

کانسار روی و سرب پیچمتو، شمال باختر شاهرود: مطالعات کانی‌شناسی، میانبارهای سیال و ایزوتوپی (C, O, S)

حجت‌اله عباسی^۱، غلامحسین شمعانیان اصفهانی^۲ و فرج‌اله فردوست^۳

^۱دانشجوی دکترا، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

^۳استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۴/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۸/۲۴

چکیده

کانی‌سازی سرب و روی در کانسار پیچمتو در فاصله ۳۸ کیلومتری شمال باختری شاهرود و در پهنه ساختاری البرز خاوری در سنگ‌های آهکی سازند لار به سن ژوراسیک پسین رخ می‌دهد. کانی‌زایی سرب و روی به شکل عدسی و رگه‌ای در نتیجه جانمایی و پرکنندگی فضاهای خالی و شکستگی‌های سنگ میزبان جایگیر شده است. مطالعات سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی نشان می‌دهد که اسمیت‌سویت، کالامین، گالن و سروسیت کانه‌های اصلی سازنده کانسنگ، و کلسیت، دولومیت، آراگونیت، اکسیدهای آهن، کوارتز و کانی‌های رسی کانی‌های باطله کانسار را تشکیل می‌دهند. دگرسانی سنگ دیواره شامل تبلور دوباره، دولومیتی شدن و برشی شدن است. مطالعه میانبارهای سیال در کانسار پیچمتو نشان می‌دهد که این میانبارها، آبگین دوفازی (L + V) غنی از مایع و غنی از گاز هستند. دمای ذوب یخ اندازه‌گیری شده در میانبارهای سیال میان ۱۹/۸- تا ۸/۳- درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند. شوری میانبارهای سیال از ۱۲ تا ۲۲/۲۲ با میانگین ۱۵/۴۱ درصد وزنی معادل NaCl است. دماهای همگن‌شدگی میانبارهای سیال در کانسار پیچمتو در محدوده دمایی گسترده‌ای از ۷۰ تا ۲۲۰ با میانگین ۱۷۶ درجه سانتی‌گراد جانمایی شده است. محدوده شوری و دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال نشان می‌دهد که سیال کانی‌ساز در کانسار پیچمتو از شوراب‌های حوضه‌ای منشأ گرفته است. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ برای ۲ نمونه از گالن در کانسار پیچمتو ۱۵/۶‰ و ۱۶/۲‰ است. این مقادیر نشان می‌دهد که سولفات آب دریا محتمل‌ترین منشأ گوگرد است. گوگرد احیا شده به احتمال بسیار زیاد از راه احیاشدگی ترموشیمیایی سولفات تأمین شده است. مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در کانی کلسیت ۴/۱۶- ‰ و ۹/۱۷- ‰ است. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در نمونه‌های کلسیت ۲/۶ ‰ و ۰/۸ ‰ را نشان می‌دهد. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ کلسیت با ترکیب ایزوتوپی اکسیژن آب دریای فانروزویک همپوشانی دارد و احتمالاً نشان‌دهنده مشارکت مهم آب دریای فانروزویک در سیال کانی‌ساز است. مقادیر منفی $\delta^{13}\text{C}$ نمونه‌های کلسیت نشان می‌دهد که مواد آلی موجود در سنگ‌های میزبان به‌طور مهمی در سیال گرمایی دخالت داشته است. مقدار $\delta^{34}\text{S}$ و $\delta^{18}\text{O}$ در کانی اسمیت‌سویت به ترتیب ۷/۲۱- ‰ و ۳/۴۱- ‰ است. سبک بودن ترکیب ایزوتوپی کربن در کانی اسمیت‌سویت نشان‌دهنده منشأ ثانویه آن و تأثیر آب‌های جوی و آب‌های محتوی CO_2 مشتق از تجزیه مواد آلی در تشکیل این کانی است. کانسار پیچمتو را می‌توان از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی، نوع سنگ میزبان، دگرسانی سنگ دیواره و منشأ سیال‌ها و مواد کانی‌ساز با کانسارهای سرب و روی نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) مقایسه کرد که در دو مرحله اولیه (تشکیل سولفیدها) و ثانویه (تشکیل کربنات‌ها و سیلیکات‌ها) تشکیل شده است.

کلیدواژه‌ها: روی و سرب، کانه‌زایی، نوع دره میسی‌سی‌پی، پیچمتو.

*نویسنده مسئول: غلامحسین شمعانیان اصفهانی

E-mail: shamanian@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

کربنات‌های پالئوزویک و به‌ویژه کرتاسه هستند (Reichert, 2007). مهم‌ترین ایالت‌های فلزایی برای کانی‌سازی سرب و روی عبارتند از ایران مرکزی، پهنه سندانج- سیرجان و ناحیه البرز (Ghazanfari, 1999). کانسار روی و سرب پیچمتو با مختصات جغرافیایی ۵۴ درجه و ۳۹ دقیقه طول خاوری و ۳۶ درجه و ۳۹ دقیقه عرض شمالی در ۳۸ کیلومتری باختر شاهرود در استان سمنان جای دارد است. شروع فعالیت معدنی در کانسار پیچمتو به سال ۱۳۳۰ باز می‌گردد؛ که شامل برداشت‌های مختصری از کارهای اکتشافی سطحی بوده است. در سال ۱۳۷۵، طرح اکتشاف مقدماتی کانسارهای سرب و روی استان به انجام رسید که در آن به این کانسار نیز اشاره شده است. فردوست (۱۳۸۵) گزارش زمین‌شناسی نقشه ۱:۱۰۰۰ تاش- مجن را تهیه و ویژگی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه و سنگ‌های دربرگیرنده این کانسار را بررسی کرده است. محمدی و همکاران (۱۳۹۲) یک مطالعه مقدماتی در مورد ژئوشیمی سنگ‌های میزبان کانسار پیچمتو را انجام داده‌اند. به هر حال، تاکنون ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی (به‌ویژه ویژگی‌های ایزوتوپی و میانبارهای سیال) این کانسار مورد مطالعه دقیق قرار نگرفته است. هدف از این مطالعه، ارائه داده‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ایزوتوپی (C, O, S) و میانبارهای سیال در کانسار پیچمتو است. این داده‌ها به منظور شناخت منبع تأمین‌کننده مواد سازنده کانسنگ و منشأ احتمالی این کانسار مورد استفاده قرار می‌گیرد.

سرب و روی از قدیمی‌ترین فلزات به کار رفته توسط انسان هستند. میانگین فراوانی پوسته‌ای سرب و روی به ترتیب ۰/۰۰۱ و ۰/۰۰۷ درصد است. فاکتور تغلیظ برای تشکیل یک توده معدنی از عناصر سرب و روی به ترتیب ۳۰۰۰ و ۶۰۰ است. سرب و روی معمولاً به همراه یکدیگر در کانسارهای چند فلزی بیشتر تشکیل شده از سیال‌های گرمایی دما پایین یافت می‌شوند. بر پایه چگونگی تولید سیال‌های گرمایی و محل حرکت آنها، توزیع کانه‌ها در کانسار و خاستگاه زمین‌شناسی، می‌توان چندین نوع کانسار سرب و روی تشخیص داد. بیشتر تولید جهانی سرب و روی از ۷ نوع کانسار اصلی صورت می‌گیرد که عبارتند از: نهشته‌های سولفید توده‌ای آتشفشانی (VMS)، نهشته‌های رسوبی-بروندمی (SEDEX)، نهشته‌های نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT)، نهشته‌های با میزبان ماسه‌سنگی، نهشته‌های جانمایی، نهشته‌های رگه‌ای، و نهشته‌های اسکارن. نهشته‌های SEDEX و MVT، به روشنی بخش اصلی منابع اولیه سرب و روی جهان را شامل می‌شوند (Sangster et al., 2000).

در ایران تاکنون حدود ۶۰۰ کانسار و نشانه معدنی سرب و روی شناخته شده است. احتمال می‌رود محدوده کاملی از کانسارها از رسوبی-بروندمی تا نوع دره می‌سی‌سی‌پی در ایران وجود داشته باشد (قربانی، ۱۳۸۱). زمان رخدادهای کانی‌سازی سرب و روی از پروتروزویک بالایی، کرتاسه بالایی، تا تشریری (اولیگوسن-موسن) تغییر می‌کند (Ghorbani, 2013). سن سنگ‌های میزبان پروتروزویک بالایی تا تشریری متغیر است. به هر حال، بیشتر سنگ‌های میزبان

۲- جایگاه زمین‌شناسی

مطالعات میانبارهای سیال روی ۳ نمونه از کانی کلسیت انجام شد. این نمونه‌ها از نمونه‌های دستی تهیه شده‌اند که در آنها روابط بافتی نشان‌دهنده تشکیل همزمان کلسیت و گالن است. در این مطالعه، مقاطع نازک دوبرصیقل با ستبرای حدود ۲۵۰ میکرومتر از نمونه‌ها تهیه و اندازه‌گیری‌ها با استفاده از یک میکروسکوپ زایس (Zeiss) دارای میز گرمایش و سرمایش THMS-600 لینکام در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد. به منظور سرمایش و گرمایش، به ترتیب از نیتروژن مایع و یک رزیستور گرمایی استفاده شد. کالیبراسیون دستگاه با استفاده از ترکیبات استاندارد صورت گرفته و دقت دستگاه برای اندازه‌گیری‌های سرمایش ± 0.2 درجه سانتی‌گراد و برای اندازه‌گیری‌های گرمایش ± 0.6 درجه سانتی‌گراد است.

