



تأثیر بستر کربناتی در شکل‌گیری کانسارهای سرب و روی شمال غرب شه‌میرزاد، البرز مرکزی، ایران

کمال الدین بازرگانی گیلانی^۱، بهزاد مهرابی^۲، مرتضی ربیعی^۱

۱. دانشگاه تهران، پردیس علوم، دانشکده زمین شناسی

۲. دانشگاه تربیت معلم تهران، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

(دریافت مقاله: ۸۷/۱۰/۱، نسخه نهایی: ۸۸/۵/۲۴)

چکیده: کانسارهای سرب و روی گونه‌ی دره‌ی می‌سی‌سی‌پی شمال سمنان را می‌توان به دو مجموعه "ارم" در شمال غرب شه‌میرزاد و "شه‌میرزاد" در جنوب و شرق شه‌میرزاد تفکیک کرد. سنگ میزبان این کانسارها از واحدهای کربناتی کرتاسه است و گسلش در کنترل کانه‌زایی درون‌زاد در هر دو نقش اساسی دارد. شواهد سنی، کانی‌شناسی و ساختاری بیانگر خاستگاه مشترک هر دو مجموعه کانه‌سازی است ولی با این حال تفاوت‌های زیادی در بستر کربناتی این دو مجموعه‌ی کانه‌زایی دیده می‌شود. بررسی‌های سنگ‌شناختی نشان می‌دهد که سنگ میزبان کانسارهای ارم در رخساره‌های عمیق دریایی ته‌نشین شده که نفوذپذیری بسیار کمی دارند و دولومیتی شدن در این دنباله دیده نمی‌شود. در حالی که سنگ میزبان کانسارهای شه‌میرزاد رخساره‌های کم عمق را که نفوذپذیری بالایی دارند نشان می‌دهند و دولومیتی شدن گسترده‌ای در این دنباله صورت گرفته است. نبود رخساره‌های نفوذپذیر و دولومیت در بستر کربناتی کانسارهای شمال غرب شه‌میرزاد از چرخش و حرکت شاره‌های کانه‌زای درون میزبان کربناتی جلوگیری کرده است که این مسئله با مقادیر پایین سرب (کمتر از ۵ ppm) و روی (کمتر از ۲۰ ppm) در سنگ میزبان همخوانی دارد. احتمالاً این نفوذناپذیری از ایجاد فرآیند برونزادی در مجموعه‌ی کانسارهای شمال غرب شه‌میرزاد نیز جلوگیری کرده است. تعیین ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن بستر کربناتی نیز تا حدودی نقش کانی‌سازی درون‌زاد در ایجاد تغییرات ژئوشیمیایی و عدم تأثیر شاره‌های دیاژنتیکی بر سنگ میزبان را نشان می‌دهد. وجود رخساره‌های کم عمق، نفوذپذیری و نیز دولومیتی شدن سنگ میزبان کانسارهای جنوب و شرق شه‌میرزاد سبب شد تا شاره‌ها امکان حرکت و چرخش درون بستر کربناتی را داشته باشند را پیدا کنند و این چرخش عاملی برای افزایش سرب (با میانگین ۱۳۲ ppm) و روی (با میانگین ۹۸ ppm) در بستر کربناتی و نیز شکل‌گیری گستره‌ی کانه‌های برونزاد در این ناحیه شده است. این کار پژوهشی نشان می‌دهد که کانی‌سازی درون‌زاد سرب و روی در مجموعه ارم در اثر فرآیندهای دیرزاد و بدون تأثیر از بستر کربناتی شکل گرفته و کنترل‌کننده‌های ساختاری نقش بنیادی در تمرکز کانی‌سازی داشته است.

واژه‌های کلیدی: کانسار سرب و روی، رخساره‌ی ته‌نشستی، نفوذپذیری، چرخش شاره‌ها، دولومیتی شدن.

مقدمه
 "شه‌میرزاد" در جنوب و شرق شه‌میرزاد و ارم در شمال غرب شه‌میرزاد تفکیک کرد. مجموعه‌ی شه‌میرزاد کانسارهای رضا آباد، رضابک، بزلا و حیدرآباد را شامل می‌شود، و دارای ذخیره‌ی قطعی ۷۰۰۰۰ تن با عیار ۱۱٫۵ درصد سرب و ۹٫۰۷ درصد روی است. مجموع کانسارهای آساران، ارم بزرگ و ارم

سنگ‌های کربناتی کرتاسه ناحیه‌ی شه‌میرزاد، در ۳۰ کیلومتری شمال شهر سمنان، در برگیرنده‌ی کانسارهای متعدد سرب و روی هستند (شکل ۱). با توجه به موقعیت این کانسارها نسبت به شهر شه‌میرزاد، آن‌ها را می‌توان به دو مجموعه‌ی

