



بررسی‌های کانی‌شناختی و دماسنجی شاره‌های درگیر منطقه‌ی پی‌جویی آنتیموان سیرزار، شمال غرب تربت جام، استان خراسان رضوی

آزاده ملک‌زاده شفارودی*، محمدحسن کریم‌پور

گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

(دریافت مقاله: ۹۰/۱/۱۹، نسخه نهایی: ۹۰/۶/۳۰)

چکیده: منطقه‌ی پی‌جویی آنتیموان سیرزار در شمال غرب تربت جام در استان خراسان رضوی واقع شده است. کانی‌سازی به صورت رگه‌ای و جانیشینی در سنگ میزبان کربناتی (پرمین) تشکیل شده است. کانی‌سازی اولیه در دو مرحله رخ داده است: (۱) گالن ± پیریت ± کالکوپیریت ± اسفالریت ± سولفوسالت ± سولفید مس-آنتیموان همراه با باطله‌ی کوارتز و باریت و (۲) استیبینیت ± پیریت ± اسفالریت ± فولوپیت همراه با باطله‌های کوارتز، باریت، دولومیت و کلسیت. کانی‌های ثانویه منطقه‌ی اکسندنه نیز شامل والنتینیت، بیندهمیت، مالاکیت، آزوریت، کوولیت، انگلزیت، سروزیت، گوتیت، همتایت و اکسیدهای آنتیموان است. مهمترین دگرسانی‌های سنگ میزبان شامل سیلیسی‌شدن، باریتی‌شدن و دولومیتی‌شدن است. تجزیه گالن با استفاده از SEM نشان داد که در ساختار گالن مقدار بالایی از نقره، آرسنیک و آنتیموان حضور داشته و فقیر از بیسموت است. این نشاندهنده‌ی تشکیل این کانی در دمای پایین است. سولفوسالت‌های به صورت ادخال در گالن نیز دارای آنتیموان بیشتر نسبت به بیسموت هستند که این موضوع را تایید می‌کند. استیبینیت نیز دارای مقادیر فرعی نقره است. بررسی‌های دماسنجی روی کانی‌های کوارتز، باریت و کلسیت نشان می‌دهد که کانی‌سازی مرحله‌ی اول در دمایی بین ۳۱۸ تا ۳۷۱ درجه‌ی سانتیگراد به وجود آمده است، در حالیکه کانی‌سازی مرحله‌ی دوم همراه با کوارتز، باریت و دولومیت در دمایی بین ۱۸۸ تا ۲۷۵ درجه سانتیگراد و همراه با کلسیت در دمایی بین ۱۳۲ تا ۱۹۷ درجه‌ی سانتیگراد تشکیل شده است. منطقه‌ی کانی‌سازی سیرزار از نظر سنگ میزبان، چگونگی تشکیل و پارائنز کانیایی شبیه به معدن Xikuangshan چین است. منطقه‌ی پی‌جویی سیرزار به خاطر ترکیب کانی‌شناسی و بررسی‌های دماسنجی، یک کانسار اپی‌ترمال با دما پایین است.

واژه‌های کلیدی: استیبینیت؛ دنباله‌ی پارائنز؛ شاره‌های درگیر؛ دماسنجی؛ تربت جام.

مقدمه

صورت خوشه‌ای و خطی تشکیل یک گستره‌ی کانسارزایی معروف به خط- آنتیموان‌دار را می‌دهند. مثال‌هایی از این نوع در کمربند شیستی Murchison در آفریقای مرکزی [۲] و کمربند Nizke Tatry در اسلواکی [۳] دیده می‌شوند. حدود ۵۵ درصد ذخایر آنتیموان دنیا در چین قرار دارد که ۸۵ درصد آن به استان Hunan وابسته است. بزرگترین معدن آنتیموان دنیا یعنی Xikuangshan نیز در همین منطقه قرار دارد.

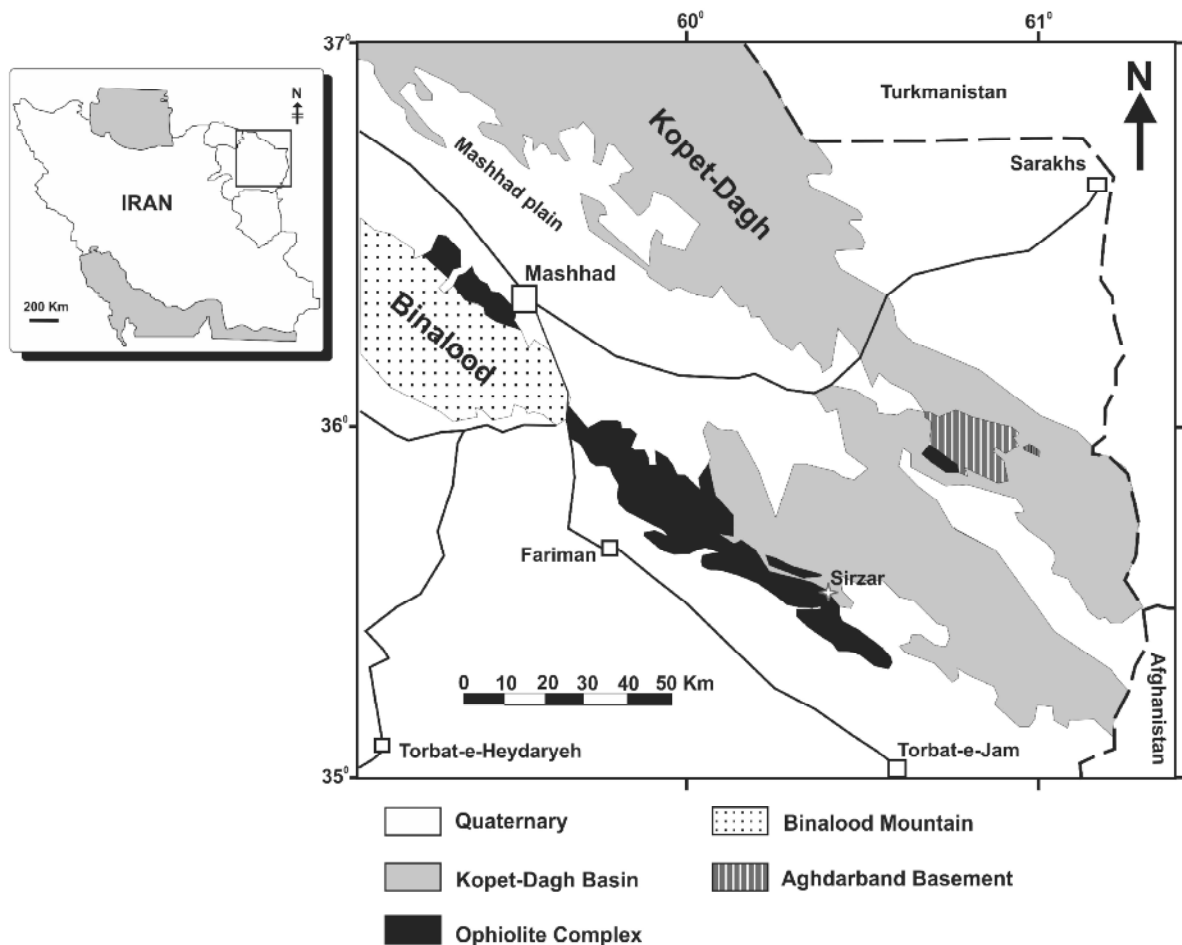
اغلب ذخایر آنتیموان دنیا در نواحی دگرگون شده‌ی با سن‌های مختلف قرار گرفته‌اند و فرایند کانی‌سازی وابسته به رخداد‌های کوهزایی است. کانسارهای آنتیموان از نوع اپی‌ترمال هستند و معمولاً کنترل ساختاری دارند. زون‌های برشی، گسل‌های کششی و چین‌خوردگی‌ها، محیط مناسبی برای تشکیل این نوع کانی‌سازی هستند [۱]. کانسارهای آنتیموان‌دار معمولاً به

منطقه‌ی مورد بررسی در شمال شرقی لیتوسفر ایران و در ادامه شرقی بلندی‌های البرز و بینالود قرار گرفته است (شکل ۱). این ناحیه محل برخورد قطعه‌ی لیتوسفری توران در شمال و قطعه-ی لیتوسفری ایران در جنوب است که با بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس، به هم وصل شده‌اند [۷]. تونل‌های پی‌جویی و آثار کارهای قدیمی متعددی در منطقه مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده‌ی قدمت فعالیت‌های معدنکاری است. سعادت و شهاب‌پور [۸] کانی‌شناسی و تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی رسوب‌های رودخانه‌ای این منطقه‌ی پی‌جویی سیرزار را بررسی کرده که تنها بررسی انجام شده در این منطقه است.

هدف این مقاله، بررسی دقیق کانی‌سازی منطقه، تشخیص کانی‌های فلزی و غیرفلزی، تعیین روابط پاراژنزی، بررسی‌های دماسنجی با استفاده از شاره‌های درگیر روی بخش‌های مختلف کانی‌سازی و در نهایت تعیین مدل کانی‌سازی و مقایسه‌ی آن با موارد مشابه در دنیا است.

کانسارهای آنتیموان چین به انواع استینیت خالص، ذخایر آنتیموان-طلا- تنگستن و کانسارهای سولفوآنتیمونات- فلزات پایه قابل تقسیم‌اند [۴]. همچنین کنترل سنگ‌شناسی واضحی در ذخایر آنتیموان چین دیده می‌شود که براساس نوع سنگ میزبان به ۷ دسته کانسار تقسیم می‌شوند [۴-۶]: (۱) نوع کربناتی، (۲) نوع سنگ‌های آواری، (۳) نوع سنگ‌های دگرگونی درجه پایین، (۴) نوع آتشفشانی‌های دریایی، (۵) نوع آتشفشانی-های خشکی، (۶) نوع توده‌های نفوذی، و (۷) کانسارهای پلاسیر. بیشتر کانسارهای آنتیموان چین در سنگ‌های میزبان به سن دونین تشکیل شده‌اند [۴].

منطقه‌ی پی‌جویی آنتیموان سیرزار در جنوب‌شرقی مشهد و در ۳۵ کیلومتری شمال غرب شهرستان تربت جام در استان خراسان رضوی واقع شده است. این گستره بین طول‌های جغرافیایی ۱۸° ۲۵' ۶۰ تا ۲۰° ۲۶' ۶۰ و عرض‌های جغرافیایی ۳۹° ۳۰' ۳۵ و ۵° ۳۱' ۳۵ قرار گرفته است.



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی پی‌جویی سیرزار در نقشه‌ی ساختاری ساده شده شمال شرق ایران (تصویر اولیه برگرفته از [۹]).