۲ نمونه کلسیت و ۱ نمونه اسمیت‌سویت از کانسار پیچمتو برای ایزوتوپ‌های کربن ($\delta^{13}C$) و اکسیژن ($\delta^{18}O$)، و ۲ نمونه گالن برای ایزوتوپ گوگرد ($\delta^{34}S$) مورد تجزیه قرار گرفت. نمونه‌های کلسیت از نمونه‌هایی که در آنها بر پایه شواهد بافتی کلسیت همزمان با گالن ته‌نشست شده است، انتخاب شد. تجزیه‌های ایزوتوپی به وسیله یک طیف‌سنج جرمی در آزمایشگاه دانشگاه اوتاوا (Ottawa University) در کشور کانادا انجام شده است. داده‌های ایزوتوپی با نماد δ و بر حسب ‰ (per mil) نسبت به استاندارد بلنیت پی‌دی وین (Vienna Pee Dee Belemnite, V-PDB) برای ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن و استاندارد ترولیت کانیون دیابلو وین ($\delta^{34}SV-CDT$) برای ایزوتوپ گوگرد نشان داده می‌شوند. دقت اندازه‌گیری‌ها ± 0.2 ‰ برای کربن، ± 0.4 ‰ برای اکسیژن و ± 0.3 ‰ برای گوگرد است.

۴- سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی کانسنگ و سنگ میزبان

سنگ میزبان کانسار پیچمتو سنگ‌آهک و سنگ‌آهک دولومیتی سازند لار است. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ کرم تا خاکستری دیده می‌شوند و دارای باندها و گرهک‌های چرت به رنگ قهوه‌ای تیره هستند. به ندرت قطعاتی از آمونیت در این سنگ‌ها دیده می‌شود. از ویژگی‌های دیگر این سازند، لایه‌بندی متوسط تا ستبر و تقریباً توده‌ای آن است؛ به طوری که تعیین شیب و امتداد چینه‌ها را بسیار مشکل می‌کند. با این وجود، با توجه به وضعیت کلی قرارگیری سازند لار، روند عمومی سنگ درون‌گیر در محدوده کانسار شمال باختری - جنوب خاوری (N-60-W) با شیب ۴۵ درجه به سوی شمال خاور است. خردشدگی و برشی شدن در امتداد گسل‌ها دیده می‌شود که در نتیجه حرکات زمین‌ساختی در طی فرایند کوهزایی حاصل شده است. وجود حفرات کارستی که در نتیجه انحلال سنگ‌آهک حاصل شده‌اند، از سیماهای دیگر سازند لار در ناحیه کانسار است. در عین حال، توده سنگ مقاومت فرسایشی بالایی دارد و در کل منطقه تشکیل ستیغ و پرتگاه‌های تند و مرتفعی داده است.

پدیده‌های تبلور دوباره، برشی شدن و دولومیتی شدن در سنگ میزبان کانسار پیچمتو به فراوانی در سطح زمین، درون تونل‌ها و دیگر حفریات دیده می‌شود. کانی‌های آراگونیت، کلسیت و دولومیت فضای خالی حفرات را پر کرده‌اند و یا در دیواره رگه‌های کانی‌سازی شده متبلور شده‌اند (شکل ۳- الف). در منطقه وجود بخش‌های دارای تبلور دوباره می‌تواند به عنوان راهنما یا نشانه‌ای برای وجود کانی‌سازی مورد استفاده قرار گیرد؛ زیرا پدیده تبلور دوباره توسط محلول‌های کانی‌ساز و سازنده کانسار و در دیواره یا درون فضاها خالی موجود صورت گرفته است و رابطه تنگاتنگی با تشکیل ماده معدنی دارد.

کانی‌سازی سرب و روی در کانسار پیچمتو به صورت توده‌های عدسی شکل و رگه‌ای با ستبرای چند سانتی‌متر تا ۱ متر در سنگ میزبان رخ داده است. کانی‌سازی به‌ویژه در ریف‌ها و مناطق درزه‌دار و یا برش‌های ریزشی به صورت جانشینی و پرکننده فضاها خالی در سنگ میزبان متمرکز شده است. شواهد موجود در تونل‌ها و کارهای اکتشافی نشان می‌دهد که ستبرای بخش‌های دارای ماده معدنی با افزایش

الگوی ساختاری، تحولات زمین‌ساختی و شرایط رسوبی و زیستی ایران در دوره‌های زمین‌شناسی مختلف پیچیدگی‌های زیادی دارد. ناهمسانی رسوبی و زمین‌ساختی ایران تا حدی است که بیان ویژگی‌های یکسان برای بسیاری از مناطق آن ناممکن است؛ به همین دلیل، از گذشته‌های دور ایران‌زمین به پهنه‌های رسوبی - ساختاری گوناگون تقسیم‌بندی شده است (آقاباتی، ۱۳۸۳). کانسار روی و سرب پیچمتو در پهنه البرز خاوری قرار دارد (شکل ۱). پهنه البرز شامل بلندی‌های شمال صفحه ایران است که به شکل تاقدیسی مرکب در یک راستای خاوری - باختری از خراسان تا آذربایجان امتداد دارد. رخساره واحدهای سنگی البرز بیشتر از نوع سکو است و سنگ‌های با سن پراکامبرین پسین تا کواترنر را می‌توان در این رشته‌کوه دید. البته نودهای رسوبی و ناپوستگی‌های زاویه‌دار و همشیب زیادی در دوره‌هایی از پالئوزویک و مزوزویک در این پهنه دیده می‌شود (قربانی، ۱۳۸۱).

نقشه زمین‌شناسی ناحیه کانسار روی و سرب پیچمتو در شکل ۲ نشان داده شده است. این منطقه در بخش خاوری رشته‌کوه البرز جای دارد و از دید چینه‌نگاری و ساختاری از پهنه البرز مرکزی پیروی می‌کند (زمانی پدرام و همکاران، ۱۳۸۵). واحدهای سنگی گوناگونی با سن ژوراسیک تا عهد حاضر در ناحیه کانسار پیچمتو رخمون دارند (شکل ۲). کهن‌ترین واحدهای سنگی، واحدهایی متشکل از ماسه‌سنگ و شیل با رنگ قهوه‌ای تیره تا خاکستری و شیل‌های خاکستری تا خاکستری تیره و سبز زیتونی با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و افق‌های نازک زغال به سن ژوراسیک پیشین است که هم‌ارز سازند شمشک هستند. پیشروی دریا یا افزایش ژرفای حوضه رسوبی در ژوراسیک پسین سبب ته‌نشست سنگ‌های آهکی ستبر لایه تا توده‌ای به رنگ خاکستری روشن تا صورتی متعلق به سازند لار در منطقه شده است. کانی‌سازی سرب و روی در کانسار پیچمتو در سنگ‌های آهکی سازند لار به سن ژوراسیک پسین رخ داده است. سنگ‌های آهکی ستبر لایه تا توده‌ای و بازالت، گدازه اسپیلیتی و کنگلومرا به سن کرتاسه زیرین، واحدهای سنگی کرتاسه در ناحیه کانسار پیچمتو را تشکیل می‌دهند. نهشته‌های پالئوسن شامل مارن‌های ماسه‌ای سرخ با میان‌لایه‌هایی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ و کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های ستبر لایه به رنگ سرخ تا نارنجی با میان‌لایه‌هایی از مارن است که این واحدها هم‌ارز سازند فجن هستند. رسوبات دوره ائوسن در ناحیه کانسار پیچمتو گوناگون و شامل سنگ‌آهک نومولیتی و مارن (سازند زیارت)، تئوایی از مارن و توف با میان‌لایه‌هایی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ، ماسه‌سنگ‌آهکی به رنگ خاکستری مایل به سبز با میان‌لایه‌هایی از شیل و سازند کرج است. پادگانه‌های آبرفتی جوان و نهشته‌های رودخانه‌ای عهد حاضر جوان‌ترین نهشته‌های رسوبی در ناحیه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند (شکل ۲). از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری، ناحیه کانسار پیچمتو به نسبت ساده است (شکل ۲). در ناحیه پیرامون کانسار، روند اصلی ساختارها خاوری - باختری و همانند روند کلی رشته‌کوه البرز است. همان‌گونه که در شکل ۲ دیده می‌شود، مهم‌ترین عوارض ساختاری وجود دو گسل اصلی در این ناحیه است؛ یکی گسل رانده شاه‌کوه در شمال ناحیه کانسار و دیگری گسلی در بخش باختری و شمال باختری آن. این گسل، گسل شاه‌کوه را قطع می‌کند و به نظر می‌رسد که از دید زمان عملکرد، جوان‌تر از آن است.

۳- مواد و روش‌ها

به منظور ارزیابی روابط کانسنگ - سنگ میزبان و بررسی ویژگی‌های ماکروسکوپی کانسنگ و سنگ‌های دیواره در کانسار پیچمتو، مطالعات دقیق صحرایی انجام شد. نمونه‌برداری از محل ترانسه‌ها و تونل‌های قدیمی معدن انجام شد. در مجموع ۲۵ نمونه از کانسنگ در هنگام مطالعات صحرایی برداشت شد. مطالعات میکروسکوپی روی ۱۰ عدد مقطع صیقلی تهیه شده از نمونه‌های معرف کانسنگ با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان انجام شد. ۷ نمونه از کانسنگ برای مطالعات کانی‌شناسی به روش پرتو ایکس (XRD) در آزمایشگاه شرکت آلومینای جاجرم مورد تجزیه قرار گرفت.