* نویسنده مسئول، تلفن: ۴۴۴۴۴۴ (۹۸)، نمابر: ۶۶۴۹۱۶۲۳ (۰۲۱) ۹۸، پست الکترونیکی: Kbazargu@khayam.ut.ac.ir

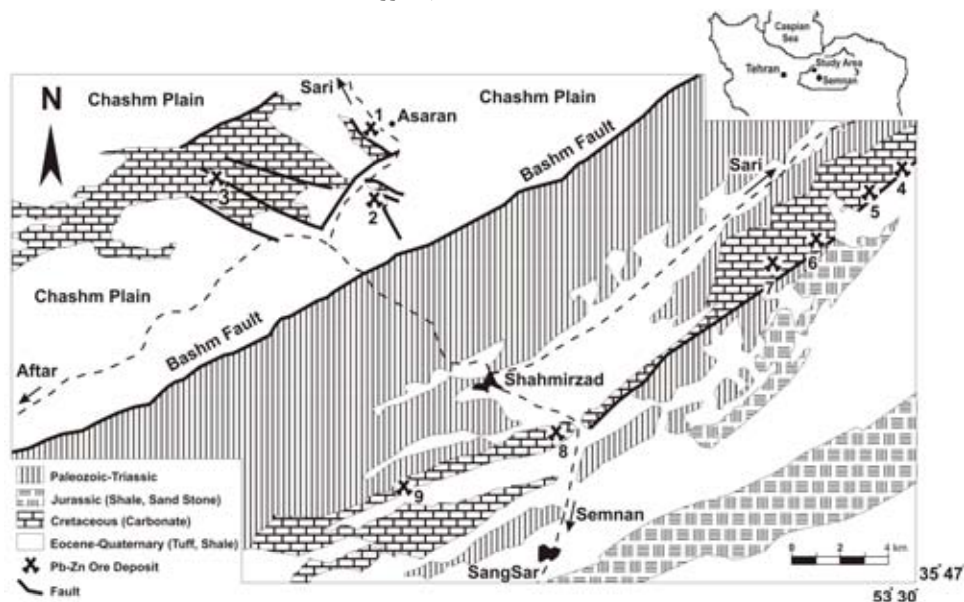
مختلف [۱، ۸، ۱۳، ۱۵] این موضوع را تایید می‌کند.

زمین‌شناسی منطقه‌ای

منطقه‌ی شه‌میرزاد در بخش زمین‌ساختی البرز قرار گرفته است. شکل‌گیری این رشته کوه شدیداً مشروط بر واژگونی گسل‌های کششی قبلی بوده که مخصوصاً در بخش جنوبی این رشته کوه بسیار چشمگیر است [۱۸]. تراست‌های رخنمون یافته که جابجایی زیادی دارند، در نیمه‌ی جنوبی مشاهده می‌شوند، جایی که لایه‌های پرکامبرین در چندین ناحیه روی لایه‌های ترشیری رانده شده‌اند [۷]. گسل بشم نیز از جمله‌ی این گسل‌های تراستی است که سبب شده، در ناحیه شه‌میرزاد، دنباله‌ی بزرگی از سنگ‌های پالئوزوئیک روی ته‌نشست‌های سنوزوئیک رانده شود (شکل ۱). عملکرد این گسل، سنگ آهک‌های کرتاسه میزبان سه کانسار ارم کوچک، آساران و ارم بزرگ را از دیگر سنگ‌های کربناتی کرتاسه جنوب شرقی شه‌میرزاد جدا کرده و این دنباله را در درون دشت فروافتاده چاشم در شمال غربی شه‌میرزاد قرار داده است (شکل ۱). مرزهای بالایی و پایینی سنگ آهک‌های کرتاسه میزبان کانسارهای مورد بررسی، در دشت چاشم، گسله است و بررسی ارتباط دقیق کانه‌سازی با واحدهای بالایی و پایینی کرتاسه و شناسایی چگونگی تشکیل این کانسارها نیازمند بررسی و مقایسه با دنباله‌های برجای همزمان آن در جنوب شرقی شه‌میرزاد است.