روش بررسی

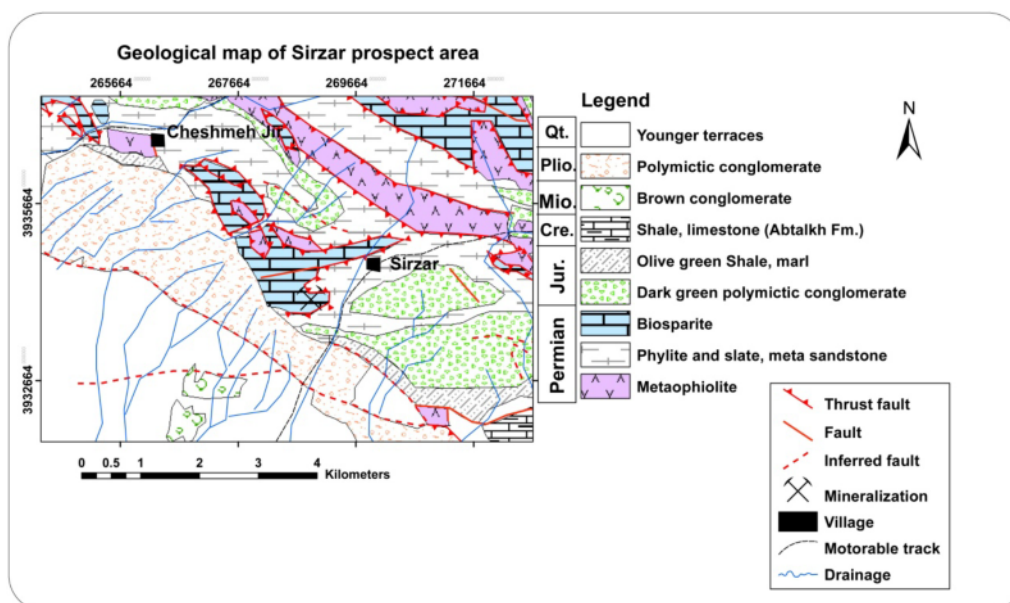
به منظور بررسی‌های کانی‌شناختی و تعیین روابط پاراژنتیکی کانی‌سازی منطقه سیرزار، ۲۰ مقطع نازک، ۲۱ مقطع نازک صیقلی و ۲۳ بلوک صیقلی از بخش‌های مختلف سنگ میزبان و کانی‌سازی در سطح و داخل تونل‌ها بررسی شدند. همچنین برای شناسایی بهتر برخی از کانی‌ها و تعیین عناصر موجود در ساختار گالن و استیپینیت، تعداد ۴ نمونه در ۱۰ گستره‌ی متفاوت روی کانی، با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل LEO 1450VP در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد تجزیه شدند. EDS وابسته به دستگاه، Oxford مدل 7353 با قدرت تفکیک ۱۳۳ eV بوده است.

پس از تعیین دقیق دنباله‌ی پاراژنتزی، تعداد ۱۲ مقطع دوبرصیقل از بخش‌های مختلف کانی‌سازی و کانی‌های باطله‌ی مهم همراه با کانی‌سازی (کوارتز، باریت و کلسیت) تهیه شدند که پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری شاره‌های درگیر، از این نمونه‌ها تعداد ۶ نمونه برای بررسی‌های دماسنجی انتخاب شدند. دماسنجی برای کانی‌سازی مرحله‌ی اول روی کانی‌های کوارتز و باریت و برای کانی‌سازی مرحله دوم روی کانی‌های کوارتز، باریت و کلسیت که مهمترین کانی‌های غیر فلزی همراه با ماده‌ی معدنی هستند، انجام شد. آزمایش‌های دماسنجی با استفاده از یک دستگاه سردکننده و گرم‌کننده‌ی لینکام مدل THMSG 600 در دانشگاه فردوسی مشهد صورت گرفت. دقت دستگاه در مرحله‌ی سرد و گرم کردن $\pm 1^\circ C$ و گستره‌ی دمایی آن بین (۱۲۰-) تا (+۶۰۰) درجه‌ی سانتیگراد بوده‌اند.

در مجموع ۶۵ شاره‌ی درگیر اولیه دماسنجی شدند و نمودارهای ستونی فراوانی دمای همگن‌شدن در نرم‌افزار SPSS 17 ترسیم شد. به دلیل کوچک بودن اندازه‌ی شاره‌های درگیر (به ویژه کوچکتر از ۱۰ میکرون) امکان عملیات سرمایش و تعیین شوری مقدور نبود.

زمین‌شناسی

منطقه‌ی پی‌جویی سیرزار در گوشه‌ی جنوب شرقی ورقه‌ی زمین‌شناسی سفید سنگ (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) [۷] واقع شده است. از ویژگی‌های زمین‌شناسی این گستره وجود مجموعه‌ی افیولیتی پالئوزوئیک و سنگ‌های دگرگونی وابسته به آن با روند شمال غربی- جنوب شرقی است که از بقایای پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتتیس بوده و به عنوان جزئی از منشور فزاینده پس از برخورد قطعه لیتوسفری توران روی لبه‌ی ایران رانده شده‌اند (شکل ۲). به همین دلیل بیشتر مرز این واحدها راندگی است. مجموعه‌ی افیولیتی شامل ورلیت، دونیت، گابرو، میکروگابرو، اسپلیت و بازالت دگرگون شده است که در گستره-ی منطقه‌ی پی‌جویی نیز رخمون دارند. برای این مجموعه، سن دقیقی نمی‌توان بیان کرد، اما براساس اینکه برخورد دو قطعه لیتوسفری ایران و توران در تریاس میانی رخ داده است، لذا گستره‌ی سنی آن پیش از تریاس میانی است [۷]. مجموعه‌ی دگرگونی وابسته نیز متشکل از اسلیت، فیلیت و ماسه‌سنگ دگرگون شده است (شکل ۲) که رده‌بندی اولیه خود را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها دارای زمینه‌ای ریزدانه از



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی پی‌جویی سیرزار. نقشه پایه از [۷].

که فعالیت آنها از ائوسن آغاز شده و تا این زمان ادامه دارد؛ شکننده هستند [۷].

کانی‌شناسی

کانی‌سازی در منطقه‌ی پژوهشی سیرزار دارای کنترل گسلی بوده و به صورت رگه‌ای و جانیشینی در سنگ آهک‌های پرمین تشکیل شده است. برپایه بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی، کانی‌سازی در سه مرحله‌ی ۱) کانی‌سازی اولیه‌ی مرحله‌ی اول، ۲) کانی‌سازی اولیه‌ی مرحله‌ی دوم و ۳) کانی‌سازی ثانویه در زون اکسایند رخداده اند که با نتایج دماسنجی نیز همخوانی دارد.

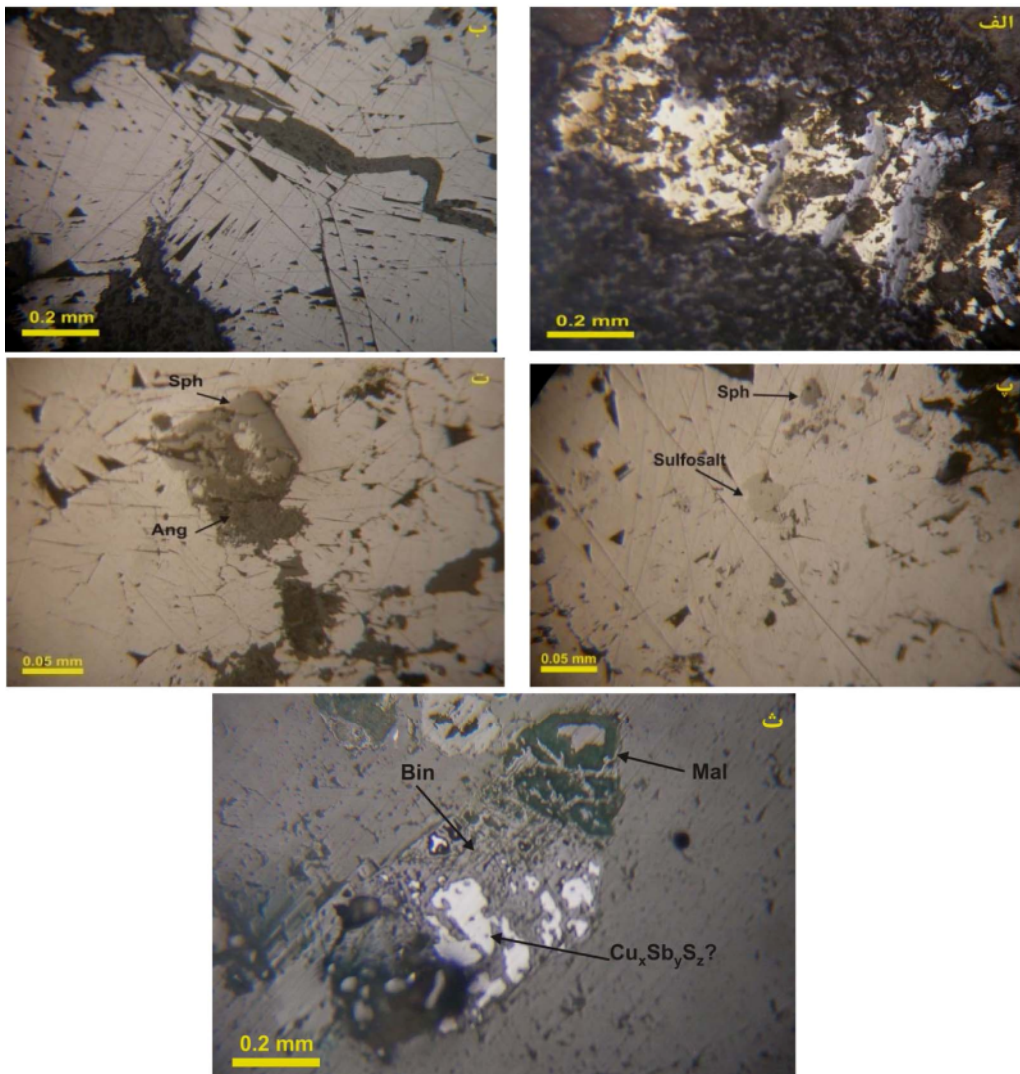
کانی‌سازی اولیه‌ی مرحله‌ی اول: رخنمون بسیار محدودی از این مرحله از کانی‌سازی در بخش جنوبی منطقه‌ی پی‌جویی سیرزار دیده می‌شود (شکل ۳). کانی‌های آن بیشتر شامل گالن و به مقدار کمتری از پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، سولفید آنتیموان-مس و کانی‌های سولفوسالت است. کوارتز و باریت از مهمترین کانی‌های باطله در این مرحله‌اند. براساس بررسی‌های پاراژنزی، اولین کانی تشکیل شده در این مرحله پیریت است که به صورت شکل‌دار و با اندازه‌ی حداکثر ۰/۳ میلی‌متر دیده می‌شود. فراوانی پیریت اندک بوده و حداکثر تا یک درصد است. حدود ۸۰ تا ۱۰۰ درصد دانه‌های پیریت بر اثر هوازدگی سطحی به گوتیت تبدیل شده است. کالکوپیریت دومین کانی تشکیل شده در مرحله‌ی اول کانی‌سازی است. این کانی بی‌شکل و فراوانی آن نیز حداکثر تا دو درصد است (شکل ۴ الف). بخش عمده کالکوپیریت به کوولیت، هماتیت، گوتیت، مالاکیت و آزوریت تبدیل شده است. گالن مهمترین و فراوانترین کانی تشکیل شده در مرحله‌ی اول است که به صورت بی‌شکل و توده‌ای در داخل زون گسلی دیده می‌شود (شکل ۴ ب). این کانی تقریباً ۶۰ درصد کانی‌سازی مرحله اول را به خود اختصاص داده و پس از پیریت و کالکوپیریت تشکیل شده است. بخش‌های محدودی از این کانی در سطح زمین به انگلزیت و سروریت تبدیل شده‌اند. ادخال‌هایی از کانی‌های سولفوسالت و اسفالریت با اندازه‌ی چند میکرون تا حداکثر ۰/۰۷ میلی‌متر به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار درون گالن پراکنده شده‌اند (شکل‌های ۴ پ و ت). به نظر می‌رسد زمان تشکیل اسفالریت در برخی از قسمت‌ها پیش از گالن و در اکثر موارد همزمان با آن باشد. کانی‌های سولفوسالت نیز همزمان با گالن تشکیل شده‌اند. کانی ناشناخته‌ای با رنگ سفید روشن، ناهمسانگردی متوسط تا قوی سرمه‌ای و شکل‌دار (بیشتر ستونی و به ابعاد حداکثر تا ۱ میلی‌متر) نیز در این بخش از