اشغال می‌کند (شکل ۶). ادخال‌های تک‌فاز که در دمای اتاق تنها از مایع (L) تشکیل شده‌اند، کمیاب هستند. دمای ذوب یخ اندازه‌گیری شده در میانبرهای سیال اولیه میان ۱۹/۸- تا ۸/۳- درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند. شوری سیال بر پایه دمای ذوب یخ و با استفاده از معادله Bodnar (1993) به دست آمده است. شوری میانبرهای سیال از ۱۲ تا ۲۲/۲۲ با میانگین ۱۵/۴۱ درصد وزنی معادل NaCl تغییر می‌کند (شکل ۷). دماهای همگن‌شدگی میانبرهای سیال در کانسار پیچمتو در محدوده دمایی گسترده‌ای از ۷۰ تا ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند (شکل ۷). میانگین دمای همگن‌شدگی میانبرهای سیال ۱۷۶ درجه سانتی‌گراد است. محدوده گسترده دماهای همگن‌شدگی میانبرهای سیال نشان می‌دهد که سرد شدن سیال سازو کار مهمی بوده که سبب ته‌نشست کانی‌ها در کانسار پیچمتو شده است.

محدوده شوری و دمای همگن‌شدگی میانبرهای سیال نشان می‌دهد که سیال کانی‌ساز در کانسار پیچمتو از شوراب‌های حوضه‌ای منشأ گرفته است (شکل ۸؛ Bodnar, 1999). همچنین، نتایج حاصل از مطالعه میانبرهای سیال در این کانسار بیان‌کننده آن است که سیال مسئول کانی‌سازی شباهت نزدیکی با سیال گرمابی در کانسارهای سرب و روی نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) دارد (Sangster, 1990; Leach et al., 2005).

۶- ژئوشیمی ایزوتوپی

نتایج حاصل از تجزیه ایزوتوپی کانی‌های کلسیت، اسمیت‌سونیت و گالن در کانسار پیچمتو در جدول ۲ آورده شده است. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ برای ۲ نمونه گالن جدا شده از توده معدنی اصلی در کانسار پیچمتو $+15/6\text{‰}$ و $+16/2\text{‰}$ است (میانگین $+15/9\text{‰}$). مطالعات ایزوتوپی گوگرد، ابزار ژئوشیمیایی مناسبی برای تشخیص منابع احتمالی S در نهشته‌های فلزات پایه با سنگ میزبان رسوبی است (Ohmoto, 1986). ویژگی $\text{SH}_2\text{S}^{34}\delta$ در سیال گرمابی را می‌توان بر پایه مقدار $\delta^{34}\text{S}$ کانه‌های گرمابی برآورد کرد. به‌ویژه ته‌نشست گالن تنها با تفکیک ناچیزی حتی در شرایط تعادلی همراه است (Ohmoto and Rye, 1979) و بنابراین به روشنی ویژگی $\text{SH}_2\text{S}^{34}\delta$ در سیال گرمابی را بازتاب می‌دهد (Ohmoto and Goldhaber, 1997). بنابراین، اگر تفکیکی میان سیال و کانی انجام نشده باشد، میانگین $+15/9\text{‰}$ برای $\delta^{34}\text{S}$ گالن را می‌توان به عنوان برآوردی از $\delta^{34}\text{S}$ سیال به کار برد. با این وجود، میزان تفکیک ایزوتوپی میان دو ماده به شدت وابسته به دماست. بررسی‌های نظری نشان می‌دهد که میزان تفکیک با افزایش دما کاهش می‌یابد و در دمای بی‌نهایت به صفر می‌رسد (Seal, 2006).

تفکیک ایزوتوپی وابسته به دمای کانی‌ها نسبت به H_2S با معادله زیر بیان می‌شود:

$$10^3 \ln(\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}) = a \times 10^6 / T^2$$

در این معادله a ماده مورد نظر، a یک مقدار ثابت برای آن ماده و T دما برحسب درجه کلوین هستند. مقدار a برای گالن $-0/63$ است (Ohmoto and Rye, 1979). با توجه به معادله بالا و در نظر گرفتن میانگین $+15/9\text{‰}$ برای $\delta^{34}\text{S}$ گالن و اینکه میانگین دمای تشکیل گالن بر پایه مطالعه میانبرهای سیال ۱۷۶ درجه سانتی‌گراد است، $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ برابر $+14/9\text{‰}$ خواهد بود.

به باور Ohmoto and Rye (1979)، گوگرد در محیط‌های طبیعی از منابع آذرین یا آب دریا منشأ می‌گیرد. از آنجا که مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ سولفیدها در کانسارهای گرمابی ماگمایی در محدوده ۳- تا ۱+ ‰ (Hoefs, 2009) قرار می‌گیرد؛ مقادیر مثبت و بزرگ $\delta^{34}\text{S}$ گالن H_2S در کانسار پیچمتو، منشأ گرفتن گوگرد از یک منبع ماگمایی را تأیید نمی‌کند. بنابراین، منبع گوگرد در این کانسار سولفات آب دریاست. آب‌های فسیلی دارای سولفات که در واحدهای سنگی با سن مختلف در ناحیه کانسار محبوس شده‌اند، می‌توانسته است سولفات مورد نیاز را تأمین کرده باشد. احیا شدن سولفات به سولفید، می‌تواند ناشی از احیاشدگی باکتریایی سولفات و یا احیاشدگی غیرباکتریایی سولفات به وسیله واکنش با مواد آلی (احیاشدگی ترموشیمیایی سولفات) باشد. مقادیر نزدیک به هم $\delta^{34}\text{S}$ در نمونه‌های گالن نشان می‌دهد که آنها به وسیله احیاشدگی باکتریایی تولید نشده‌اند. سولفیدهای باکتری‌زاد

ژرفا افزایش می‌یابد (مهدی‌زاده، ۱۳۸۹). ذخیره سرب کانسار پیچمتو بیشتر از نوع سولفیدی و متشکل از کانی گالن است.

در بخش خاوری کانسار، کانی‌سازی بیشتر به‌صورت کانی‌های روی به ویژه اسمیت‌سونیت و کالامین است. به‌طور کلی در نمونه‌های دستی از کانسنگ، کانی‌های گالن، اسمیت‌سونیت، کالامین و سروسیت بعنوان کانی‌های اصلی کانسار، و کلسیت، آراگونیت و اکسیدهای آهن به عنوان کانی‌های باطله قابل شناسایی هستند (شکل ۳-ب).

اسمیت‌سونیت اصلی‌ترین کانی سازنده کانسنگ است که به شکل توده‌های خیلی دانه‌ریز حفرات و فضاهای خالی موجود را پر کرده است. این کانی گاه به‌صورت بلورهای دانه‌ریز و بافت گل‌کلمی، و گاه به‌صورت لامینه‌های ظریف ظاهر می‌شود (شکل ۳-پ). کالامین (همیمورفیت) پس از اسمیت‌سونیت دومین کانی فراوان روی است که به‌صورت خیلی دانه‌ریز، حتی پودر ماند و به رنگ سفید دیده می‌شود. گالن تنها کانی سولفیدی در این کانسار است و نسبت به اسمیت‌سونیت و کالامین فراوانی کمتری دارد (البته در بخش باختری منطقه، یعنی معدن پورت‌بابا گالن فراوانی بالایی دارد و کانی اصلی آن کانسار را تشکیل می‌دهد). گالن به‌صورت بلورهای دانه‌ریز و به ندرت ذرات دانه‌درشت دیده می‌شود. بررسی مقاطع صیقلی دارای گالن تهیه شده از کانسنگ، نشان‌دهنده گالن به‌صورت دانه‌های بی‌شکل و درشت (تا حدود ۵ میلی‌متر) با حفره‌های رخ سه‌گوش است که بیشتر آنها از حاشیه در حال جانشینی به وسیله سروسیت است (شکل ۳-ت). فراوانی کم گالن نیز احتمالاً به دلیل جانشینی آن به وسیله سروسیت است. سروسیت نسبت به اسمیت‌سونیت و کالامین فراوانی کمتری دارد و ظهور آن بیشتر به‌صورت تبلور در سطوح شکستگی‌ها و یا سطح کانی‌های دیگر و به حالت گل‌کلمی است. کانی‌های کلسیت و آراگونیت به‌صورت پرکننده فضای خالی و با بافت دندان‌سگی، شانهای و گل‌کلمی (شکل ۳-ث) دیده می‌شوند. این کانی‌ها بیشتر در دیواره رگه‌ها و حفرات دارای ماده معدنی متبلور شده‌اند و ویژگی آنها رنگ سفید شیری تا خاکستری روشن و ساخت شعاعی در برخی بخش‌هاست. حضور آنها در منطقه می‌تواند به عنوان نشانه‌ای برای پی‌جویی ماده معدنی مورد استفاده قرار گیرد. تشکیل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن به افق‌های خاصی محدود می‌شود و کانی‌های ثانویه‌ای هستند که از اکسایش کانی‌های اولیه حاصل شده‌اند. ساختار کلی آنها پرکننده فضای خالی و بافت موجود در آنها اسکلتی، لامینه و شعاعی است (شکل ۳-ج).