کوچک نیز تحت عنوان کانسار سرب و روی ارم شناخته شده و در مجموع ذخیره‌ی قطعی ۱۰۰۰۰۰ تن با عیار تقریبی بیش از ۱۳ درصد سرب دارند. در ارتباط با چگونگی شکل‌گیری و ژئوشیمی کانسارهای سرب و روی شه‌میرزاد بررسی‌هایی نظیر [۳، ۶] انجام شده است، ولی چگونگی تشکیل و ژئوشیمی کانسارهای ارم بزرگ، ارم کوچک و آساران، در شمال غرب شه‌میرزاد، تاکنون مورد توجه قرار نگرفته است. با توجه به وجود شباهت‌های کانی‌شناسی، ساختاری و سن نسبی بین این دو مجموعه کانه‌زایی در شمال غرب و جنوب شرق شه‌میرزاد، تأثیر سنگ میزبان در چگونگی شکل‌گیری این دو مجموعه‌ی کانه‌زا کمتر مورد بحث قرار گرفته است. با این حال بررسی اخیر تغییرات قابل ملاحظه‌ای در دگرسانی و ژئوشیمی سنگ میزبان این دو مجموعه کانه‌زا را تایید می‌کند که می‌تواند ناشی از تفاوت رخساره‌های ته‌نشستی سنگ میزبان این کانسارها باشد. بر این اساس، در این کار پژوهشی سعی شده است تا به با بررسی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمی سنگ میزبان کربناتی و ارتباط آن با کانه‌زایی، در کانسارهای شمال غرب شه‌میرزاد، تأثیر بستر کربناتی در ایجاد تفاوت‌های مشاهده شده بین این دو مجموعه کانساری مورد بررسی قرار گیرد.

از طرف دیگر ارتباط ژئوشیمیایی بین سنگ‌های میزبان کربناتی و کانه‌زایی در کانسارهای سرب و روی، ابزار مناسبی در پی‌جویی کانسارهای مشابه است و بررسی‌های پژوهشگران



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده منطقه‌ی شه‌میرزاد (شمال سمنان). رخنمون واحدهای کرتاسه و موقعیت برخی از کانسارهای سرب و روی در این ناحیه دیده می‌شود (۱: آساران، ۲: ارم کوچک، ۳: ارم بزرگ، ۴: رضا آباد، ۵: بزمل، ۶: حیدر آباد، ۷: رضا برک، ۸: دربند، ۹: لاودار). توالی کرتاسه در شمال سمنان میزبان بیشترین کانه‌زایی سرب و روی در این منطقه است.

ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن در دانشگاه ارلانگن نورنبرگ آلمان مورد تجزیه ایزوتوپی قرار گرفتند.

سنگ‌نگاری کانسنگی

در کانسارهای شمال غرب شه‌میرزاد مهم‌ترین کانه درونزاد گالن است که در دو مرحله یا با دو نسل متفاوت دیده می‌شود (شکل ۲). در مرحله‌ی اول گالن به شکل بلورهای خود شکل با بافت موزائیکی همراه با اسفالریت و کلسیت درشت بلور مشاهده می‌شود، که به صورت رگه‌ای در راستای گسل‌ها قرار گرفته است (شکل الف ۳). نسل دوم گالن نیز پس از مرحله‌ی اصلی کانه سازی و به‌صورت تراوشی به درون بلورها نفوذ کرده و آن‌ها را دربرگرفته است. در هر سه کانسار ارم کوچک، آساران و ارم بزرگ گالن مرحله‌ی دوم به‌صورت سیمان بین قطعات برشی گسلی را پر کرده است (شکل ب ۳).

اسفالریت نیز به‌صورت خودشکل همراه با گالن مرحله‌ی اول تشکیل شده و به رنگ عسلی روشن دیده می‌شود. پیریت با فراوانی بسیار ناچیز در دو نسل متفاوت مشاهده می‌شود. نسل اول قبل از مرحله‌ی اصلی کانه‌زایی در سنگ‌های میزبان تشکیل شده و نسل دوم در طول نفوذ رگه‌های کلسیت و پس از گالن مرحله‌ی دوم ایجاد شده است (شکل ج ۳). فرآیند برونزاد در این سه کانسار به‌صورت محدود عمل کرده و تنها سبب شکل‌گیری مقادیر اندکی سروزیت و آنگلیزیت شده است (شکل د ۳).

کانه‌زایی کانسارهای آساران، ارم کوچک و ارم بزرگ، در راستای گسل‌های فرعی با راستای تقریبی شمال غرب-جنوب شرق رخ داده و گسلش را می‌توان مهم‌ترین کنترل کننده‌ی کانه‌زایی درونزاد در گستره‌ی این سه کانسار در نظر گرفت (شکل ۴).

در گستره‌ی کانسارهای جنوب شرقی شه‌میرزاد، سازنده‌های لار، دلیچای و شمشک در برخی نقاط به‌صورت گسله و در مواردی با مرز پیوسته در زیر سنگ آهک‌های کرتاسه این ناحیه قرار گرفته‌اند. در این ناحیه سازند لار دارای سنگ‌شناسی آهکی ضخیم لایه، دلیچای مارن و شمشک شیلی و ماسه سنگی است. روی دنباله‌ی کرتاسه نیز کنگلومرای فجن با مرز ناپیوسته دیده می‌شود و روی آن دنباله‌ی نسبتاً ضخیمی از توف‌ها، شیل‌ها و مارن‌های ائوسن وجود دارند.