کوارتز، فلدسپات و کانی‌های رسی هستند و رشته‌های ظریف میکا در آنها مشاهده می‌شوند. وجود سنگ آهک‌های نازک لایه که در نواحی پلاژیک تشکیل می‌شوند و تناوب چرت و شیل-های رادیولاریت‌دار موید تشکیل این واحدها در نواحی ژرف دریا و بر بستر اقیانوسی است. کل این مجموعه تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیست‌های سبز تا اپیدوت-آمفیبولیت قرار گرفته‌اند [۷]. آهک‌های لایه متوسط تا ضخیم پرمین بر روی واحدهای یاد شده رانده شده‌اند و کانه‌زایی آنتیموان به صورت رگه‌ای و جانیشینی در همین واحد تشکیل شده است. این واحد آهکی در پادگانه‌ی قاره‌ای و در لبه‌ی گستره‌ی ایران به وجود آمده و پس از برخورد دو ورق ایران و توران به صورت راندگی روی مجموعه افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی به سمت جنوب غرب رانده شده است [۷]. رسوب‌های ژوراسیک شامل کنگلومرا، شیل و مارن است که بیشتر در جنوب شرقی منطقه رخنمون دارند. شیل و سنگ آهک سازند آب تلخ به سن کرتاسه در منتهی الیه جنوب شرقی گستره و کنگلومرای قهوه‌ای میوسن در جنوب غربی آن دیده می‌شود. کنگلومرای پلیوسن نیز با روند شمال غربی - جنوب شرقی بخش زیادی از غرب و جنوب منطقه را به خود اختصاص داده است (شکل ۲).

بررسی سیستم گسل‌های رورانده در منطقه‌ی مورد بررسی و نقاط مجاور حاکی از وجود صفحات رورانده متعدد و متوالی است که با توجه به فواصل کم این صفحات و نازک بودن آنها، در مجموع یک کمربند چین خورده رورانده‌ی نازک برگ را تشکیل می‌دهند. در این گستره‌ی گسل‌های راندگی در سه مرحله عمل کرده و رسوب‌های زیر را تحت تاثیر قرار داده است: ۱) گسل‌های همزمان با فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتتیس که باعث تشکیل منشور فزاینده‌ای در شمال پوسته اقیانوسی و جنوب قطعه لیتوسفری توران شده است. تشکیل گسل‌های راندگی در منشور فزاینده همراه با دگرگونی شیست سبز تا اپیدوت-آمفیبولیت در سنگ‌ها بوده است. این گسل‌ها فاقد برش گسلی هستند و چین‌های هم‌میل بر اثر راندگی ایجاد شدند که نشان‌دهنده‌ی شکل‌پذیر بودن گسل‌هاست. فعالیت این گسل‌ها در میانه‌های تریاس تمام می‌شود. با توقف نسبی جنبش‌ها و فعالیت زمین‌ساختی، حوضه‌ی کپه داغ به وجود آمده است. ۲) گسل‌هایی که فعالیت آنها از پالئوسن آغاز شده و تا این زمان ادامه دارد، به طوری که گسل‌های دسته‌ی اول را قطع کرده‌اند و سن آنها از شمال به جنوب جوانتر می‌شود. این‌ها شکننده بوده و برش گسلی دارند و ۳) گسل‌هایی



شکل ۳ رخنمون گسترده‌ی کانی‌سازی رگه‌ای گالن در بخش جنوبی منطقه‌ی پی‌جویی سیرزار.



شکل ۴ تصاویری از کانی‌سازی مرحله‌ی اول الف) کالکوپیریت در حال تبدیل به گوتیت و هماتیت (نمونه Si-46 نور PPL، ب) گالن (نمونه Si-50 نور PPL، پ) ادخال‌های اسفالریت و سولفوسالت در گالن (نمونه‌ی Si-43 نور PPL)، ت) اسفالریت و آنگلزیت در داخل گالن (نمونه‌ی Si-50 نور PPL)، ث) سولفید مس-آنتیموان در حال تبدیل به ملاکیت و بیندهمیت (نمونه Si-44 نور PPL). Sph=اسفالریت، Ang=آنگلزیت، Mal=ملاکیت، Bin=بیندهمیت.

آنتیموان و مالاکیت است (شکل ۴ ث). کوارتز اولین کانی باطله‌ی تشکیل شده در این مرحله است که با اندازه حداکثر ۰/۳ میلی‌متر و با فراوانی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد مشاهده می‌شود. باریت پس از کوارتز تا همزمان با آن تشکیل شده است. این کانی به صورت انباشت تیغه‌ای شکل، با اندازه‌ی حداکثر ۴ میلی‌متر و به مقدار ۱۰ تا ۱۵ درصد در نمونه‌ها مشخص می‌شود. روابط پاراژنزی کانی‌سازی مرحله‌ی اول در شکل (۵) نشان داده شده است.

کانی‌سازی وجود دارد که بررسی عنصری آن به وسیله‌ی میکروسکوپ الکترونی (در قسمت بعدی بحث می‌شود) نوع آن را یک سولفید آنتیموان-مس نشان داده است (شکل ۴ ث). این کانی می‌تواند یکی از سه کانی چالکواستیبیت (CuSbS_2)، اسکینریت (Cu_3SbS_3) یا فاماتینیت (Cu_3SbS_4) باشد [۱۰]. برپایه بررسی‌های کانی‌نگاری، این کانی آخرین کانی فلزی تشکیل شده در این مرحله است که به صورت پراکنده و محدود (حداکثر دو درصد) دیده می‌شود. بخش زیادی از حاشیه‌ی این کانی در حال تبدیل شدن به اکسیدهای سرب-

Minerals	First stage	Second stage	Oxidized zone
Th (°C)	318-371	132-275	
Pyrite	—	—	
Chalcopyrite	—		
Sphalerite	—	—	
Galena	—		
$\text{Cu}_x\text{Sb}_y\text{S}_z?$	—		
Sulfosalt	--		
Stibnite		—	
Fuloppite		...	
Quartz	—	—	
Barite	—	—	
Calcite		—	
Dolomite		—	
Valentinite		
Bindheimite		
Cerrusite		
Anglesite		
Covellite		
Malachite		
Azurite		
Hematite		
Geothite		

شکل ۵ دنباله‌ی پاراژنز همراه با نتایج دماسنجی مراحل مختلف کانی‌سازی در منطقه‌ی پی‌جویی آنتیموان سیرزار.

تشکیل شده در مرحله دوم کلسیت است. این کانی نتیجه‌ی کلسیم‌زادگی سنگ میزبان کربناتی است که در مراحل نهایی به صورت رگچه‌هایی با ضخامت حداکثر ۱ میلی‌متر و کلسیت‌های درشت بلور تا اندازه‌ی ۱ میلی‌متر (در سنگ کربناتی ریز بلور) ظاهر شده است. همزمانی تشکیل کلسیت و استینیت در مقاطع دیده می‌شود. روابط پاراژنزی کانی‌سازی مرحله‌ی دوم در شکل (۵) نشان داده شده است.

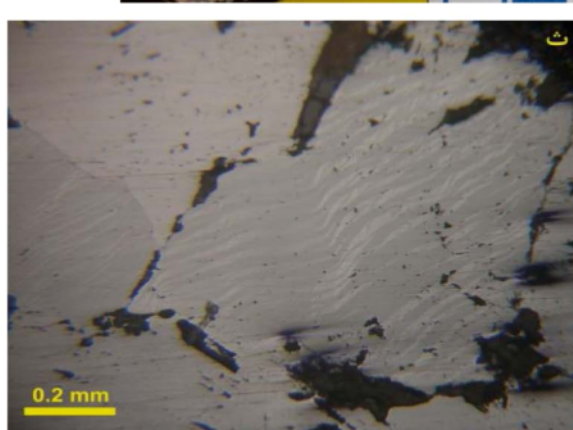
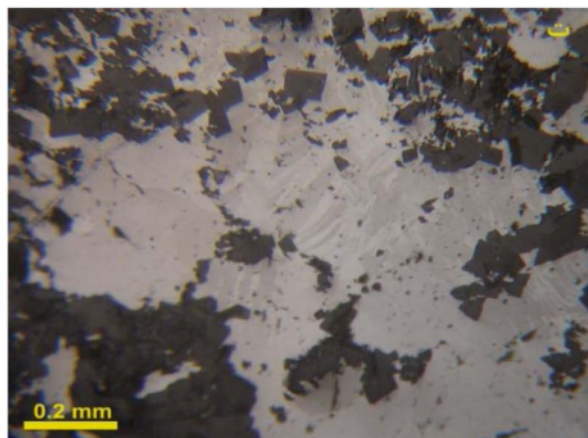
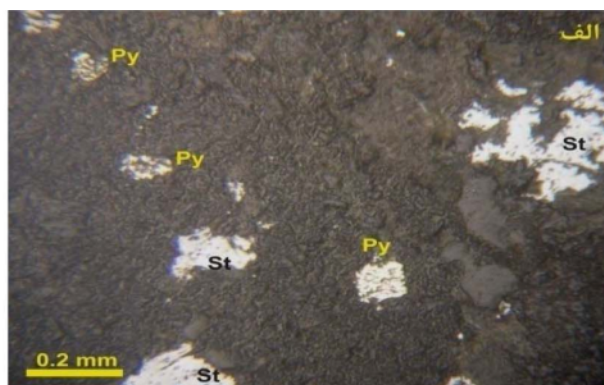
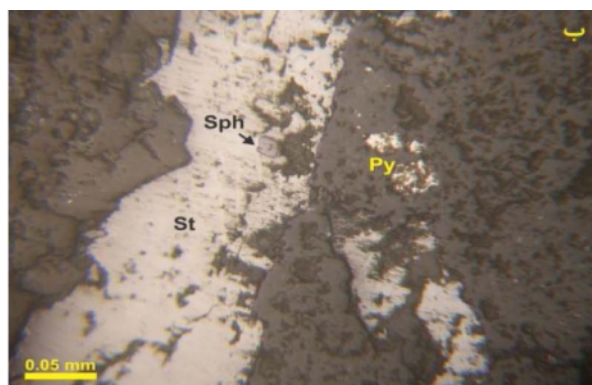
کانی‌سازی ثانویه زون اکسایشی: کانی‌های ثانویه که در زون اکسایشی تشکیل شده‌اند بیشتر شامل آنگلیزیت، سروزیت، کوولیت، مالاکیت، آزوریت، بیندهمیت ($\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{O}_6(\text{O},\text{OH})$)، گوتیت و هماتیت هستند که به اکسایش کانی‌سازی مرحله‌ی اول وابسته‌اند. به علت حضور کم پیریت و دیگر کانی‌های آهن-دار در منطقه، کلاهدک آهنی تشکیل نشده است و مقدار هماتیت و گوتیت بسیار محدود است. پیریت به گوتیت و کالکوپیریت به کوولیت، مالاکیت و آزوریت و کمتر به هماتیت و گوتیت اکسیده شده‌اند. با توجه به سنگ میزبان کربناتی و در نتیجه حضور کربنات در محیط، تشکیل آزوریت قابل توجیه است. آزوریت کانی زون اکسایشی در محیط‌هایی با کربنات بالاست که به دلیل وجود سنگ کربناتی و شسته شدن مس در سطح، همراه با مالاکیت تشکیل شده است. حضور کانی باریت به عنوان مهمترین کانی باطله در منطقه نشان‌دهنده‌ی سولفات بالاست. لذا از اکسایش گالن در زون اکسایشی بیشتر کانی آنگلیزیت تشکیل شده است. این کانی با رنگ خاکستری پر رنگ و با حاشیه‌های سوزنی و شاخ و برگ در حاشیه و یا راستای رخ گالن جانشین شده و غالباً همراه با کوولیت است. حدود ۲۰ درصد گالن به آنگلیزیت تبدیل شده است. همچنین به دلیل بالا بودن کربنات در محیط، تشکیل سروزیت در زون اکسایشی دور از انتظار نیست. این کانی همراه با آنگلیزیت و به شکل تیغه‌های باریک مشاهده می‌شود. اکسایش کانی سولفید مس - آنتیموان منجر به تشکیل مالاکیت و یک کانی خاکستری پر رنگ شده است. بررسی‌های میکروسکوپ الکترونی نشان داد که این کانی یک اکسید سرب و آنتیموان است (در بخش بعدی بحث می‌شود) که می‌تواند کانی بیندهمیت باشد [۱۰]. این کانی دارای بافت کلوفرمی است.

