Association. Petroleum Geology* 1: 62-84.
- Ghazban, F. and Hajikazemi, E. (1994) Geological evidence on the genesis of carbonate-hosted Zn-Pb-Ba in Irankuh district, West Central Iran. *Economic Geology* 89: 1262-1272.
- Gómez-Fernández F., Both R. A., Mangas J. and Arribas A. (2000) Metallogenesis of Zn-Pb Carbonate-Hosted Mineralization in the Southeastern Region of the Picos de Europa (Central Northern Spain) Province: Geologic, Fluid Inclusion, and Stable Isotope Studies. *Economic Geology* 95(1) 19-40.
- Lasemi, Y. (1980) *Carbonate Microfacies and Depositional Environment of the Kinkaid Formation (Upper Mississippian) of the Illinios Basin*: Ph.D. Thesis University of Illinios, U.S.A.
- McCrea, J. M. (1950) On the isotopic chemistry of carbonates and paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics* 18: 849-857.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (1998) *Microtectonics*. Springer, Berlin, Germany.
- Robinson, B. W. and Kusakabe, M. (1975) Quantitative preparation of sulphur dioxide for $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ analysis by combustion with cuprous oxide. *Analytical Chemistry* 47: 1179-1181.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation presentation, interpretation*. Longman, UK.
- Sibson, R. H., Moore, J. M. and Rankin, A. H. (1975) Seismic pumping, a hydrothermal fluid transport mechanism, *Journal of Geological Society of London*.
- Stephen, E., Martin Reach, K. and Jean M. (2007) Geochemistry of fluid inclusion brines from Earth's oldest Mississippi Valley- type (MVT) deposits. *Chemical geology* 237: 274-288.
- Wright, V. and Burchette, T. (1992) Shallow water carbonate environment. In: H. G., Reading (Ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford.

Geothermometric and isotopic studies of Kohroyeh Pb ore deposit (SW Shahreza)

Reza Shamsipour Dehkordi*¹, Nasim Kermani² and Hashem Bagheri¹

¹Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

²Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Khorasgan Branch, Isfahan, Iran

Abstract

The Kohroyeh Pb-Zn ore deposit is located about 25 Km SW of Shahreza. The ore deposit belongs to Esfahan-Malayer metallongenetic belt. Mineralization occurred as veins and veinlets consisting of galena and slight amount of sphalerite, calcite and quartz gangue lying between Jurassic formation (containing shale, siltstone and sandstone) and Cretaceous limestones. The geochemical maps define anomaly, the site of mineralization and concentration of Pb and Zn elements in this area. The C, O and S isotopic studies on calcite and galena show a non-marine and non-sedimentary provenance, and influence of meteoric waters in the genesis of ore deposit as well. On the base of field observations, there is a close relationship between ore bearing veins and faults, tectonic processes and deformation. According to geometric situation of deformed twins of large calcite crystals, the formation temperature of veins and ore deposit is estimated over 250°C. The overall data indicate that the provenance of the Kohroyeh Pb and Zn ore deposit may be considered as epigenetic and categorized as Mississippi valley type similar to Pb and Zn deposit of the SE Missouri.

Key words: Epigenetic, Isotopic, Geothermometry, Ore deposit, Kohroyeh

* shamsipour@sci.ui.ac.ir