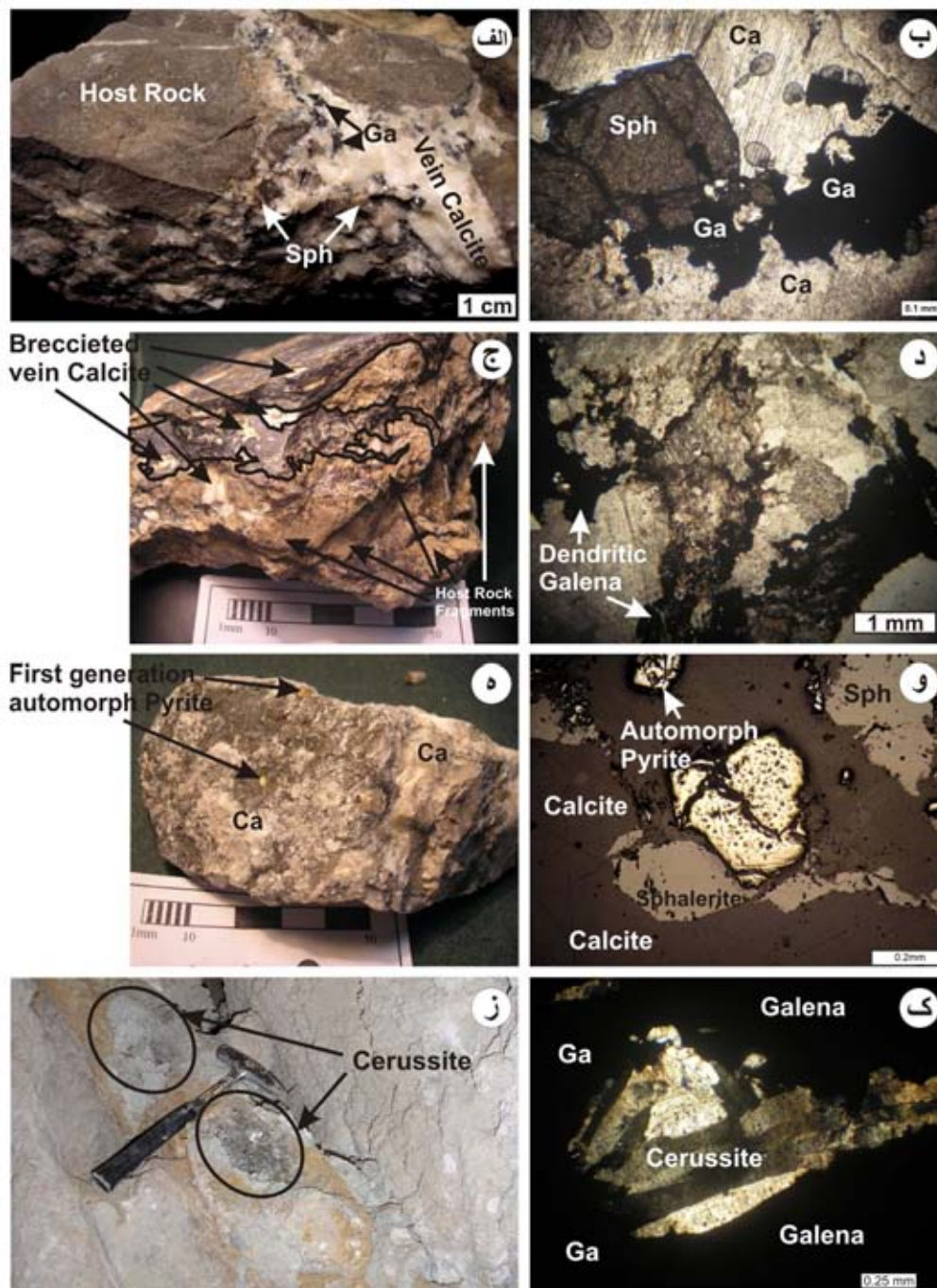
سنگ آهک‌های کرتاسه ناحیه‌ی شه‌میرزاد، ضخیم لایه، و به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند. کانه‌زایی سرب و روی فقط در این کربنات‌ها رخ داده و به‌طور کلی گسترش کانسارها با کنترل کننده‌ی چینه‌ای و گسل‌های با راستای تقریبی جنوب شرق-شمال غرب کنترل می‌شود.