کانی‌سازی اولیه‌ی مرحله‌ی دوم: بخش اصلی کانی‌سازی آنتیموان در منطقه پی‌جویی سیرزار وابسته به مرحله‌ی دوم است. کانی‌های این مرحله شامل پیریت، اسفالریت، استینیت، فولوپیت ($\text{Pb}_3\text{Sb}_8\text{S}_{15}$)، کوارتز، باریت، دولومیت و کلسیت است.

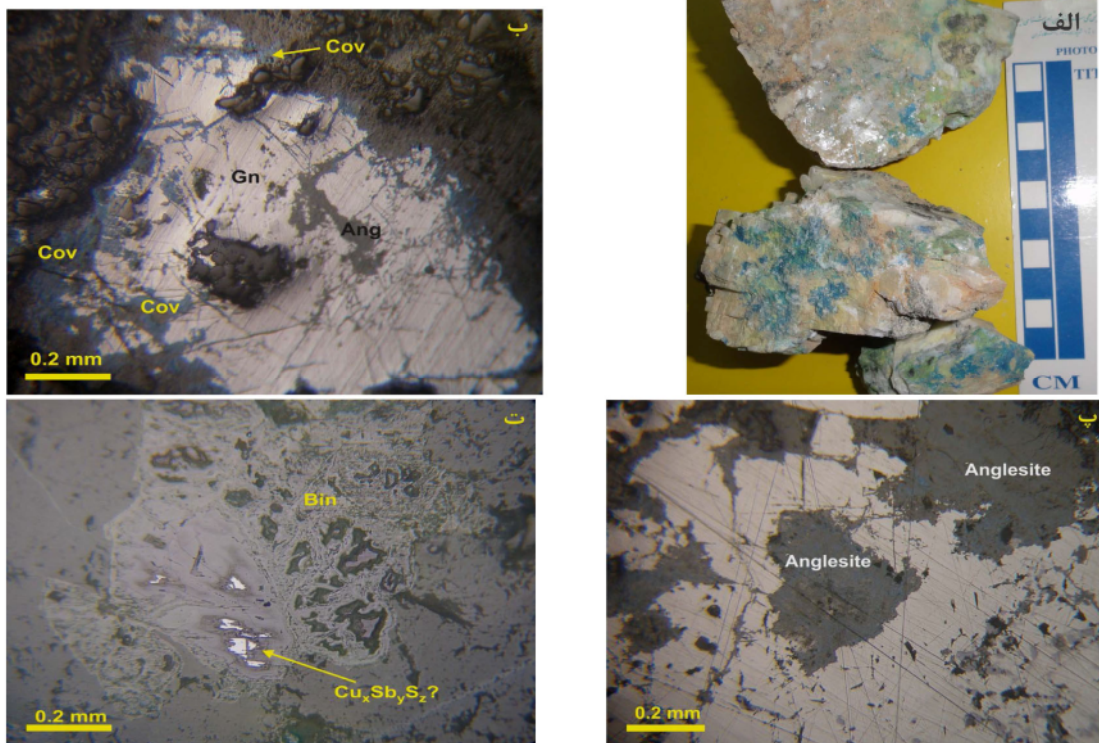
پیریت به صورت دانه‌های شکل‌دار و با اندازه حداکثر ۰/۵ میلی‌متر، اولین کانی فلزی تشکیل شده در این مرحله است (شکل ۶ الف). فراوانی آن حدود ۰/۵ تا یک درصد است. اسفالریت نیز به صورت فرعی و با دانه‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با اندازه‌ی حداکثر ۰/۲ میلی‌متر و با مقدار حداکثر ۰/۳ درصد قبل از استینیت تشکیل شده است (شکل ۶ ب). استینیت مهمترین و فراوانترین کانی آنتیموان در منطقه پی‌جویی سیرزار است. این کانی به صورت پراکنده و بیشتر توده‌ای، در سنگ‌های کربناتی دیده می‌شود. شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و اندازه‌ی بلورهای منشوری این کانی گاهی تا ۳ سانتیمتر می‌رسد (شکل ۶ پ). استینیت اغلب دارای ماکل تیغه‌ای است و بافت‌های گرانوبلاستیک و پلی‌سنتتیک نشان می‌دهد (شکل ۶ ت). در اغلب موارد ماکل آن دارای خمیدگی است (شکل ۶ ث) که نشان‌دهنده تشکیل آن در یک رژیم فشارشی است. این مورد با ویژگی‌های ساختاری و زمین‌ساختی منطقه در زمان تشکیل کانی‌سازی هماهنگی دارد. عدم وجود بافت پرکننده‌ی فضای خالی در منطقه نیز تاییدی بر این ادعا است. استینیت در برخی نمونه‌های سطحی به کانی‌های اکسیدی آنتیموان اکسیده شده است. فولوپیت دیگر کانی آنتیموان‌دار منطقه است که کمتر از ۰/۲ درصد در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. این کانی با جلای فلزی و رنگ آبی مشخص می‌شود (شکل ۶ ج). کوارتز اولین کانی باطله تشکیل شده در این مرحله است که با دانه‌هایی در اندازه‌ی حداکثر ۰/۲ میلی‌متر مشخص می‌شود. مقدار کوارتز حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد است. باریت مهمترین و فراوانترین کانی باطله در این مرحله است که با انباشت تیغه‌ای تا حداکثر ۳ میلی‌متر دیده می‌شود. به نظر می‌رسد بخش مهم این کانی پیش از تشکیل استینیت به وجود آمده است. دولومیت با بلورهای لوزی شکل و با اندازه حداکثر ۰/۴ میلی‌متر مشاهده می‌شود. براساس شواهد سنگ‌نگاری، این کانی پیش از استینیت تشکیل شده است. آخرین کانی باطله

کانی‌سازی مرحله‌ی دوم و کانی استینیت بسیار کم اکسیده شده است و فقط در برخی نقاط پوشش سرخ-قهوه‌ای روی آن دیده می‌شود که به کانی والتینیت (Sb_2O_3) وابسته است، ولی در اثر اکسایش سطحی کانی استینیت، کانی‌های دیگری مانند سنارمونتیت (Sb_2O_3)، کلبلسبرگیت

کرمزیت (Sb_2S_5O) و استیبیوکونیت ($Sb_3O_6(OH)$) به وجود می‌آید [۱۰] که حضور آنها در منطقه ممکن است. تصاویری از کانی‌سازی زون اکسایشی در شکل-های (۷ الف تا ت) نشان داده شده‌اند.



شکل ۶ تصاویری از کانی‌سازی مرحله‌ی دوم (الف) پیریت و استینیت پراکنده (نمونه‌ی Si-33 نور PPL)، (ب) پیریت و اسفالریت همراه با استینیت (نمونه‌ی Si-19 نور PPL)، (پ) ستونهای کشیده استینیت در نمونه‌ی دستی همراه با باریت (نمونه‌ی Si-34)، (ت) ماکل در استینیت همراه با بلورهای لوزی شکل دولومیت که پیش از آن تشکیل شده است (نمونه‌ی Si-36 نور PPL)، (ث) ماکل خمیده در استینیت (نمونه‌ی Si-42 نور PPL)، (ج) نمونه‌ی دستی استینیت و فولوپیت (رنگ آبی) همراه با باریت (نمونه‌ی Si-26)، (سفالریت، Py=پیریت، St=استینیت)



شکل ۷ تصاویری از کانی‌سازی ثانویه زون اکسایشی الف) مالاکیت و آزوریت همراه با باریت (نمونه‌ی Si-44)، ب) کوولیت همراه با آنگلیت در حاشیه‌ی گالن (نمونه‌ی Si-43 نور PPL)، پ) آنگلیت همراه با کوولیت در اطراف گالن (نمونه Si-50 نور PPL)، ت) تبدیل سولفید مس-آنتیموان به کانی بیندهمیت با بافت کلوفر (نمونه Si-44 نور PPL). Gn = گالن، Cov = کوولیت، Ang = آنگلیت، Bin = بیندهمیت

است، ولی به نظر می‌رسد بخش مهم آن پیش از استیبنیت تشکیل شده است (شکل ۸ ب).
 دولومیتی شدن سنگ کربناتی باعث افزایش تخلخل مفید سنگ در حدود ۱۲/۵ درصد می‌شود که این امر به دلیل چگال‌تر بودن دولومیت نسبت به کلسیت است [۱۱].
 فرایند در کانی‌سازی مرحله‌ی دوم دیده می‌شود. به طوریکه دولومیت جانشین کلسیت شده و پیش از تشکیل استیبنیت نیز به وجود آمده است. دولومیت‌ها با بلورهای لوزی شکل و تا اندازه حداکثر ۰/۲ میلی‌متر مشخص می‌شوند (شکل ۸ پ).
 خروج کلسیم واحد کربناتی در اثر سه فرایند دگرسانی نامبرده باعث تشکیل رگچه‌های کلسیت درشت بلور به ضخامت حداکثر ۱ میلی‌متر همراه با مقدار زیادی کانی‌سازی استیبنیت شده است.