افزون بر کانی‌هایی که در نمونه‌های دستی شناسایی و مطالعه شد، مطالعات پراش پرتو ایکس روی ۷ نمونه از کانسنگ، کانی‌های دیگری شامل اسفالریت، هیدروزینسیت، دولومیت، کوارتز، آاناتاز، هماتیت و ایلیت را در نمونه‌های مورد مطالعه مشخص کرد. جدول ۱ فهرست کانی‌های شناسایی شده به روش پراش پرتو ایکس در نمونه‌های کانسنگ، و شکل ۴ نمودار پراش پرتو ایکس یکی از این نمونه‌ها را ارائه می‌دهد. توالی پاراژنری کانه‌ها و کانی‌های باطله در کانسار پیچمتو در شکل ۵ نشان داده شده است. بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی نشان می‌دهد که کانی‌ها در کانسار پیچمتو طی دو مرحله تشکیل شده‌اند. در مرحله نخست، کانی‌های سولفیدی گالن و اسفالریت در یک محیط احیایی نهشت کرده‌اند. در مرحله دوم، کانی‌های نخستین در محیط اکسیدان قرار گرفته و به انواع کربناتی، سیلیکاتی و اکسیدی تبدیل شده‌اند.

۵- میانبرهای سیال

میانبرهای سیال موجود در کانی کلسیت گرمابی کانسار پیچمتو بیشتر شکل نامنظم و ادخال‌هایی با شکل بلور منفی و متقارن گرد یا بیضوی کاملاً کمیاب دارند. اندازه ادخال‌ها بیش از میان ۴ تا ۱۸ میکرومتر تغییر می‌کند و ادخال‌های بزرگ‌تر کمیاب هستند. ادخال‌های با منشأ ثانویه یا ثانویه دروغین (Van den Kerkhof and Hein, 2001) به‌صورت دانه‌ای رخ می‌دهند. میانبرهای سیال، ادخال‌های آنگین دوفازی (L + V) غنی از مایع و غنی از گاز هستند و ۲۵ تا ۵۰ درصد حجمی از میانبر سیال را فاز حباب

فرایند اکسایش کانسنگ‌های سولفیدی اولیه در کانسارهای نوع MVT می‌تواند به تشکیل یک نهشته غیرسولفیدی سرب و روی در مجاورت نهشته سولفیدی بیانجامد. کانی‌های غیرسولفیدی روی شامل اسمیت‌سونیت، هیدروزیستیت، همی‌مورفیت و ساکونیت است که با کانی‌های غیرسولفیدی سرب مانند سروسیت و کمتر آنگلیزیت همراهی می‌شود. دلیل نبود اسفالریت در نمونه‌های دستی کانسار پیچمتو جانشینی به نسبت کامل آن توسط اسمیت‌سونیت و کالامین در طی مرحله اکسایش و دگرسانی است. طبق سری شرم، روی نسبت به سرب تمایل کمتری به گوگرد دارد (Guilbert and Park, 1997)، بنابراین در شرایط اکسیدان سریع‌تر گوگرد گالن را رها می‌کند و وارد فازهای ثانویه از جمله کربنات روی می‌شود. مهم‌ترین عواملی که در رخداد فرایند اکسایش کانسنگ‌های سولفیدی سرب و روی نقش دارند عبارتند از: آب‌وهوا، جایگاه زمین‌ساختی و موقعیت هندسی کانسنگ سولفیدی مادر نسبت به سطح زمین (Reichert, 2007). موقعیت نزدیک به سطح زمین کانسنگ سولفیدی و آب‌وهوای خشک، تشکیل کانسنگ‌های غیرسولفیدی و پرعیار روی را تقویت می‌کند. فرایند بالاآمدگی زمین‌ساختی سریع (Daliran and Borg, 2005) و فرسایش لایه‌های بالایی یکی از موثرترین راه‌های حرکت کانسنگ سولفیدی به یک موقعیت نزدیک به سطح است. موارد بسیاری از این نوع کانسارها در جهان یافت می‌شود (Boni et al., 2003; Hitzman et al., 2003; Reichert and Borg, 2008; Boni and Mondillo, 2015; Gilg et al., 2008). در ایران کانسنگ‌های غیرسولفیدی روی از کانسارهای مهدی‌آباد، ایرانکوه و انگوران گزارش شده است (Gilg et al., 2003; Reichert, 2007).

۸- نتیجه‌گیری

کانی‌سازی سرب و روی در کانسار پیچمتو در سنگ‌های آهکی سازند لار به سن ژوراسیک پسین رخ می‌دهد. کانی‌زایی سرب و روی به شکل عدسی و رگه‌ای در نتیجه جانشینی و پرکنندگی فضاهای خالی و شکستگی‌های سنگ میزبان جایگیر شده است. محدوده شوری و دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال نشان می‌دهد که سیال کانی‌ساز در کانسار پیچمتو از شوراب‌های حوضه‌ای منشأ گرفته است. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در کانی کلسیت نیز با ترکیب ایزوتوپی اکسیژن آب دریای فانروزویک همپوشانی دارد و نشان‌دهنده مشارکت مهم آب دریای فانروزویک در سیال کانی‌ساز است. همچنین، ترکیب ایزوتوپی گوگرد نشان می‌دهد که سولفات آب دریا محتمل‌ترین منشأ گوگرد است. گوگرد احیاشده به احتمال بسیار زیاد از راه احیاشدگی ترموشیمیایی سولفات تأمین شده است. سبک بودن ترکیب ایزوتوپی کربن در کانی اسمیت‌سونیت منشأ ثانویه آن و تأثیر آب‌های جوی و آب‌های محتوی CO_2 مشتق از تجزیه مواد آلی در تشکیل این کانی است. کانسار پیچمتو را می‌توان از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی، نوع سنگ میزبان، دگرسانی سنگ دیواره و منشأ سیال‌ها و مواد کانی‌ساز با کانسارهای سرب و روی نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) مقایسه کرد؛ که همانند برخی از این کانسارها در دو مرحله اولیه (تشکیل سولفیدها) و ثانویه (تشکیل کربنات‌ها و سیلیکات‌ها) تشکیل شده است.

سپاسگزاری

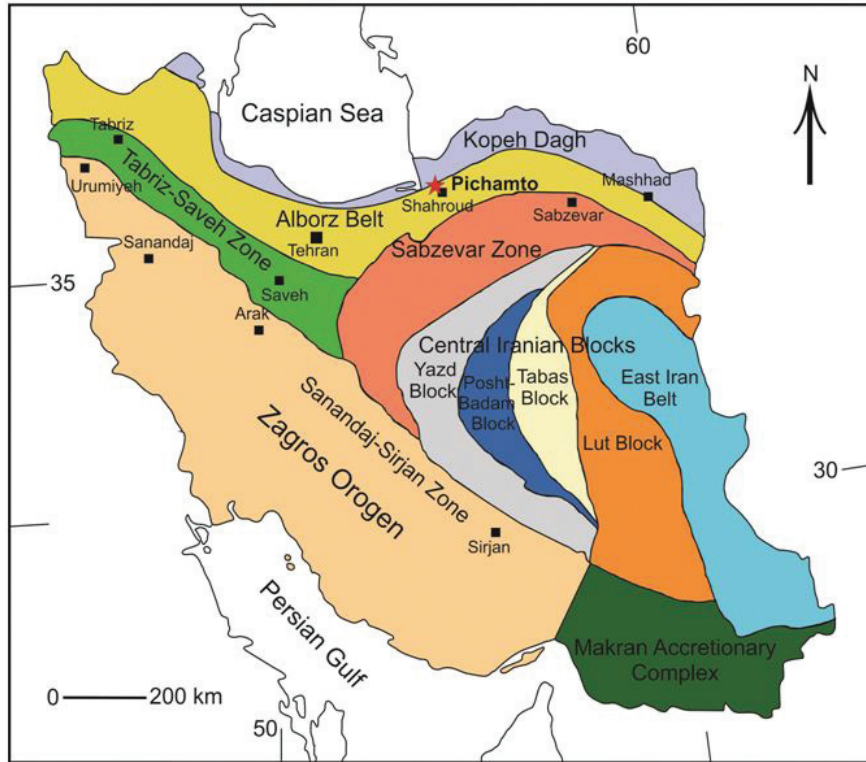
این مقاله حاصل بخشی از مطالعات انجام شده در رساله دکترای نگارنده اول در دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران است. نگارندگان صمیمانه از داوران و سردبیر محترم مجله علوم زمین که با پیشنهادات سازنده خود سبب ارتقای کیفی این مقاله شدند، سپاسگزاری می‌کنند.

معمولاً نسبت به منبع از ^{34}S تهی هستند و مقادیر $\delta^{34}S$ گسترده‌ای را به نمایش می‌گذارند (Sasaki and Krouse, 1969). از سوی دیگر، میانگین دمای تعیین شده بر پایه مطالعات میانبارهای سیال (۱۷۶ درجه سانتی‌گراد)، امکان فعالیت باکتریایی در این دماها را منتفی می‌سازد. بنابراین، به نظر می‌رسد احیاشدگی ترموشیمیایی سولفات محتمل‌ترین فرایند احیاکننده سولفات در کانسار پیچمتو است. نتیجه آنکه، سولفات حمل شده در سیال کانی‌ساز با مواد آلی موجود در سنگ‌های کربناتی میزبان واکنش داده و به H_2S تبدیل شده است. سپس واکنش H_2S با کمپلکس‌های فلزی سبب ته‌نشست اسفالریت و گالن شده است.