روش بررسی

به‌منظور بررسی تغییرات سنگ‌نگاشتی و ژئوشیمیایی دنباله‌ی کربناتی در بر گیرنده‌ی این کانسارها، در راستای سه برش عمود به لایه‌بندی سنگ میزبان، ۷۳ نمونه برداشت شده است. مقاطع نازک تمامی این نمونه‌ها به روش آلیزارین رد-اس رنگ آمیزی و سپس با میکروسکوپ قطبشی بررسی شدند و ۱۱ مورد از نمونه‌های برش ارم کوچک نیز به‌منظور کانی‌شناسی سنگ میزبان کربناتی با پراش سنج پرتو ایکس (XRD) در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شد. برای بررسی‌های کانی‌شناختی و بافتی مواد معدنی نیز تعداد ۳۰ مقطع نازک و ۸ مقطع صیقلی بررسی شدند. همچنین ۹ نمونه از برش آساران و ارم کوچک به روش ICP-MS و ICP-OES در آزمایشگاه ACME در کانادا تجزیه شیمیایی شدند. ۸ نمونه از برش آساران و برش ارم کوچک نیز برای شناسایی

Brecciation	Stage 1	Stage 2	Stage 3
Mineral	Hypogene		Supergene
Calcite	●	●	●
Quartz		●	●
Galena		●	●
Sphalerite		●	
Pyrite	●		●
Cerussite			●
Anglesite			●
Goethite			●

شکل ۲ دنباله‌ی پاراژنزی مجموع کانسارهای ارم کوچک و آساران در شمال شه‌میرزاد. تغییر فراوانی کانی‌ها با رنگ و ضخامت عدسی‌ها و نیز تغییرات رنگ زمینه نشان داده شده.



شکل ۳ الف) رگه‌ی کلسیتی نسل دوم همراه با گالن مرحله‌ی اول یا نسل اول و اسفالریت، قطعه‌های برشی سنگ میزبان را در بر گرفته است. ب) تصویر میکروسکوپی از گالن و اسفالریت خود شکل همراه با کلسیت‌های متبلور رگه‌ای. ج) گالن مرحله‌ی دوم که به صورت تراوشی سنگ میزبان و کلسیت رگه‌ای را برشی کرده است. د) حالت بی‌شکل و تراوشی گالن نسل دوم در این شکل به خوبی دیده می‌شود و بین دانه‌های برشی کلسیت رگه‌ای و سنگ میزبان نفوذ کرده است. ه) ذرات نسبتاً ریز پیریت که به‌طور پراکنده درون رگه‌ی کلسیتی قرار گرفته‌اند. پیریت‌های نسل اول و دوم در نمونه وجود دارند. نسل اول پیریت به‌صورت نسبتاً خودشکل وجود دارد در حالی که نسل دوم به شکل لایه‌ای بین بلورهای دیگر قرار گرفته است. ز، ک) اجتماع بلورهای تیغه‌ای و شعاعی سرروزیت در فضاهای خالی و شکاف‌های کارستی در کانسار آساران. Ga: گالن، Sph: اسفالریت، Py: پیریت، Ca: کلسیت.



شکل ۴ الف) رگه‌ی اصلی حاوی گالن، اسفالریت و کلسیت در کانسار ارم کوچک که در راستای گسل شمال غربی-جنوب شرقی تشکیل شده است. B- رخنمونی از رگه‌ی کانهدار در تونل اصلی کانسار آساران که با گسل کنترل شده است.

گسل‌های با راستای شمال غربی - جنوب شرقی صورت گرفته است.

سنگ نگاری رسوبی

در بسیاری از کانسارهای سرب و روی با بستر کربناتی، عواملی نظیر دولومیتی شدن، تغییرات رخساره و نفوذپذیری اولیه‌ی سنگ میزبان آهنکی از کنترل‌کننده‌های اصلی در شکل‌گیری کانسار و هاله‌های لیتو ژئوشیمیایی پیرامون توده‌ی معدنی هستند [۱۱، ۱۲].

کانسارهای بزرگی مانند ویبورنوم ترند، آلد لد بلت، پایین پوینت، گایس ریور و گاینا ریور نمونه‌های شاخصی از معادن وابسته به کمپلکس‌های ریفی هستند [۱۱]. در کانسارهای جنوب چاشم نیز مهم‌ترین عوامل مؤثر در پراکندگی و ایجاد هاله‌های ژئوشیمیایی، تغییرات رخساره‌ای و دولومیتی شدن عنوان شده است [۵].

کمپلکس‌های ریفی و کمپلکس‌های سدی کربناته، بخش‌هایی از یک توالی هستند که در آن تغییرات شدید در رخساره‌های رسوبی سبب ایجاد زونی با نفوذپذیری بالا می‌شود. این تغییرات ناگهانی افقی یا عمودی در یک دنباله‌ی رسوبی، موقعیت بسیار مناسبی را برای آمیختن شاره‌ها و رخداد فرایندهای فیزیکوشیمیایی ایجاد می‌کند و باعث رسوبی ماده‌ی معدنی می‌شود [۱۱]. همچنین در مواردی محیط رسوبگذاری

در کانی‌سازی‌های جنوب شرقی شه‌میرزاد نیز کانسارهای درونزاد دارای پاراژنز بسیار ساده هستند و شامل کانی‌های گالن، اسفالریت، پیریت \pm کائولن هستند. بلورهای خود شکل گالن در رگه‌های معدن رضا آباد همراه با کلسیت‌های آهنگین سیاه و سفید درشت بلور تشکیل شده‌اند و جانشینی بلورهای خود شکل گالن در سنگ دیواره نیز دیده می‌شود.