بررسی شیمی کانی‌ها

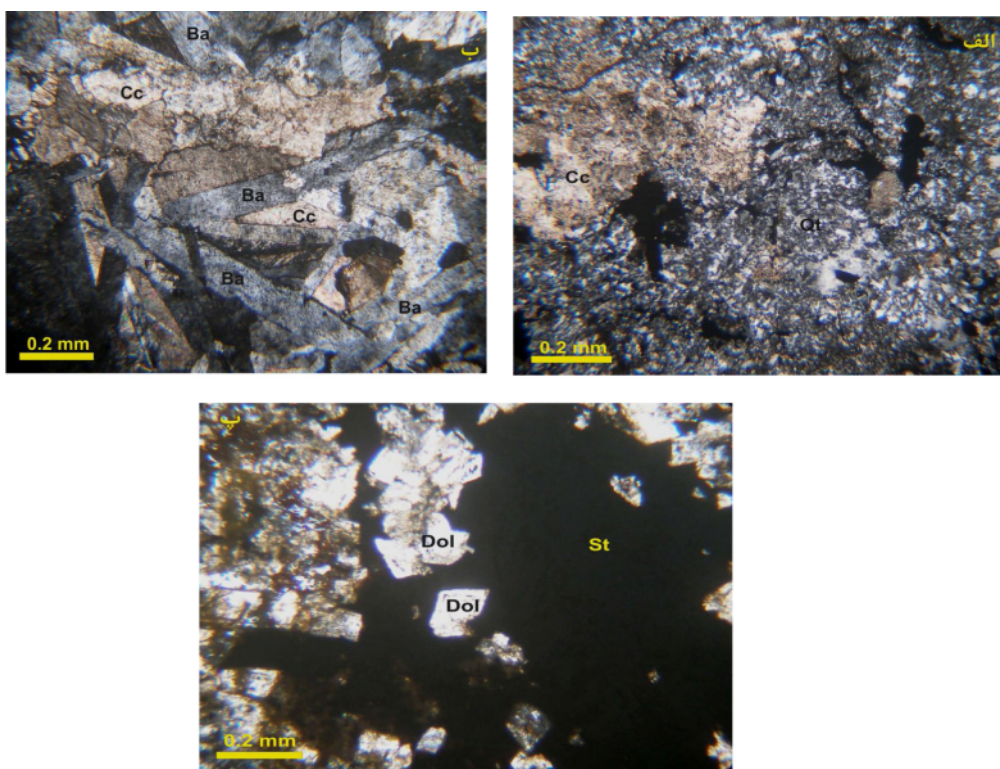
به منظور شناخت بهتر برخی از کانی‌ها و حضور برخی عناصر در ساختار گالن و استیبنیت، بررسی میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) انجام شد. دو نمونه از گالن کانی‌سازی مرحله-ی اول تجزیه شدند که علاوه بر سرب و گوگرد دارای مقادیری

دگرسانی سنگ میزبان

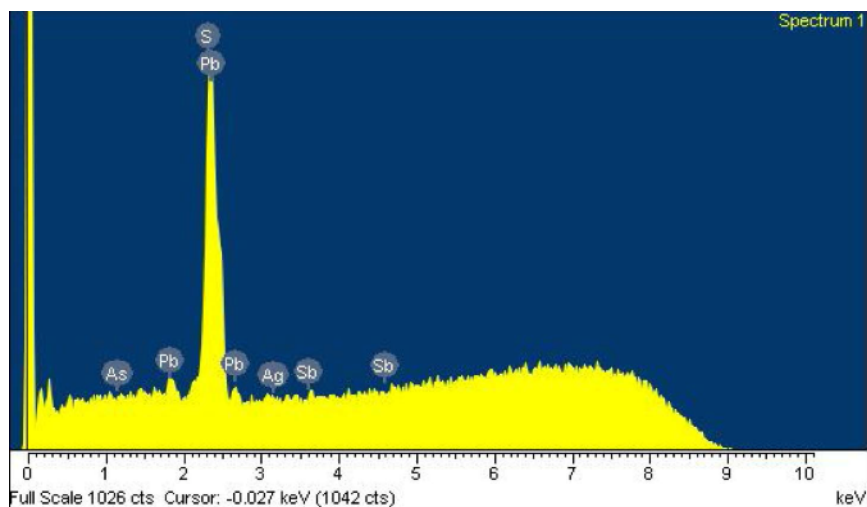
دگرسانی سنگ میزبان کربناتی در منطقه پی‌جویی سیرزار در گستره‌ی اطراف رگه‌ی معدنی به خوبی مشخص است. سه نوع دگرسانی شامل سیلیسی‌شدن، باریتی‌شدن و دولومیتی‌شدن همراه با ماده‌ی معدنی سیرزار مشاهده می‌شود. سیلیسی‌شدن اولین فرایند دگرسانی در منطقه است که با کوارتزهای بیشتر ریزبلور (با اندازه‌ی حداکثر ۰/۳ میلی‌متر) و با فراوانی میانگین ۱۰ تا ۱۵ درصد مشخص می‌شود. این دگرسانی با کانی‌سازی مرحله‌ی اول و دوم دیده می‌شود و براساس شواهد سنگ‌نگاری (قطع‌شدگی کوارتزها به وسیله‌ی کانیهای فلزی و غیرفلزی دیگر) قبل از تشکیل بخش مهم کانه‌ها به وجود آمده است. در این فرایند سیلیکا جانشین کلسیت در سنگ آهک شده و درصد شکنندگی آن را افزایش می‌دهد که محل مناسب برای کانی‌سازی را فراهم می‌آورد (شکل ۸ الف).
 باریتی‌شدن مهمترین و فراوانترین نوع دگرسانی در منطقه‌ی سیرزار است. بلورهای تیغه‌ای شکل باریت تا اندازه‌ی حداکثر ۴ میلی‌متر همراه با کانی‌سازی مرحله‌ی اول و دوم دیده می‌شود. اگر چه مقدار باریت در نمونه‌های با استیبنیت بیشتر افزایش یافته

کمتر از ۰/۶ بیانگر دما و فشار بالا و بیش از ۶ تا ۱۳ معرف دما و فشار کم تشکیل کانسار است. عدم حضور بیسموت در گالن-های مورد بررسی، نشان‌دهنده‌ی پایین بودن دما و فشار کانی-سازی در منطقه‌ی مورد بررسی است.

آرسنیک، نقره و آنتیموان است (شکل ۹). جانشینی نقره به جای سرب با توجه به شعاع یونی امکان‌پذیر است؛ اما مقدار جانشینی به حضور عناصر آنتیموان و بیسموت بستگی دارد. به عقیده‌ی مالاخوف [۱۲] نسبت Sb/Bi در گالن نشان‌دهنده‌ی دما و فشار تشکیل کانی‌سازی است، به طوری‌که نسبت Sb/Bi



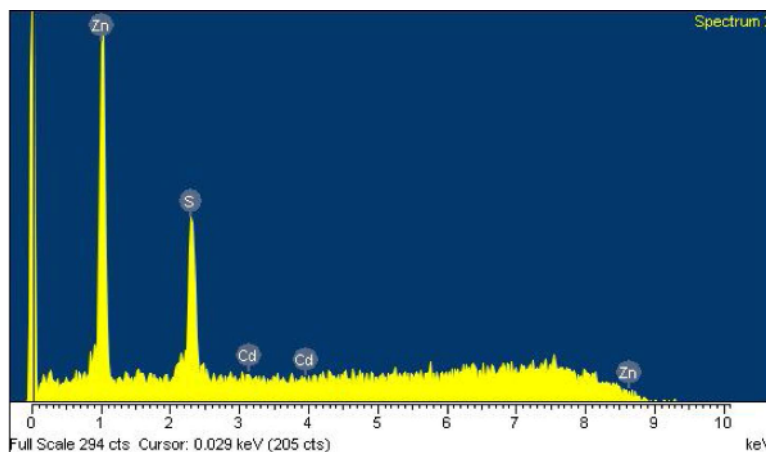
شکل ۸ تصاویر میکروسکوپ از دگرسانی سنگ میزبان الف) سیلیسی شدن سنگ آهک (نمونه‌ی Si-19 نور XPL)، ب) تیغه‌های درشت باریت همراه با کلسیت درشت بلور (نمونه‌ی Si-30 نور XPL)، پ) بلورهای لوزی شکل دولومیت که پیش از استیبنیت تشکیل شده است (نمونه‌ی Si-35 نور XPL). کوارتز = Qt، کلسیت = Cc، باریت = Ba، دولومیت = Dol، استیبنیت = St.



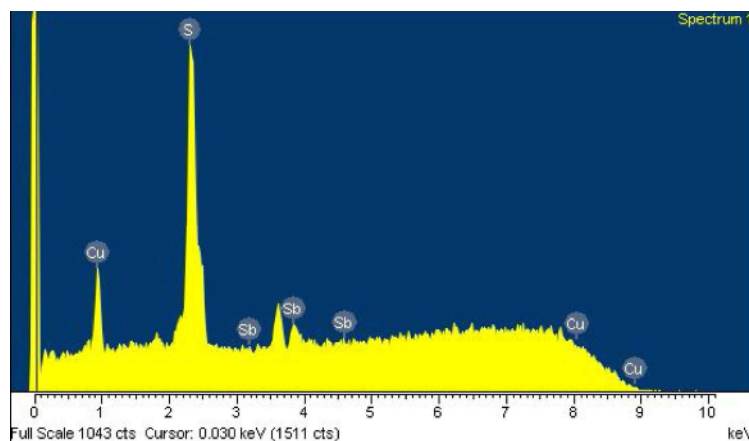
شکل ۹ تجزیه‌ی عنصری گالن در نمونه‌ی Si-43 با SEM.

تجزیه آنها نشان داد از مجموعه‌ای از عناصر گوگرد، سرب، مس، آنتیموان، بیسموت و به مقدار کمتری از آرسنیک و نقره تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳). این کانی می‌تواند یک سولفوسالت باشد. سولفوسالت‌ها زیر گروهی از کانی‌های سولفیدی هستند که ترکیب و ساختار پیچیده‌ای دارند. آنها ترکیبی از مس، نقره، بیسموت، سرب، آرسنیک، آنتیموان، جیوه و غیره هستند [۱۳-۱۵]. سولفوآنتیمونیدها و سولفوآرسنیدها در کانسارهای با دمای پایین تا متوسط تشکیل می‌شوند، در حالیکه سولفوبیسموتیدها در دمای بالا به وجود می‌آیند. هم‌اکنون این کانی‌ها در تشکیلات گرمایی جدید در کف‌اقیانوس (اسموکرهای سیاه و سفید) در حال تشکیل‌اند (سولفوآنتیمونیدها و سولفوآرسنیدها در دمای ۲۳۰ تا ۴۵۰ درجه و سولفوبیسموتیدها در دمای ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد) [۱۵]. در سولفوسالت کانی‌سازی مرحله‌ی اول قله‌ی آنتیموان از بیسموت بلندتر است که نشان‌دهنده مقدار بیشتر آنتیموان و دامنه‌ی دمایی کم تشکیل کانی‌سازی است.

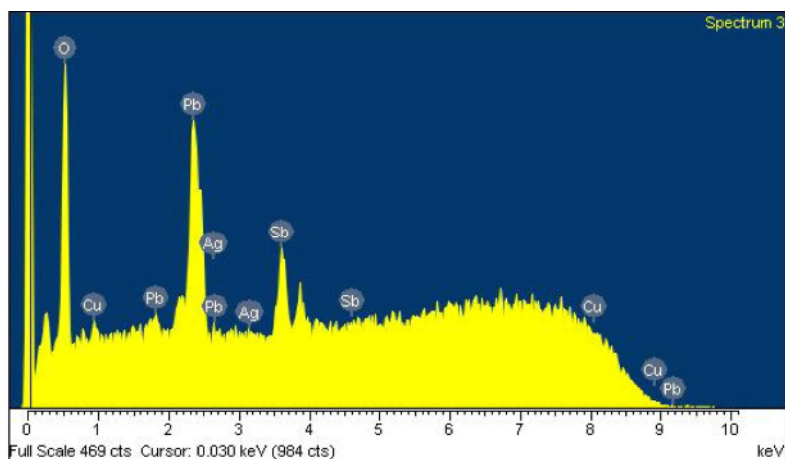
تجزیه گستره‌ی روی کانی اسفالریت از کانی‌سازی مرحله‌ی اول، نشان می‌دهد که علاوه بر روی و گوگرد، مقادیر ناچیزی کادمیوم در ساختار آن وجود دارد که جانشین روی شده است (شکل ۱۰). همچنین تجزیه‌ی عنصری کانی شکل-دار مجهولی که طی بررسی‌های میکروسکوپی دارای رنگ سفید روشن و ناهمسانگردی سرمه‌ای متوسط تا شدید است (شکل ۴ و ۷)، نشان داد که از عناصر گوگرد، مس و آنتیموان تشکیل شده است (شکل ۱۱). این کانی می‌تواند یکی از سه کانی چالکواستیویت ($CuSbS_2$)، اسکینریت (Cu_3SbS_3) یا فاماتینیت (Cu_3SbS_4) باشد [۱۰]. این کانی در حاشیه به کانی خاکستری با بافت کلوفرمی تبدیل شده است که بر اساس SEM انجام شده از عناصر اصلی اکسیژن، سرب و آنتیموان و عناصر فرعی مس و نقره تشکیل یافته است (شکل ۱۲) که می‌تواند بیندهمیت باشد. نقره در ساختار آن جانشین سرب شده است و حضور مقادیر فرعی مس، به دلیل ماهیت مس‌دار کانی اولیه آن، دور از انتظار نیست. همچنین کانی‌های با رنگ خاکستری روشن به صورت ادخال در گالن دیده می‌شوند که