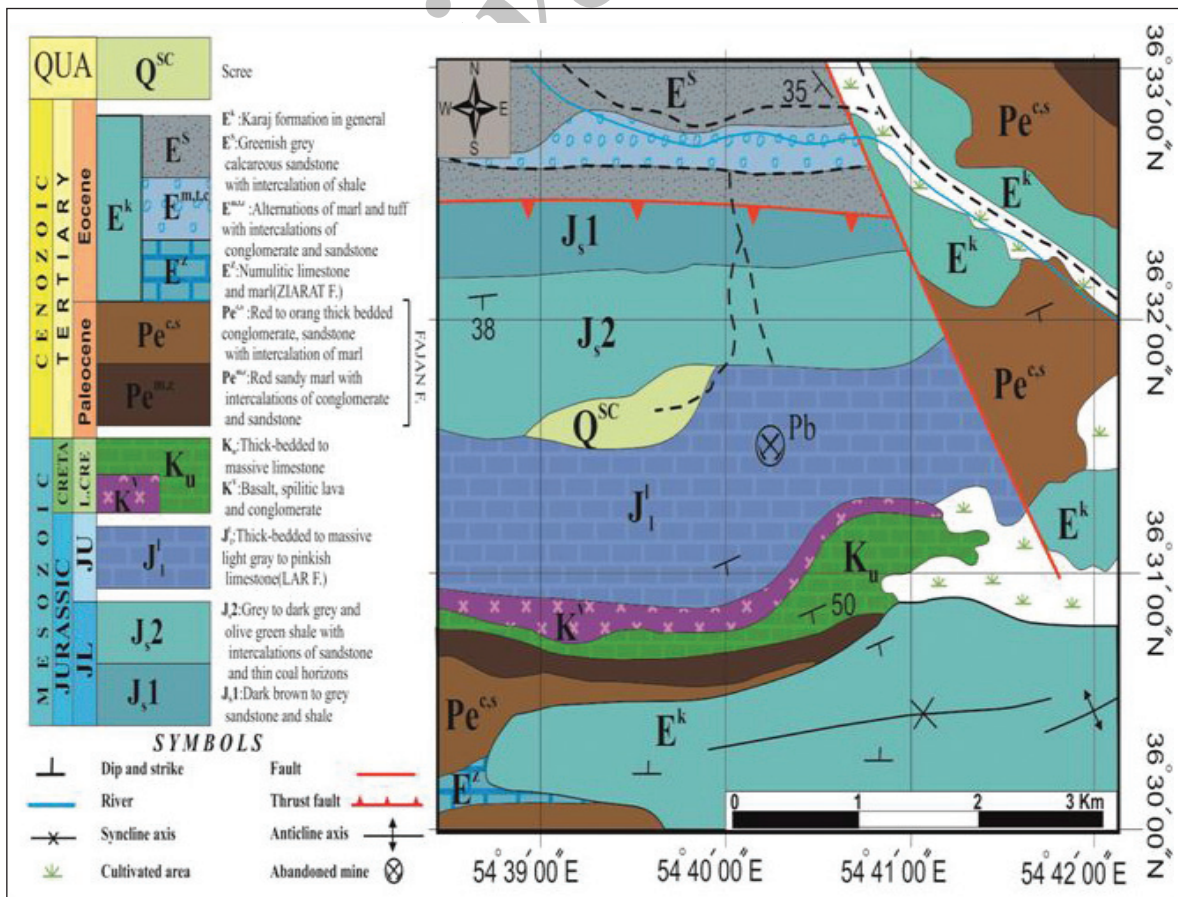
مقادیر $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ برای ۲ نمونه از کلسیت که با کانی گالن همراه است و ۱ نمونه اسمیت‌سونیت در جدول ۲ آورده شده است. مقادیر $\delta^{13}C$ در کانی کلسیت ۴/۱۶-‰ و ۹/۱۷-‰ و مقدار $\delta^{18}O$ در کانی اسمیت‌سونیت ۷/۲۱-‰ است. مقادیر $\delta^{18}O$ در نمونه‌های کلسیت محدوده باریک‌تری نسبت به $\delta^{13}C$ را نشان می‌دهند و عبارتند از ۲/۶‰ و ۰/۸‰. مقدار $\delta^{18}O$ در کانی اسمیت‌سونیت ۳/۴۱-‰ است. از آنجا که کانسار پیچمتو در یک جایگاه رسوبی قرار دارد؛ ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن نمونه‌های کلسیت گرمایی آن را می‌توان با ترکیب ایزوتوپی آب دریای فانروزویک مقایسه کرد (شکل ۹). ترکیب ایزوتوپی اکسیژن نمونه‌های کلسیت کانسار پیچمتو به‌طور کامل یا بخشی با ترکیب ایزوتوپی آب دریای فانروزویک همپوشانی نشان می‌دهد. ترکیب ایزوتوپی کربن این نمونه‌ها در بیشتر موارد، سبک‌تر از ترکیب ایزوتوپی کربن در آب دریای فانروزویک است. ترکیب ایزوتوپی سبک کربن در نمونه‌های کانسار پیچمتو می‌تواند ناشی از انحلال CO_2 حاصل از تجزیه مواد آلی در سیال گرمایی باشد (Criss, 1995). این نتیجه‌گیری با احیاشدگی ترموشیمیایی سولفات که به وسیله ایزوتوپ گوگرد تأیید شد، همخوانی دارد. اگرچه داده‌های موجود امکان تشخیص قطعی منبع پایانی سیال کانی‌ساز را فراهم نمی‌سازد؛ اما مطالعات ایزوتوپی کربن و اکسیژن نشان می‌دهد که آب دریا که به‌صورت شوراب‌های حوضه‌ای در واحدهای سنگی به دام افتاده است؛ می‌تواند منبع اصلی سیال گرمایی کانسنگ‌ساز در کانسار پیچمتو باشد. ترکیب ایزوتوپی کربن در کانی اسمیت‌سونیت نیز سبک است. سبک بودن ترکیب ایزوتوپی کربن در کانی اسمیت‌سونیت نشان‌دهنده منشأ ثانویه آن و تأثیر ترکیبی از آب‌های جوی و آب‌های محتوی CO_2 حاصل از تجزیه مواد آلی در تشکیل این کانی است (Reichert, 2007).

۷- منشأ کانسار سرب و روی پیچمتو

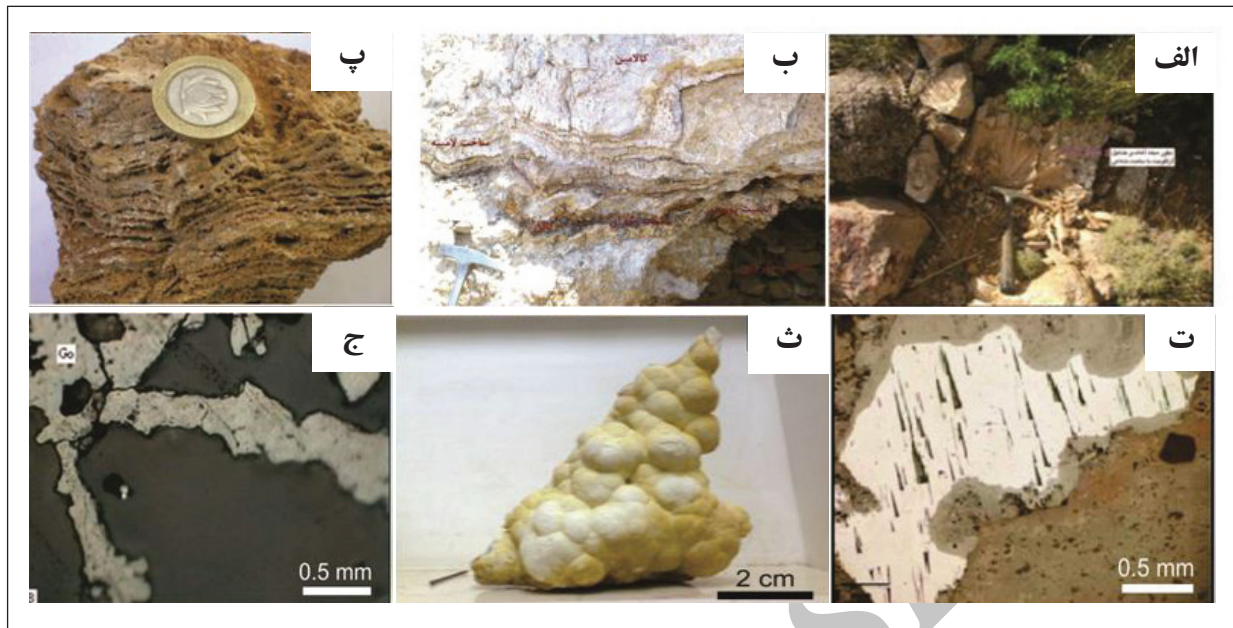
کانی‌سازی سرب و روی در کانسار پیچمتو به‌صورت جانشینی و پرکننده فضاهای خالی در سنگ‌های آهکی سازند لار به سن ژوراسیک پسین رخ می‌دهد. داده‌های میانبارهای سیال و ایزوتوپی اکسیژن و کربن در کانی کلسیت نشان می‌دهند که شوراب‌های حوضه‌ای که از آب دریای فانروزویک منشأ گرفته‌اند، محتمل‌ترین منبع سیال‌های کانی‌ساز هستند. داده‌های ایزوتوپ گوگرد بیانگر آن است که منبع گوگرد احتمالاً سولفات آب دریا است و احیاشدگی سولفات در دماهای بالاتر مهم‌ترین فرایند تأمین‌کننده گوگرد احیا شده است. شستشوی گرمایی فلزات از سنگ‌های دیواره می‌تواند به‌طور مؤثری در اثر چرخش درازمدت سیال‌ها رخ داده و سبب تولید سیال‌های فسیلی غنی از فلز شده باشد. با در نظر گرفتن یافته‌های یاد شده، می‌توان کانسار پیچمتو را از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی، نوع سنگ میزبان، دگرسانی سنگ دیواره و منشأ سیال‌ها و مواد کانی‌ساز با کانسارهای سرب و روی نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) (Sangster, 1990; Leach et al., 2005 and 2010) مقایسه کرد (جدول ۳).