در بزمل و دربند کانی‌های درونزاد سولفیدی، سیمان برش-ها را تشکیل داده و یا در درون قطعات برش گسلی یا برش کارستیک وجود دارند. در کانسارهای این ناحیه، گالن به صورت پرکننده‌ی حفره‌ها و شکستگی‌ها و یا بلورهای خود شکل جانشینی در دولومیت است. همچنین، مشابه کانسارهای شمال غرب شه‌میرزاد، مقدار گالن در این کانسارها بسیار بالاتر از میزان اسفالریت است.

کانی‌های برونزاد در کانسارهای جنوب شرقی شه‌میرزاد گسترش زیادی دارند. در معادن رضا آباد و حیدر آباد با توجه به میزان فراوانی، کانی‌های برونزاد سروزیت، انگلزیت، همتیت، گوتیت، مینیوم، ویلمیت و لیمونیت دیده می‌شود. در بزمل و دربند همی مورفیت، سروسیت، انگلزیت، همتیت، گوتیت و لیمونیت، بیشتر کانی‌های برونزاد هستند و در مجموع کانی‌های برونزاد روی به مراتب بیشتر از سرب است [۳].

در مجموعه‌ی کانسارهای جنوب شرقی شه‌میرزاد نیز، مشابه با کانسارهای شمال غرب شه‌میرزاد، کانی‌زایی بیشتر در

در زیر میکروسکوپ شبیه SMF4 فلوگل و محیط پنجه شیب تختگاه کربناتی است (شکل ۵، F2).

آلوکتونوس بایوکلستیک [زیست آواری] فلوتستون

ذرات اسکلتی درشت دانه‌ی این رخساره در زمینه‌ای گلی و ریز دانه مشاهده می‌شوند. خرده‌های فسیلی، جورشدگی و گردشدگی بسیار ضعیفی دارند و سمت‌گیری ترجیحی نشان می‌دهند. فسیل‌ها و خرده‌های فسیلی این رخساره، در کنار یکدیگر تنوع فراوانی دارند و احتمالاً ناشی از یک ریف هستند که در بخش‌های بالایی تختگاه و در پای شیب ریخته‌اند. این رخساره در زیر میکروسکوپ بسیار شبیه به SMF 5 فلوگل و زون رخساره‌ای چهار است. وجود شواهد بالا همراه با خرده‌های جلبکی و قطعات فرامینیفر نشان می‌دهد که این رخساره به دامنه‌ی شیب سکوی داخل دریا وابسته است (شکل ۵، F3). بررسی‌های سنگ‌شناختی این سنگ آهک‌ها نشان داده است که این کربنات‌ها احتمالاً، در بخش‌های بالایی شیب قاره و بخش‌های پایین سد ریفی تا حوضه‌های عمیق اقیانوسی، در یک طاقچه‌ی کربناتی ته‌نشین شده کرده‌اند (شکل ۵).

نتایج بررسی‌ها نشان داده که سنگ آهک‌های دنباله‌ی کرتاسه در جنوب شرقی شه‌میرزاد در یک تختگاه کربناتی کم عمق از نوع شیب راهه با بخش جلویی شیب دار ته‌نشین شده-اند که سه کمر بند رخساره‌ای شیب راهه خارجی، میانی و داخلی در آن قرار دارد (شکل ۶). در این دنباله ته نشست‌ها شامل ۱۵ رخساره‌ی کربناتی هستند که با توجه به محیط تشکیل آن‌ها، در سه گروه A، B و C قرار می‌گیرند. گروه رخساره‌ی A در یک محیط با انرژی پایین با نرخ ته‌نشینی آرام، در یک محیط دور از ساحل، در شیب راهه‌ی خارجی و یا میانی بر جای گذاشته شده است. گروه رخساره‌ی B در گستره‌ی ریف کومه‌ای و بالای شیب، در شیب راهه میانی، ته‌نشین شده است. گروه رخساره‌ی C نیز در شیب راهه‌ی داخلی و در محیط لاگون و در نواحی ساحلی ته‌نشین شده است [۴].