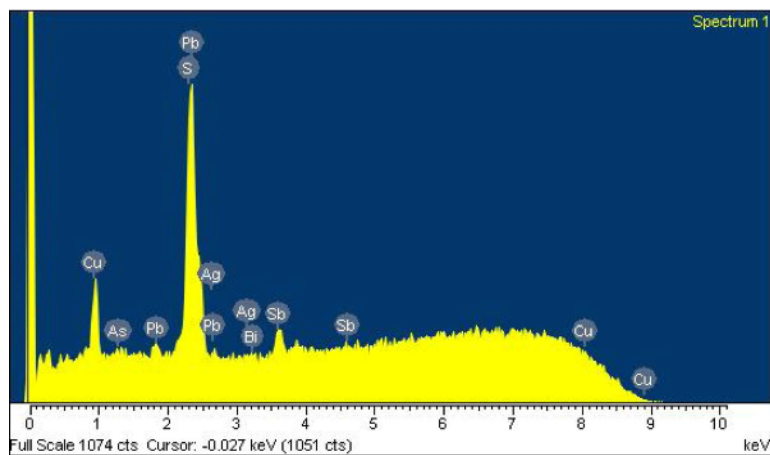
شکل ۱۰ تجزیه‌ی عنصری اسفالریت در نمونه‌ی Si-50 با SEM.



شکل ۱۱ تجزیه عنصری کانی ناشناخته در نمونه Si-44 با SEM.



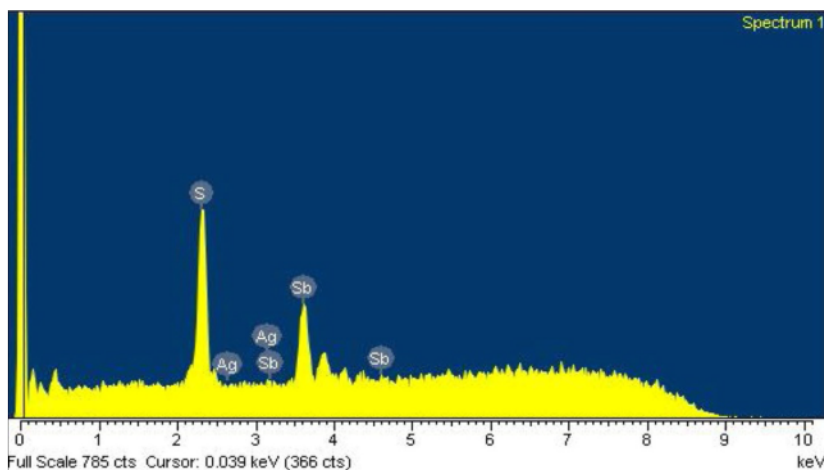
شکل ۱۲ تجزیه عنصری بیندهمیت در نمونه Si-44 با SEM.



شکل ۱۳ تجزیه عنصری کانی سولفوسالت در نمونه Si-43 با SEM.

شد (شکل ۱۴). اسفالریت‌های این مرحله از کانی‌سازی نیز علاوه بر روی و گوگرد، دارای کادمیوم هستند که جانشین روی در ساختار اسفالریت شده است.

از کانی‌سازی مرحله‌ی دوم نیز دو منطقه از کانی استینیت به روش SEM تجزیه شدند که علاوه بر سازنده‌های اصلی این کانی (آنتیموان و گوگرد)، مقادیر فرعی از نقره در آن آشکار

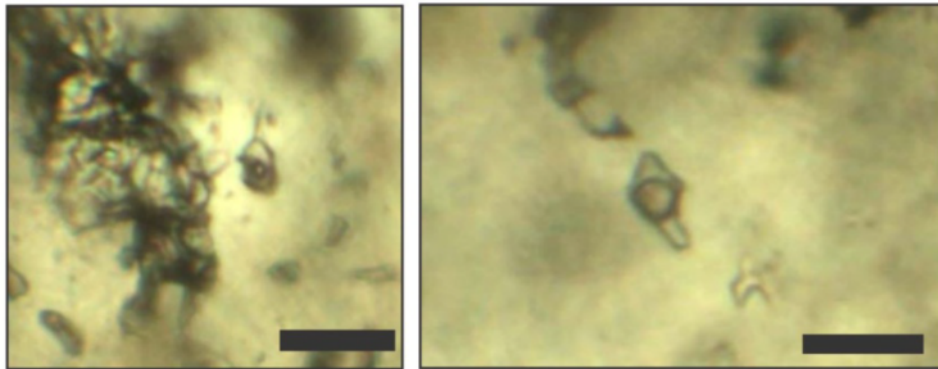


شکل ۱۴ تجزیه عنصری استینیت در نمونه Si-23 با SEM.

دماسنجی شاره‌های درگیر

به منظور بررسی شاره‌های درگیر و انتخاب نمونه‌ی مناسب برای دماسنجی تعداد ۱۲ مقطع دوبرصیقل از کانیهای کوارتز، باریت و کلسیت که مهمترین پاراژنهای همراه با کانه‌ها در مراحل مختلف کانی‌سازی بوده‌اند، تهیه و بررسی شدند. به دلیل رخنمون محدود کانی‌سازی مرحله‌ی اول، تنها یک نمونه از این مرحله و ۱۱ نمونه از مرحله دوم کانی‌سازی مورد بررسی قرار گرفتند. سنگ‌نگاری شاره‌های درگیر در همه‌ی نمونه‌ها بیانگر آنست که نوع شاره‌های اولیه همگی از نوع دوفازی غنی از مایع (LV) است (شکل ۱۵). مقدار شاره‌های درگیر اولیه در هر سه کانی نامبرده بسیار اندک بود و به صورت انواع ثانویه مشاهده می‌شدند. بیش از ۹۰ درصد شاره‌های درگیر اولیه اندازه‌های کمتر از ۵ میکرون داشتند و به ندرت

طول برخی از آنها به ۱۲ میکرون می‌رسید. قطر فاز بخار حداکثر تا ۴ میکرون و درجه‌ی پرشدگی شاره بین ۳۰ تا ۶۰ درصد است. شاره‌های درگیر اولیه بیشتر نیمه شکل‌دار بودند. فقط ۶ مقطع از نمونه‌ها که شاره‌ی درگیر اولیه بزرگتر از ۵ میکرون داشتند، برای بررسی‌های دماسنجی انتخاب شدند (یک نمونه از مرحله‌ی اول و ۵ نمونه از مرحله دوم کانی‌سازی) که مشخصات کامل آنها در جدول (۱) ارائه شده‌اند. جمعاً ۶۵ شاره‌ی درگیر اولیه (۱۱ شاره از مرحله اول و ۵۴ شاره از مرحله دوم کانی‌سازی) دماسنجی شدند. همه‌ی شاره‌های به فاز آبگون، همگن شدند. به دلیل کوچک بودن اندازه‌ی شاره‌های درگیر فرایند سرمایش و تعیین نوع و مقدار املاح امکان‌پذیر نبود.



شکل ۱۵ شاره‌های درگیر نوع دوفازی غنی از آبگون (LV) در نمونه‌های کوارتز و باریت (خط مقیاس برابر با ۱۰ میکرون است)

جدول ۱ مشخصات نمونه‌های انتخابی برای بررسی‌های شاره‌های درگیر و نتایج دماسنجی (همه شاره‌های درگیر از نوع دوفازی غنی از مایع (LV) بوده‌اند که به فاز آبگون همگن شدند)

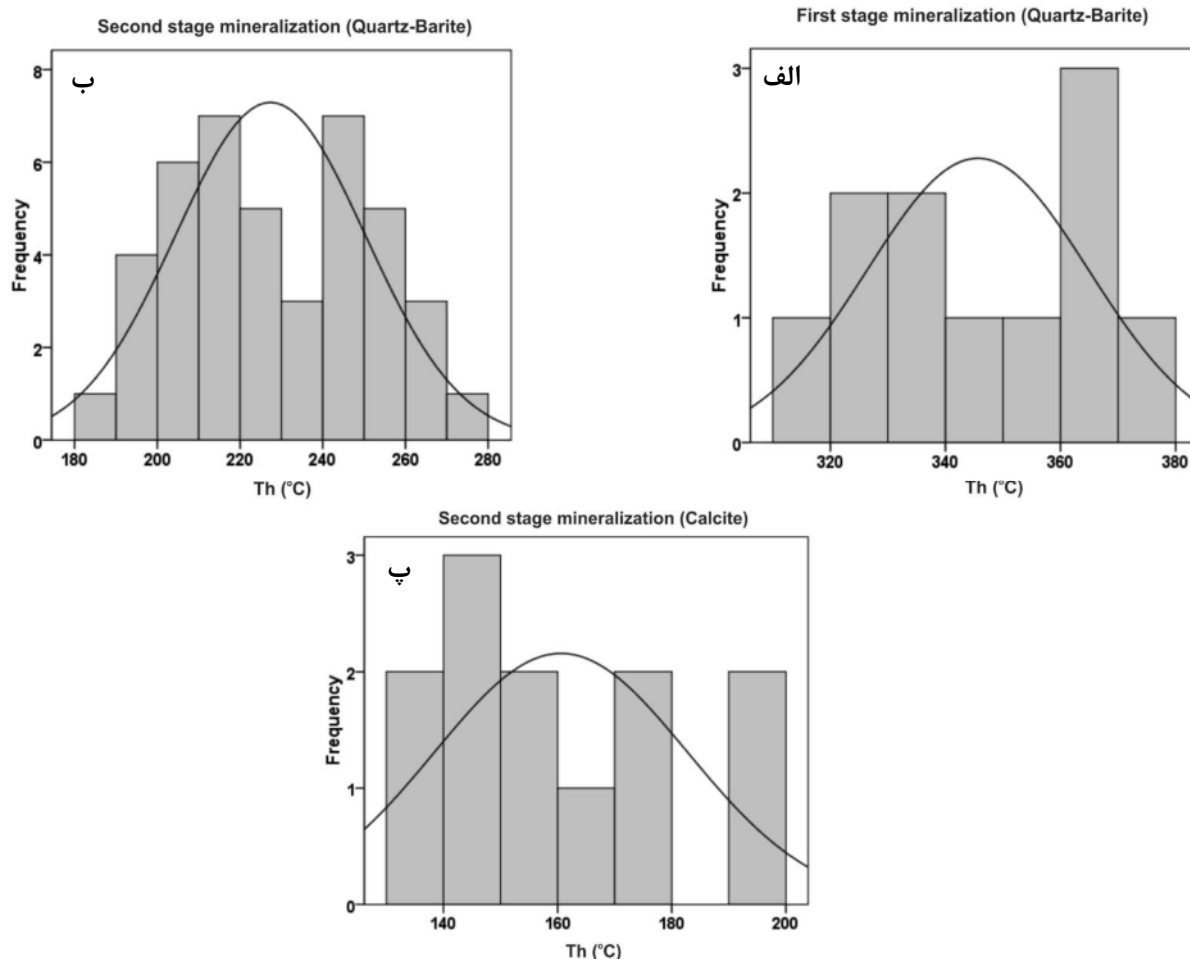
شماره نمونه	X	Y	ترکیب کانی‌شناسی اولیه	کانی دماسنجی شده	تعداد اندازه-گیری	دامنه دمایی (درجه سانتیگراد)	مرحله کانی‌سازی
Si-44	۲۶۹۱۲۹	۳۹۳۳۹۵۵	کوارتز- باریت- پیریت- کالکوپیریت- گالن- اسفالریت- سولفوسالت- سولفید مس- آنتیموان	کوارتز- باریت	۱۱ عدد	۳۷۱-۳۱۸	اول
Si-33	۲۶۹۱۹۳	۳۹۳۴۱۱۲	کوارتز- باریت- استینیت- پیریت ± اسفالریت	کوارتز	۷ عدد	۲۶۷-۱۸۸	دوم
Si-30	۲۶۹۲۴۲	۳۹۳۴۰۸۶	باریت- کوارتز- کلسیت- دولومیت- استینیت	باریت	۱۵ عدد	۲۷۵-۱۹۲	دوم
Si-28	۲۶۹۲۴۳	۳۹۳۴۰۹۰	باریت- استینیت ± کلسیت	باریت	۱۲ عدد	۲۴۴-۱۹۷	دوم
Si-29	۲۶۹۲۴۸	۳۹۳۴۰۹۳	باریت- استینیت	باریت	۸ عدد	۲۳۸-۲۰۵	دوم
Si-35	۲۶۹۱۵۵	۳۹۳۴۱۲۹	کلسیت- استینیت ± کوارتز ± باریت	کلسیت	۱۲ عدد	۱۹۷-۱۳۲	دوم