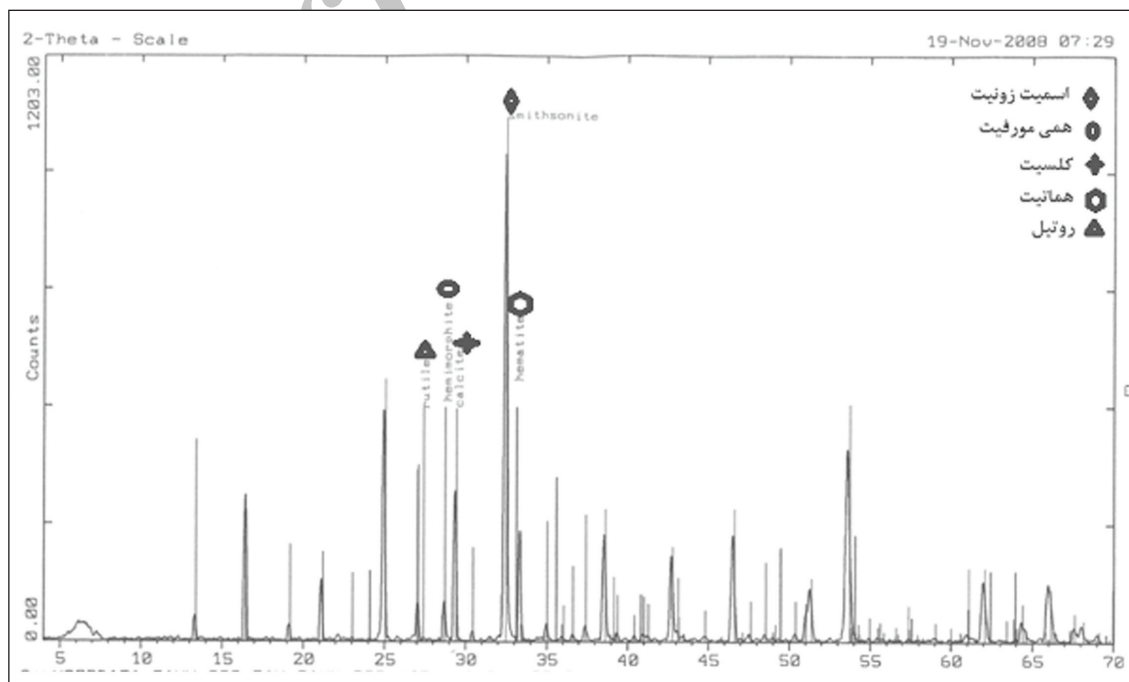
شکل ۱- نقشه زمین‌ساختی ساده شده ایران که موقعیت کانسار پیچمتو در آن نشان داده شده است (Alavi, 1991).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ناحیه کانسار روی و سرب پیچمتو (زمانی پدرام و همکاران، ۱۳۸۵).



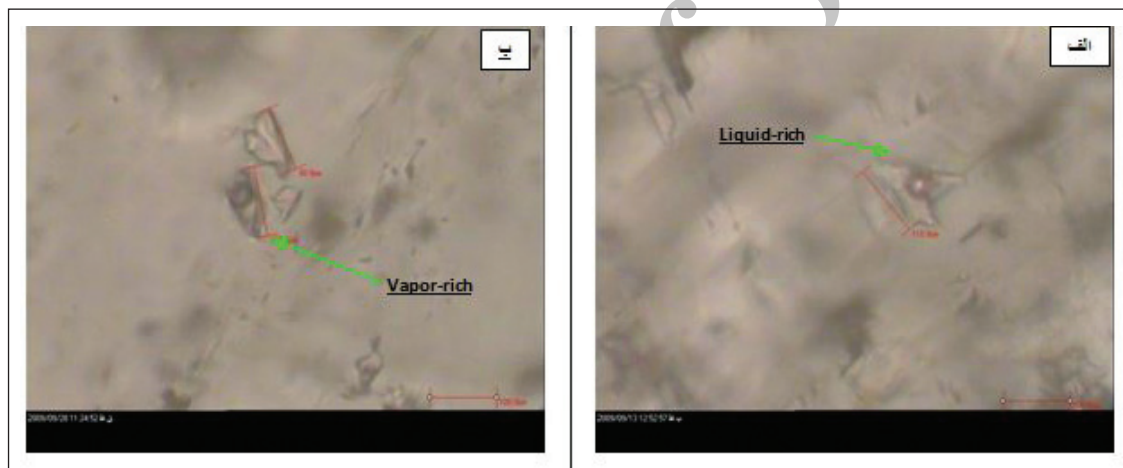
شکل ۳- الف) تصویر ماکروسکوپی از تبلور دوباره آراگونیت به صورت شعاعی در سنگ میزبان؛ ب) تصویر ماکروسکوپی از کانی های کالامین، اسمیت سونیت و گالن همراه با ساخت لامینه و رگه‌ای در آنها؛ پ) تصویر ماکروسکوپی از اسمیت سونیت با ساخت لامینه؛ ت) تصویر میکروسکوپی از گالن که در حاشیه به سروسیت تبدیل شده است؛ ث) تصویر ماکروسکوپی از کلسیت با ساخت گل کلمی؛ ج) تصویر میکروسکوپی از گوتیت با بافت اسکلتی و شعاعی.



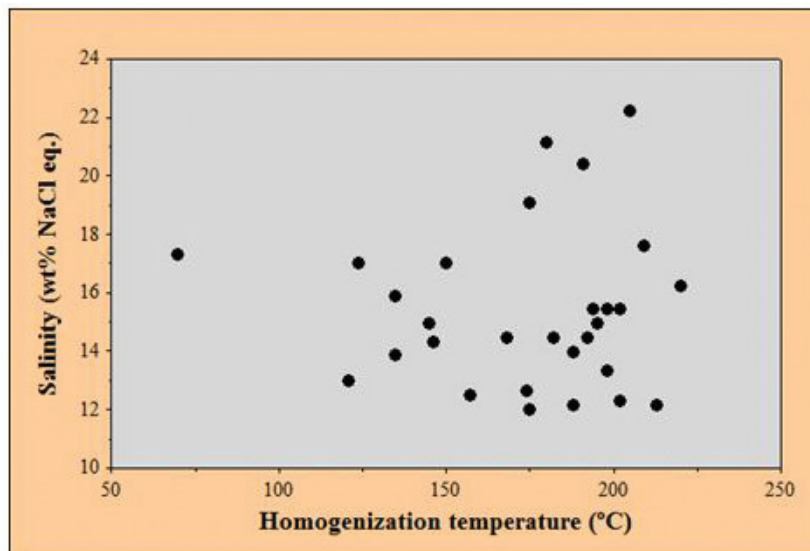
شکل ۴- نمودار پراش پرتو X نمونه شماره P7 از کانسار پیچمتو.

Minerals	First mineralization stage (reduced conditions)	Second mineralization stage (oxidized conditions)
Galena	Black bar	
Sphalerite	Brown bar	
Smithsonite		Yellow bar
Calamine		White bar
Cerussite		Green bar
Calcite	Grey bar	Dark grey bar
Aragonite	Light yellow bar	Light green bar
Dolomite	Red bar	Dark red bar
Iron oxides		Orange bar
Clay minerals		Olive green bar
Quartz		Light grey bar
Anatase		Purple bar

شکل ۵- توالی پاراژنزی کانه‌ها و کانی‌های باطله در کانسار پیچمتو.