دنباله کرتاسه در شمال غرب شه‌میرزاد که میزبان کانسارهای آساران، ارم کوچک و ارم بزرگ است، تنها با گروه رخساره‌ی A در جنوب شرق شه‌میرزاد همخوانی دارد، در حالی که در جنوب و شرق شه‌میرزاد، کانی‌زایی بیشتر در رخساره‌های کم عمق (گروه‌های رخساره‌ی C و B) رخ داده است.

تعیین کننده‌ی رژیم‌های هیدرولوژیکی مسئول کانه‌سازی و یا دولومیتی شدن ناشی از دیاژنز اولیه هستند [۱۳].

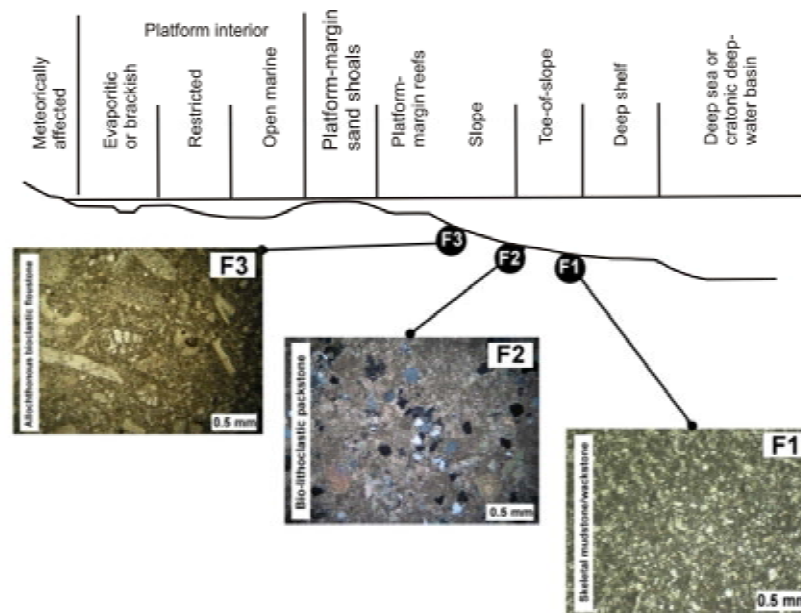
در این مقاله نیز با بررسی نمونه‌های برداشت شده از دنباله‌ی کرتاسه میزبان کانسارهای آساران، ارم کوچک و ارم بزرگ، رخساره‌ها و تغییرات رخساره‌ای حاکم بر این دنباله‌ها مورد بررسی قرار گرفته‌اند. بررسی‌های صحرایی، ماکروسکوپی و میکروسکوپی دنباله‌های یاد شده و مقایسه آن با رخساره‌های میکروسکوپی استاندارد ارائه شده توسط [۹، ۱۷]، منجر به شناسایی سه رخساره‌ی میکروسکوپی رسوبی شد که عبارتند از:

اسکلتال مادستون / وکستون

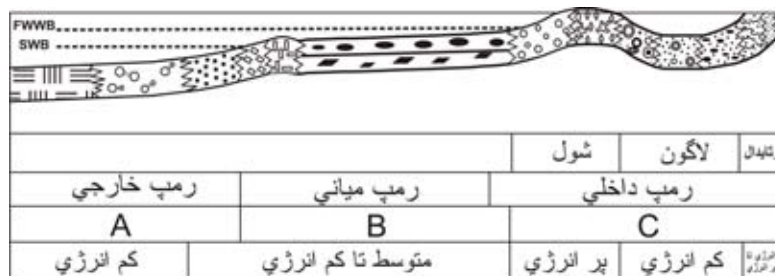
این رخساره در زیر میکروسکوپ به صورت فرامینیفرهای پلانکتیک پیتونلا اوالیس و کلسی اسفرولا، و شناور در زمینه‌ی میکرایتی دیده می‌شود. هندسه‌ی برگه‌ای، ضخامت کم، ترکیب آهکی، بافت مادستونی و وکستونی این رخساره با گل فراوان و وجود سنگواره‌های شکسته نشده و سالم از نوع فرامینیفر پلانکتیک و رنگ تیره‌ی زمینه (حاکی از حضور ماده‌ی آلی زیاد) نشان‌دهنده‌ی انرژی پایین محیط و رخساره‌ی آب‌های عمیق حوضه‌ای بوده و معادل زون رخساره‌ای یک فلوگل (FZ1) است (شکل ۵، F1).