مقایسه دمای کمینه‌ی تشکیل نمونه‌های کانی‌سازی منطقه سیرزار نشان‌دهنده وجود دو مرحله‌ی مجزای کانی‌سازی شامل مرحله‌ی اول کانی‌سازی در دمایی بین ۳۱۸ تا ۳۷۱ درجه‌ی سانتیگراد و مرحله‌ی دوم کانی‌سازی در دمایی بین ۱۳۲ تا ۲۷۵ درجه‌ی سانتیگراد (شکل ۱۷) بود که با نتایج بررسی‌های پاراژنتیکی همخوانی دارد. کانی‌سازی آنتیموان مرحله‌ی دوم از نظر دمای تشکیل به دو بخش قابل تقسیم است: (۱) کوارتز و باریت همراه با استیبنیت در دمایی بین ۱۸۸ تا ۲۷۵ درجه‌ی سانتیگراد و (۲) کلسیت همراه با استیبنیت در دمایی بین ۱۳۲ تا ۱۹۷ درجه سانتیگراد (شکل ۱۷). این نتایج تشکیل کلسیت را به عنوان آخرین کانی باطله که همزمانی خوبی با استیبنیت در مقاطع نشان می‌دهد، تایید می‌کند.

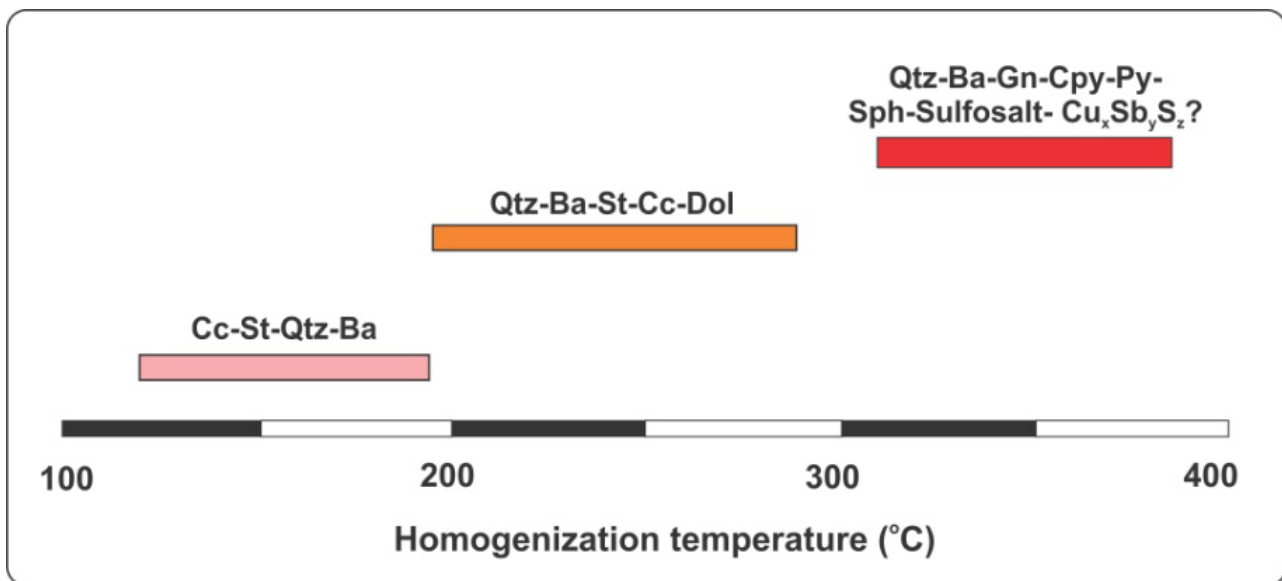
کانی‌سازی مرحله‌ی اول: ۱۱ شاره‌ی درگیر اولیه در کوارتز و باریت دماسنجی شدند. دامنه‌ی دمای همگن شدن بین ۳۱۸ تا ۳۷۱ با مقدار میانگین ۳۴۶ درجه‌ی سانتیگراد است (جدول ۱ و شکل ۱۶ الف).

کانی‌سازی مرحله دوم بیشتر همراه با کوارتز و باریت: ۴۲ شاره‌ی درگیر اولیه در کوارتز و باریت دماسنجی شدند. دامنه‌ی دمای همگن شدن بین ۱۸۸ تا ۲۷۵ با مقدار میانگین ۲۲۸ درجه‌ی سانتیگراد بوده است (جدول ۱ و شکل ۱۶ ب).

کانی‌سازی مرحله دوم بیشتر همراه با کلسیت: ۱۲ شاره‌ی درگیر اولیه در کلسیت دماسنجی شدند. دامنه‌ی دمای همگن شدن بین ۱۳۲ تا ۱۹۷ با مقدار میانگین ۱۶۱ درجه‌ی سانتیگراد است (جدول ۱ و شکل ۱۶ پ).



شکل ۱۶ نمودارهای ستون‌دما‌ی همگن شدن شاره‌های درگیر در مراحل مختلف کانی‌سازی منطقه پی‌جویی سیرزار. الف) نمودار ستونی دمای همگن شدن شاره‌های درگیر در کوارتز و باریت همراه با کانی‌سازی مرحله‌ی اول، ب) نمودار ستونی دمای همگن شدن سیالات درگیر در کوارتز و باریت همراه با کانی‌سازی مرحله‌ی دوم، پ) نمودار ستونی دمای همگن شدن شاره‌های درگیر در کلسیت همراه با کانی‌سازی مرحله‌ی دوم.



شکل ۱۷ مقایسه‌ی دمای همگن شدن شاره‌های درگیر در مراحل مختلف کانی‌سازی و پاراژنز مختلف کانیایی در منطقه‌ی پی‌جویی سیرزار.

بحث و برداشت

مهمترین دگرسانی‌های سنگ میزبان شامل سیلیسی-شدن، باریتی‌شدن و دولومیتی‌شدن است. این سه فرایند همراه با خروج کلسیم از سنگ کربناتی بوده است، به طوری‌که کلسیم خارج شده در نهایت به صورت رگچه‌های کلسیت درشت بلور همزمان با تشکیل استیبنیت برجای گذاشته شده است. سیلیسی‌شدن و دولومیتی‌شدن بیشتر قبل از تشکیل استیبنیت در سنگ کربناتی رخ داده و محیط مناسب برای کانی‌سازی را فراهم کرده است. باریتی‌شدن که مهم‌ترین فرایند دگرسانی منطقه است که بخش بزرگی از باریت پیش از استیبنیت تشکیل شده است.

بررسی‌های دماسنجی روی کانی‌های کوارتز، باریت و کلسیت نشان می‌دهد که کانی‌سازی مرحله‌ی اول در دمایی بین ۳۱۸ تا ۳۷۱ درجه‌ی سانتیگراد به وجود آمده است، در حالیکه کانی‌سازی استیبنیت مرحله‌ی دوم همراه با کوارتز و باریت در دمایی بین ۱۸۸ تا ۲۷۵ درجه‌ی سانتیگراد و همراه با کلسیت در دمایی بین ۱۳۲ تا ۱۹۷ درجه‌ی سانتیگراد تشکیل شده است. این مسئله نشان‌دهنده‌ی یک منطقه‌بندی ژئوشیمیایی واضح همراه با کاهش دما و تکامل گرماب در منطقه‌ی سیرزار است. دامنه‌ی دمایی تشکیل کانسارهای آنتیموان چین در دو گروه ۸۵ تا ۲۰۰ درجه‌ی سانتیگراد و ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه‌ی سانتیگراد قرار دارد [۴]. دما، pH، گریزندگی گاز اکسیژن و تمرکز سولفور احیایی فاکتورهای مهم

کانی‌سازی در منطقه‌ی پی‌جویی سیرزار به صورت رگه‌ای و جانیشینی در سنگ میزبان کربناتی (پریمین) تشکیل شده است. کانی‌سازی اولیه در دو مرحله رخ داده است: (۱) کانی‌سازی گالن ± پیریت ± کالکوپیریت ± اسفالریت ± سولفوسالت ± سولفید مس-آنتیموان همراه با باطله‌ی کوارتز و باریت و (۲) کانی‌سازی استیبنیت ± پیریت ± اسفالریت ± فولوپیت همراه با باطله‌های کوارتز، باریت، دولومیت و کلسیت. کانی‌های ثانویه زون اکسایش نیز شامل مالاکیت، آزوریت، کولیت، انگلزیت، سروزیت، والنیتینیت، بیندهمیت، گوتیت، هماتیت و اکسیدهای آنتیموان است.

بررسی‌های SEM نشان داد که در ساختار گالن علاوه بر عناصر سازنده‌ی (سرب و گوگرد)، نقره، آرسنیک و آنتیموان حضور داشته و فقیر از بیسموت است که نشان‌دهنده‌ی تشکیل این کانی در دمای پایین است. سولفوسالت‌های داخل گالن نیز دارای آنتیموان بیشتر نسبت به بیسموت است که تایید می‌کننده‌ی این ادعاست. بررسی‌های دماسنجی نیز موید آن است. استیبنیت نیز علاوه بر آنتیموان و گوگرد، دارای مقادیر فرعی نقره است. اسفالریت در هر دو مرحله‌ی کانی‌سازی به طور فرعی دارای کادمیوم است که جانشین روی شده است. کانی سولفوسالت، سولفید مس-آنتیموان و بیندهمیت در تجزیه با میکروسکوپ الکترونی روبشی شناسایی شدند.