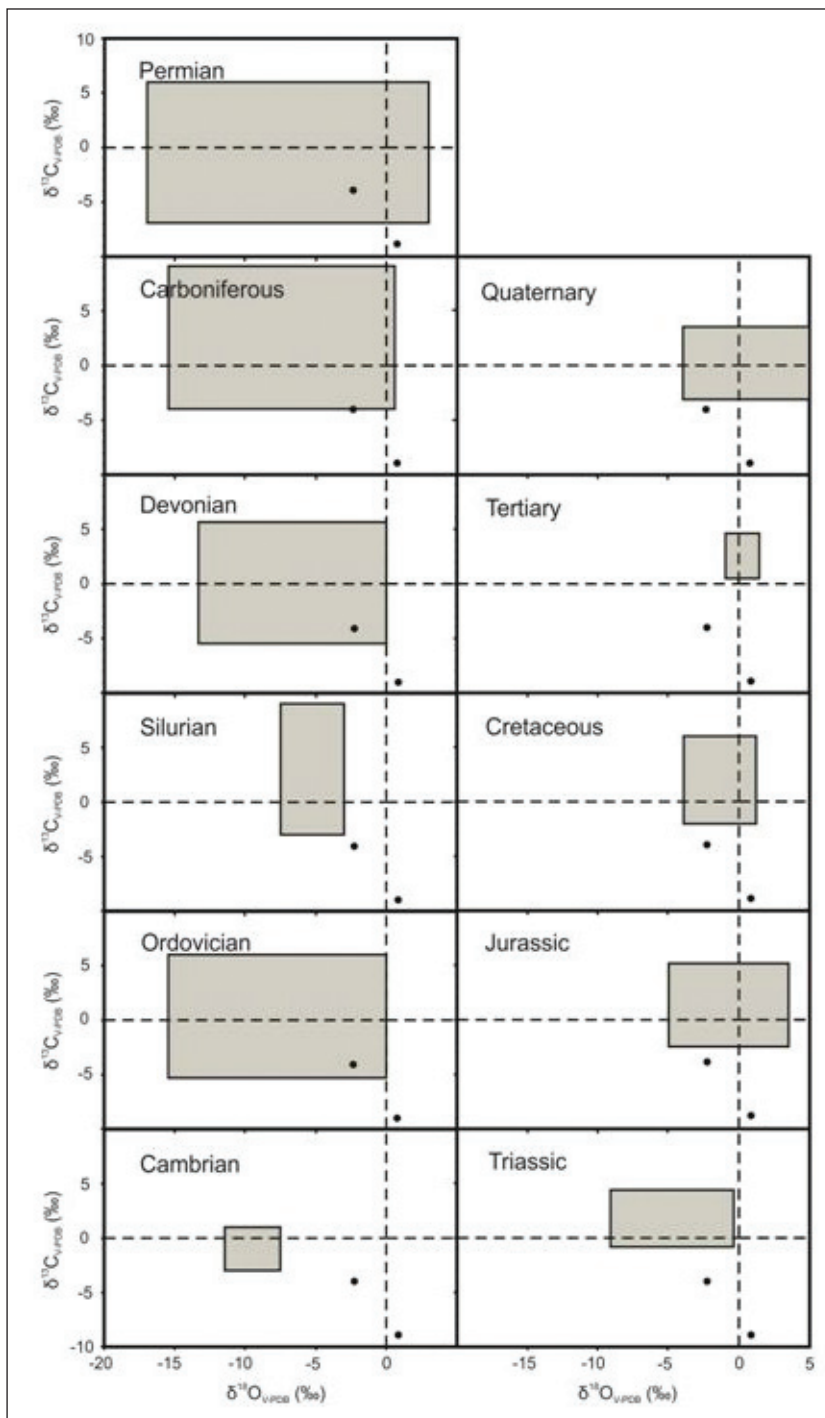
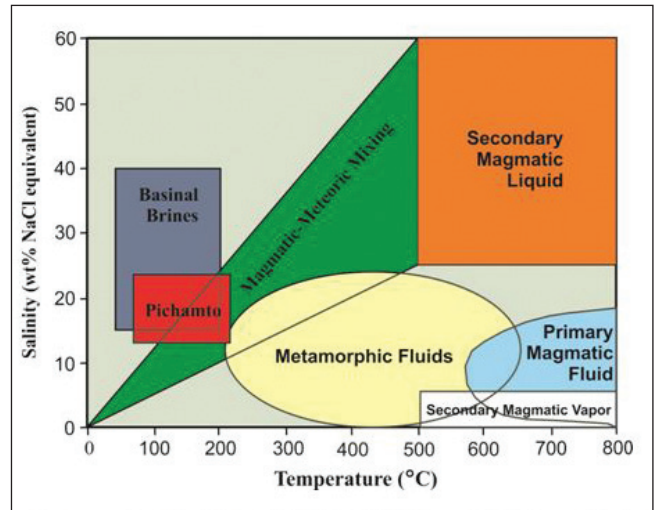


شکل ۶- نمایش انواع میانبرهای سیال دوفازی: الف) غنی از مایع و ب) غنی از گاز در کانسار پیچمتو.



شکل ۷- نمودار دمای همگن‌شدگی - شوری برای داده‌های میانبرهای سیال در کانسار پیچمتو.

شکل ۸- توزیع تقریبی دما- شوری در محلول‌های گرمایی با منشأ گوناگون (Bodnar, 1999).
محدوده دما و شوری میانبرهای سیال در کانسار پیچمتو بیشتر با محدوده شوره‌های حوضه‌ای
همپوشانی دارد.



شکل ۹- داده‌های ایزوتوپی کربن و اکسیژن در کانی کلسیت گرمایی
کانسار پیچمتو که با ترکیب ایزوتوپی آب دریای فانروزویک
مقایسه شده است. (Veizer et al., 1999).

جدول ۱- کانی‌های شناسایی شده در ۷ نمونه از کانسنگ کانسار پیچمتو به روش پراش پرتو X.

شماره نمونه	کانی‌های روی			کانی‌های سرب		دیگر کانی‌ها	
	سولفیدی	کربناتی	سیلیکاتی	سولفیدی	کربناتی	کربنات	اکسید کانی رسی
P1			کالامین	سروسیت		کلسیت	
P2					کلسیت و دولومیت	کوارتز	ایلیت
P3			کالامین	سروسیت		کلسیت	هماتیت
P4			کالامین	سروسیت		کلسیت	
P5	اسفالریت و هیدروزینسیت		کالامین	گالن	سروسیت	کلسیت	
P6		اسمیت‌سونیت	کالامین	گالن	سروسیت	کلسیت	
P7		اسمیت‌سونیت	کالامین			کلسیت	آناناز هماتیت

جدول ۲- نتایج حاصل از تجزیه ایزوتوپی کانی‌های کلسیت، اسمیت‌سونیت و گالن در کانسار پیچمتو.

شماره نمونه	کانی	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} (\text{‰})$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} (\text{‰})$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}} (\text{‰})$
C-27216	اسمیت‌سونیت	-۳/۴۱	-۷/۲۱	
C-27214	کلسیت	+۲/۶۰	-۴/۱۶	
C-27215	کلسیت	+۰/۸۰	-۹/۱۷	
S-2662	گالن			+۱۵/۶
S-2663	گالن			+۱۶/۲

جدول ۳- مقایسه ویژگی‌های کانسارهای سرب و روی نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) (Sangster, 1990; Leach et al., 2005 and 2010) با کانسار پیچمتو.

ویژگی	کانسارهای سرب و روی نوع MVT	کانسار سرب و روی پیچمتو
محیط زمین‌ساختی	بیشتر در مناطق کوهزایی و کمربندهای چین‌خورده و رورانده، کمی در مناطق کشتی	منطقه کوهزایی
زمان کانی‌سازی	بیشتر دوتین تا پریمین و کرتاسه تا ترشیاری، کمی نئوپروتریوزویک تا پالئوزویک پیشین	نامشخص، سن سنگ میزبان ژوراسیک پسین
ارتباط با سنگ‌های آذرین	بدون ارتباط زایشی با سنگ‌های آذرین	بدون ارتباط زایشی با سنگ‌های آذرین
سنگ میزبان	سنگ‌های کربناتی دانه‌درشت شامل سنگ‌آهک و دولومیت (به‌ویژه دولومیت) دارای شکستگی، کارستی شدن و نفوذپذیری ثانویه	سنگ‌آهک
فرم و شکل کانی‌سازی	در مقیاس کانسار ناساز (discordant) اما در مقیاس حوزه‌ای لایه‌کران (stratabound)، کانسنگ به‌صورت چینه‌سان (stratiform) یا لایه‌کران یا گسترش جانبی تا چند کیلومتر جانشین سنگ میزبان می‌شود	توده‌های عدسی شکل و رگه‌های لایه‌کران
جایگاه ساختاری و کنترل‌کننده‌های کانی‌سازی	گسل‌ها و شکستگی‌ها؛ گسل‌ها معمولاً کانی‌سازی نشده‌اند اما کانسنگ در مناطق اتساعی همراه گسل‌ها یافت می‌شود	خردشدگی و برشیدن در امتداد گسل‌ها و وجود حفرات کارستی
کانی‌شناسی درونزاد	کانی‌شناسی ساده شامل کانی‌های سولفیدی اسفالریت، گالن و سولفیدهای آهن، بیشتر غنی از اسفالریت نسبت به گالن و نسبت $\text{Zn}/(\text{Zn}+\text{Pb})$ بیشتر از ۰/۵ است. کانی‌های باطله عبارتند از: دولومیت، آنکریت، سیدریت، کلسیت، باریت، فلوریت و مقادیر جزئی کوارتز	گالن، اسفالریت، کلسیت، دولومیت و آراگونیت
کانی‌شناسی برونزاد	اسمیت‌سونیت، هیدروزینسیت، همی‌مورفیث، سروسیت، آنکلیت و به ندرت فوسزینت	اسمیت‌سونیت، هیدروزینسیت، کالامین و سروسیت
بافت، ساخت و اندازه دانه‌ها	جانشینی سنگ میزبان، پرکننده فضاهای خالی، برش‌های انجلاقی - ریزشی، گل‌کلی، نواری و شاخه درختی. کانسنگ بیشتر دانه‌ریز	جانشینی سنگ میزبان، پرکننده فضاهای خالی، برشی، گل‌کلی. کانسنگ بیشتر دانه‌ریز
دگرسانی	سیلیسی شدن، دولومیتی شدن، برشی شدن و تبلور دوباره	تبلور دوباره، برشی شدن و دولومیتی شدن
دمای سیال کانی‌ساز	۵۰ تا ۲۵۰، بیشتر میان ۷۵ و ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد	میانگین ۱۷۶ درجه سانتی‌گراد
شوری سیال کانی‌ساز	۱۰ تا ۳۰ درصد وزنی معادل NaCl	میانگین ۱۵/۴۱ درصد وزنی معادل NaCl
منبع گوگرد	سولفات آب دریا، مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ اسفالریت و گالن کمتر از $\delta^{34}\text{S}$ آب دریای هم‌زمان با سنگ میزبان است	سولفات آب دریا
ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن	ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن سبک‌تر نسبت به سنگ میزبان	ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن سنگ میزبان نامشخص
منبع سیال کانی‌ساز	شوراب‌های حوضه‌ای	شوراب‌های حوضه‌ای

کتابنگاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- زمانی پدram، م.، کریمی، ح. ر. و حسینی، ح.، ۱۳۸۵- نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ علی آباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- فردوست، ف.، ۱۳۸۵- گزارش زمین شناسی نقشه ۱/۱۰۰۰ معدن تاش- مجن، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- قربانی، م.، ۱۳۸۱- دیباچه‌ای بر زمین شناسی اقتصادی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۹۵ ص.
- محمدی، ز.، عرب‌امیری، ع.، کامکار روحانی، ا. و ابراهیمی، س.، ۱۳۹۲- مطالعات زمین شناسی و ژئوشیمی کانسار سرب و روی چمتو در شمال غرب شاهرود. اولین کنفرانس ملی مهندسی اکتشاف منابع زیرزمینی.
- مهدی‌زاده، ی.، ۱۳۸۹- تلفیق داده‌های اکتشافی منطقه پیچمتو با داده‌های حاصل از اندازه‌گیری‌های مقاومت ویژه الکتریکی و قبضش القایی به منظور ارائه مدل سه‌بعدی کانسار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.

References

- Alavi, M., 1991- Sedimentary and Structural Characteristics of the Paleo-Tethys Remnants in northeastern Iran, Geological Society of American Bulletin, 103: 983-992.
- Bodnar, R. J., 1993- Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol.: 57, 683-684.
- Bodnar, R. J., 1999- Hydrothermal Solutions. in *Encyclopedia of Geochemistry*, C.P. Marshall and Fairbridge eds., Kluwer Academic Publishers, Lancaster, 333-337.
- Boni, M. and Mondillo, N., 2015- The Calamines and the Others: The great family of supergene nonsulfide zinc ores. *Ore Geology Reviews* 67, 208–233
- Boni, M., Gilg, H. A., Aversa, G. and Balassone, G., 2003- The “Calamine” of SW Sardinia (Italy): geology, mineralogy and stable isotope geochemistry of a supergene Zn-mineralization. *Econ. Geol.* 98, 731–748.
- Criss, R. E., 1995- Stable isotope distribution, variations from temperature, organic and water rock interactions. In T.J. Ahrens, ed., *Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants*, 1, p. 92-307, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Daliran, F. and Borg, G., 2005- Characterisation of the nonsulphide zinc ore at Angouran, Northwestern Iran, and its genetic aspects. In: Mao, J. and Bierlein, F.P. (Eds.) *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. v. 2, 913-916.
- Ghazanfari, F., 1999- Zn–Pb Mines and Deposits in Iran, unpublished report.
- Ghorbani, M., 2013- The economic geology of Iran, mineral deposits and natural resources, Springer Geology, doi:10.1007/978-94-007-5625-0, Dordrecht.
- Gilg, H. A., Allen, C., Balassone, G., Boni, M., Moore, F., 2003- The 3-stage evolution of the Angouran Zn “oxide”-sulfide deposit, Iran. In: Eliopoulos, D. G. et al. (Eds.) *Mineral exploration and sustainable development*. Millpress, Rotterdam, p. 77–80
- Gilg, H. A., Boni, M., Hochleitner, R. and Struck, U., 2008- Stable isotope geochemistry of carbonate minerals in supergene oxidation zones of Zn–Pb deposits. *Ore Geol. Rev.* 33, 117–133.
- Guilbert, J. M., Park, Jr. C. F., 1997- *The Geology of ore deposits*, Freeman and company, New York.
- Hitzman, M. W., Reynolds, N. A., Sangster, D. F., Allen, C. R. and Carman, C., 2003- Classification, genesis and exploration guides for non-sulphide zinc deposits. *Economic Geology*, v.98 (4), p. 685-714
- Hoefs, J., 2009- *Stable isotope geochemistry*, 6th edn. Springer-Verlag, Berlin, 285 P
- 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. In: *Econ Geol 100th Anniv*, pp. 561–608
- Leach, D. L., Taylor, R. D., Fey, D. L., Diehl, S. F. and Saltus, R. W., 2010- A deposit model for Mississippi Valley-Type lead-zinc ores, chap. A of *Mineral deposit models for resource assessment: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–A*, 52 p.
- Ohmoto, H. and Goldhaber, M. B., 1997- Sulphur and carbon isotopes. In: Barnes HL (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd edition. Wiley and Sons, 517–611
- Ohmoto, H., 1986- Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Rev Miner* 16, Stable isotopes in high-temperature systems, 491–559
- Ohmoto, H., Rye, R. O., 1979- Isotopes of sulphur and carbon. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd edn. Wiley and Sons, New York, pp 509–567
- Reichert, J. and Borg, G., 2008- Numerical simulation and a geochemical model of supergene carbonate-hosted nonsulphide zinc deposits. *Ore Geol. Rev.* 33, 134–151.
- Reichert, J., 2007- A metallogenetic model for carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits based on observations of Mehdi Abad and Irankuh, Central and Southwestern Iran. Ph.D Thesis, Martin Luther University, Halle Wittenberg.
- Sangster, D. F., 1990- Mississippi Valley-type and sedex lead-zinc deposits: a comparative examination. *Trans Inst Mining Metall B*: B21-B42
- Sangster, D. F., Outridge, P. M. and Davis, W. J., 2000- Stable lead isotope characteristics of lead ore deposits of environmental significance, *Environ. Rev.* 8, 115-147.
- Sasaki, A. and Krouse, H. R., 1969- Sulfur isotopes and the pine point lead–zinc mineralization. *Economic Geology* 64, 718–730.
- Seal, R. R., 2006- Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 61, 633–677.
- Van der Kerkhof, A. M. and Hein U. F., 2001- Fluid inclusion petrography, *Lithos* 55, pp. 27-47.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckchen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. A. F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O. G. and Strauss, H., 1999- 87Sr/86Sr, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of phanerozoic seawater. *Chem Geol* 161:59–88

Zinc and lead ore deposit of Pichamto, North West of Shahrood: mineralogical, fluid inclusion and isotopic (C, O, S) studies

H. Abbasi¹, Gh. H. Shamanian Esfahani^{2*} and F. Fardoost³

¹Ph.D. Student, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Golestan university, Gorgan, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, Engineering University of Shahrood, Shahrood, Iran

Received: 2016 June 21

Accepted: 2016 November 14

Abstract

Lead and zinc mineralization occurs in limestones of the Upper Jurassic Lar Formation at Pichamto, which is located 38 km northwest of Shahrood city in East Alborz structural zone. Lead and zinc mineralization emplaced in host rocks as lens- and vein-shaped bodies due to replacement, and open-space and fracture fillings. Petrographical and mineralogical studies indicate that smithsonite, calamine, galena, and cersusite make the main ore minerals, whereas calcite, dolomite, aragonite, iron oxides, quartz and clay minerals are the gangue minerals. Wall-rock alteration includes carbonate recrystallization, dolomitization and brecciation. Fluid inclusion studies indicate two-phase (L+V) liquid- and gas-rich types. Final ice melting temperatures measured in inclusions range from -19.8 to -8.3 °C. The salinity of fluid inclusions vary between 12 and 22.22 wt.% NaCl equivalent with an average value of 15.41 wt.% NaCl equivalent. Homogenization temperatures for fluid inclusions temperature range between 70 °C and 220 °C, with 176 °C as the average homogenization temperature. The salinity and homogenization temperature ranges for fluid inclusions in the Pichamto deposit suggest that ore-forming fluid derived from basinal brines, similar to hydrothermal solutions in MVT-type Pb-Zn deposits. The $\delta^{34}\text{S}$ values for two galena samples from Pichamto deposit are +15.6 and +16.2 ‰. These values reveal that the seawater sulfate is the most probable source of sulfur. The reduced sulfur was most likely supplied through thermochemical sulfate reduction. The $\delta^{13}\text{C}$ values of hydrothermal calcite samples are -4.16 ‰ and -9.17 ‰. The $\delta^{18}\text{O}$ values in calcite samples are 2.6 ‰ and 0.8 ‰. The $\delta^{18}\text{O}$ values in calcite overlap with the oxygen isotopic composition of Phanerozoic seawater, indicating possible important participation of Phanerozoic seawater in the ore-forming fluid. The negative $\delta^{13}\text{C}$ values of calcite samples indicate that the organic materials within the host rocks contributed significantly to the hydrothermal fluid. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in smithsonite are -7.21 ‰ and -3.41 ‰, respectively. The light carbon isotopic composition of smithsonite reveal the secondary origin of the mineral, and the contribution of meteoric waters and waters containing CO_2 derived from decomposition of organic materials in its formation. The Pichamto deposit is comparable to MVT-type Pb-Zn deposits from several points of view including tectonic setting, host rock, wall rock alteration and the source of ore-forming fluids and materials, and have formed during two primary (sulfides formation) and supergene (carbonates and silicates formation) stages.

Keywords: Zn-Pb, Mineralization, MVT-type, Pichamto.

For Persian Version see pages 241 to 250

*Corresponding author: Gh. H. Shamanian Esfahani; Email: shamanian@yahoo.com

Archive of SID