چین) و در سنگ میزبان سیلیسی-آواری اسیدی تر است (مثل pH ۵ تا ۶٫۵ در کانسار Baopo چین) [۴]. بررسی کانسارهای مختلف آنتیموان در آمریکا، اسپانیا، آلمان، نیوزیلند و آسیا (تایلند، ترکیه و چین) [۴، ۶، ۱۷-۲۴] و مقایسه‌ی آن با منطقه‌ی پی‌جویی سیرزار نشان می‌دهد که ویژگی‌های این ذخیره از نظر سنگ میزبان، چگونگی تشکیل و پاراژنز کانیایی شبیه به معدن Xikuangshan چین (بزرگترین معدن آنتیموان دنیا) است (جدول ۲). منطقه پی‌جویی آنتیموان سیرزار به واسطه‌ی شکل رگه‌ای، ترکیب کانی‌شناسی و دمای پایین تشکیل یک کانسار اپی‌ترمال است.

کنترل‌کننده‌ی حلالیت آنتیموان و دیگر فلزات در گرمابند. گونه‌های غالب آنتیموان در محلول در pH خنثی $Sb(OH)_3$ است، مگر در گریزندگی گاز اکسیژن متوسط که گونه غالب در محلول $Sb_2S_2(OH)_2^0$ در دمای بین ۱۸۰ تا ۲۸۰ درجه‌ی سانتیگراد و $HSb_2S_4^-$ در دمای کمتر از ۱۸۰ درجه‌ی سانتیگراد است [۱۶]. کاهش pH مهم‌ترین عامل ته‌نشینی استیبینیت طی واکنش $HSb_2S_4^- + H^+ = Sb_2S_3 + H_2S$ در شرایط pH خنثی است [۱۶، ۴]. مقدار pH محلول آنتیموان‌دار به نوع سنگ میزبان بستگی دارد. در سنگ میزبان آهکی pH قلیایی‌تر (مثل pH ۸ تا ۹ در کانسار آنتیموان Gongguan

جدول ۲ مقایسه‌ی ویژگی‌های منطقه‌ی پی‌جویی سیرزار با کانسارهای آنتیموان دنیا [۴، ۶، ۱۷-۲۴].

کانادا	کردیلرای مرکزی، آند	معدن Xikuangshan چین	منطقه پی‌جویی سیرزار	
متاسدیمنت‌های اوایل پالئوزوئیک	متاسدیمنت‌های اواخر پالئوزوئیک	دولومیت و سنگ آهک دونین	سنگ آهک پرمین	سنگ میزبان
رگه‌ای	پراکنده، استراتی‌باند، رگه-ای، برشی	رگه‌ای، لایه‌ای، انبانه‌ای	رگه‌ای و جانیشینی در سنگ کربناتی	شکل کانی‌سازی
استیبینیت، طلا، سرسیت، اسفالریت، گالن، کوارتز، کلسیت	آرسنوپیریت، پیریت، استیبینیت، سرسیت، کوارتز، آنکریت، اسفالریت	استیبینیت، کوارتز، کلسیت، اسفالریت، پیریت ± پیروتیت، فلوریت، باریت	مرحله اول: گالن، پیریت، کالکوپیریت، کوارتز، باریت ± اسفالریت ± سولفوسالت ± سولفید آنتیموان-مس مرحله دوم: استیبینیت، کوارتز، باریت، دولومیت، کلسیت ± پیریت ± اسفالریت	پاراژنز کانیایی
۳۵۰-۱۴۷	۱۶۰ تا ۲۹۰	۱۰۰ تا ۲۶۰ برای کانی-سازی استیبینیت	مرحله اول: ۳۱۸ تا ۳۷۱ مرحله دوم: ۱۳۲ تا ۲۷۵	دمای همگن شدن شاره-های درگیر (°C)
سیلیسی شدن، کربناتی شدن	سیلیسی شدن، سرسیتی-شدن	سیلیسی شدن، کربناتی-شدن، پیریتی شدن، سرسیتی شدن، باریتی شدن و فلوریتی شدن	باریتی شدن، سیلیسی شدن، دولومیتی شدن	دگرسانی سنگ میزبان
جوشش؟	جوشش	اسیدی شدن و کاهش دمای سیال کانه‌دار	کاهش دما، افزایش pH	سازوکار ته‌نشینی استیبینیت
مخلوط آب ماگمایی و سطحی	آب سطحی	آب سطحی و سازندی	؟	خاستگاه شاره کانه‌دار

ادامه جدول (۲)

تایلند	Menderes massif ترکیه	Rheinisches Schiefergebirge آلمان	Mari Rosa اسپانیا	Caples Terrane نیوزیلند	
سنگ‌های آهکی پالئوزوئیک فوقانی	گرافیت شیست، گنیس و شیست-های قبل از الیگوسن	اسلیت، ماسه‌سنگ، کوارتزیت دونین تا کربونیفر	متاگروک و شیل سیاه پرکامبرین	شیست سبزه‌ای اوایل مزوزوئیک	سنگ میزبان
رگه‌ای	رگه‌ای، رگچه‌ای، استراتی باند	رگه‌ای	رگه‌ای	رگه‌ای	شکل کانی‌سازی
ولفرامیت، شلیت، دولومیت، آرسنوپیریت، استینیت، فلوریت، مارکازیت،	آرسنوپیریت، پیریت، کوارتز، استینیت، طلا، بیسموت، دولومیت، زرنیخ، سینابر	پیریت، کوارتز، کلریت، استینیت، اسفالریت، سولفوسالت، کربنات	آرسنوپیریت، پیریت، کوارتز، طلا، پیروتیت، بیسموت، سولفوسالت	کوارتز، کربنات، طلا، استینیت	پاراژنز کانیایی
۲۰۰ تا ۳۰۰	۱۲۰-۳۷۰	۱۱۰-۳۹۰	۱۸۸-۳۷۷	۱۴۰-۳۰۰	دمای همگن شدن شاره‌های درگیر (°C)
دولومیتی شدن	سیلیسی شدن، دولومیتی شدن	سیلیسی شدن	سیلیسی شدن	سیلیسی شدن	دگرسانی سنگ میزبان
کاهش دما، تغییرات pH	جوشش؟ و کاهش دما	کاهش دما	جوشش	کاهش دما	سازوکار تهنشینی استینیت
آب ماگمایی	آب سطحی	سیالات پوسته‌ای	مخلوطی از آب‌های مختلف	آب دگرگونی	خاستگاه شاره کانه‌دار

قدردانی

این پروژه با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۲ به شماره ۱۸۰۹۵/۲ مورخ ۹۰/۳/۲۴ از طرح پژوهش انجام شده است. از شرکت پارت گوال به دلیل فراهم آوردن تجهیزات لازم منجمله غذا، اسکان و نیروی انسانی در ضمن عملیات صحرایی صمیمانه سپاسگزاریم. از سرکار خانم هاشمیان برای انجام آنالیز SEM متشکریم.

مراجع

Murchison schist belt, Kaapvaal craton, South Africa”, Tectonophysics 154 (1988) 285– 308.

[3] Chovan M., Slavkay M., Micha'lek J., “Ore mineralisation of the Dumbierske Tatry Mts. (Western Carpatians, Slovakia)”, Geologica Carpathica 47 (1996) 371– 382.

[4] Wu J., “Antimony vein deposits of China”, Ore Geology Reviews 8 (1993) 213– 232.

[5] Mao J.W., Qiu Y.M., Goldfarb R.J., Zhang Z.C., Garwin S., Ren F.S., “Geology, distribution, and classification of gold deposits in the western Qinling belt, central China”, Mineralium Deposita 37 (2002) 352– 377.

[6] Peng J.-T., Hu R.-Z., Burnard P.G., “Samarium–neodymium isotope systematics of hydrothermal calcites from the Xikuangshan antimony deposit (Hunan, China): the potential of calcite as a geochronometer”, Chemical Geology 200 (2003) 129– 136.

[1] Akcay M., Ozkan H.M., Moon C.J., Spiro B., “Geology, mineralogy and geochemistry of the gold-bearing stibnite and cinnabar deposits in the Emirli and Halikoy areas (Odemis, Izmir, West Turkey)”, Ore Geology Reviews 29 (2006) 19-51.

[2] Vearncombe J.R., Cheshire P.E., De Beer J.H., Killick A.M., Mallinson W.S., McCourt S., Stettler E.E., “Structures related to the antimony line,

- [18] Dill H.G., "Evolution of Sb mineralisation in modern fold belts: a comparison of the Sb mineralisation in the Central Andes (Bolivia) and the Western Carpathians (Slovakia)", *Mineralium Deposita* 33 (1998) 359–378.
- [19] Kontak D.J., Horne R.J., Smith P.K., "Hydrothermal characterization of the West Gore Sb–Au deposit, Meguma terrane, Nova Scotia, Canada", *Economic Geology* 91 (1996) 1239–1262.
- [20] Ortega L., Vindel E., "Evolution of ore forming fluids associated with late Hercynian antimony deposits in centralwestern Spain—a case study of Mari Rosa and El Juncalon", *European Journal of Mineralogy* 7 (1995) 655–673.
- [21] Wagner T., Cook N.J., "Late Variscan antimony mineralization in the Rheinisches Schiefergebirge, NW Germany: evidence for stibnite precipitation by drastic cooling of high-temperature fluid systems", *Mineralium Deposita* 35 (2000) 206–222.
- [22] Ashley P.M., Craw D., "Carrick range Au and Sb mineralization in Caples Terrane, Otago schist, Central Otago, New Zealand", *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 38 (1995) 137–149.
- [23] Gokee A., Spiro B., "Sulfur isotope study of the antimony and mercury deposits in Beydagi (Izmir; western Turkey) area and the origin of the sulfur in stibnite and cinnabar", *Turkish Journal of Earth Sciences* 4 (1995) 23–29.
- [24] Dill H.G., Melcher F., Botz R., "Meso- to epithermal W-bearing Sb vein-type deposits in calcareous rocks in western Thailand; with special reference to their metallogenetic position in SE Asia", *Ore Geology Reviews* 34 (2008) 242–262.
- [۷] قائمی ف.، حسینی ک.، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سفید سنگ، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۸).
- [۸] سعادت س.، شهاب‌پور ج.، نگرشی بر کانسارسازی آنتیموان در منطقه سیرزار (شمال شرق خراسان)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره یک (۱۳۷۶) ص ۴۵–۵۸.
- [۹] قائمی ف.، تحلیل ساختاری و بررسی رابطه رسوبگذاری با تکتونیک ناحیه آق دریند در شمال شرقی ایران، رساله دکتری تکتونیک، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۳) ۲۷۷ صفحه.
- [10] Boyle R.W., Jonasson I.R., "The geochemistry of antimony and its use as an indicator element in geochemical prospecting", *Journal of Geochemical Exploration* 20 (1984) 223–302.
- [۱۱] رحیم‌پور بناب ح.، "سنگ‌شناسی کریناته: ارتباط دیاژنز و تکامل تخلخل"، انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۸۴) ۴۸۷ ص.
- [12] Malakhov A.A., "Bismuth and antimony in galenas as indicators of some conditions of ore formation", *Geochemistry International* 7 (1968) 1055–1068.
- [13] Mozgova N.N., "Principles of classification of sulfosalts", 27th International Geological Congress proceedings (1984) 53–65.
- [14] Mozgova N.N., "Non-stoichiometry and homologous series in sulfosalts. – Moscow", *Nauka* 264 (1985).
- [15] Mozgova N.N., "Sulfosalt mineralogy today: Modern approaches to ore and environmental mineralogy", MSF Mini-symposium, held in conjunction with IMA, Espoo Finland, June 11–17 (2000).
- [16] Williams-Jones A.E., Normand C., "Controls of mineral parageneses in the system Fe–Sb–S–O", *Economic Geology* 92 (1997) 308–324.
- [17] Fan D., Zhang T., Ye J., "The Xikuangshan Sb deposit hosted by the Upper Devonian black shale series, Hunan, China", *Ore Geology Reviews* 24 (2004) 121–133.