بایو-لیتو کلاستیک پکستون

در این رخساره، لیتوکلست‌ها که همراه با ذرات ریز و گل هستند، جورشدگی و گردشدگی کمی دارند و شامل قطعاتی در اندازه‌های تقریباً متفاوت‌اند. این رخساره نسبت به رخساره‌ی قبلی درشت دانه‌تر است و همراه با اکستراکلست‌های (ذرات کوارتز نابرجا) حمل شده به وسیله‌ی جریان‌های خرده‌دار مشاهده می‌شود. بایوکلست‌ها [زیست آواری‌ها] معمولاً از خرده‌های فرامینیفرها و پوسته‌ی آن‌ها تشکیل شده‌اند. دانه‌ها سمت‌گیری مشخصی را از خود نشان نمی‌دهند. حضور همزمان دانه‌های با اندازه‌های متفاوت، ذرات کوارتز نابرجا و بایوکلست‌ها [زیست آواری‌ها] نشان‌دهنده‌ی مناطق کم عمق است و در کنار سنگواره‌های پلانکتیک و میکرایت، بیانگر وجود جریان‌های شدید توربیدیتی است که ته‌نشست‌های مناطق کم عمق را به سمت مناطق عمیق شسته و حمل کرده‌اند. این رخساره



شکل ۵ موقعیت نسبی رخساره‌های F1، F2 و F3 در طاقچه کربناته که در قیاس با رخساره‌های استاندارد [۹]، نمایش داده شده‌اند. چنانطور که مشاهده می‌شود تنوع رخساره‌ای این دنباله بسیار پایین بوده و در کل رخساره‌های نواحی نسبتاً عمیق اقیانوسی را نشان می‌دهند.



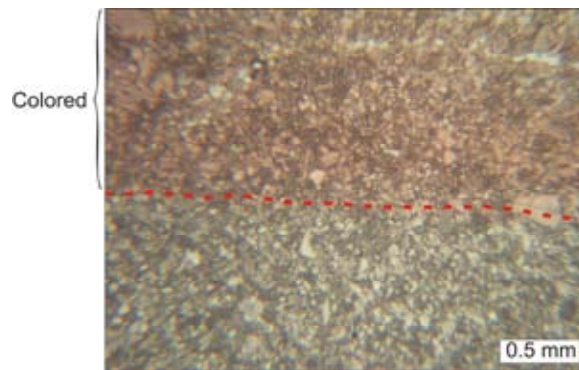
شکل ۶ مدل محیط ته‌نشستی کربنات‌های کرتاسه در جنوب و شرقی شه‌میرزاد. حروف لاتین، در تصویر، رخساره‌ها را نشان می‌دهد که در متن شرح داده شده‌اند [۴] با تغییرات.

دولومیتی شدن

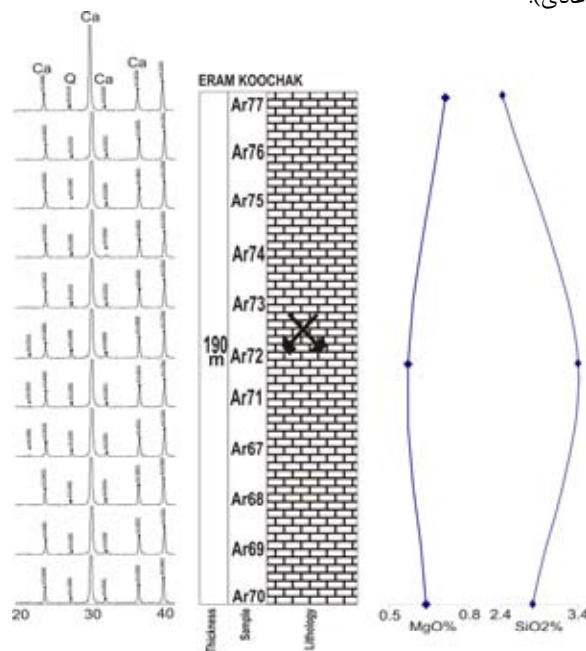
دولومیت گرمابی در بیشتر کانسارهای با سنگ میزبان کربناتی به‌صورت جان‌شینی سنگ میزبان کربناتی، سیمان بین ذرات و پرکننده‌ی فضاهای خالی مشاهده می‌شود. این دولومیت ممکن است پیش، همزمان و یا پس از مرحله‌ی اصلی کانه‌زایی ایجاد شود که معمولاً با مقادیر بسیار کمی سولفید همراه است. دولومیت گرمابی در این تیپ از کانسارها ممکن است تا کیلومترها دورتر از توده‌ی معدنی و در سنگ آهک‌های فقیر از ماده‌ی معدنی گسترش پیدا کند [۱۲].

میزبان در هر سه کانسار با آلیزارین سرخ و فروسیانید پتاسیم رنگ آمیزی و بررسی شدند (شکل ۷). رنگ آمیزی و بررسی تمامی مقاطع ارم کوچک، ارم بزرگ و آساران نشان داده است که سنگ میزبان این کانسارها تماماً کلسیتی بوده و در اثر واکنش با آلیزارین، رنگ سرخ به خود گرفته‌اند (شکل ۷).
 ۱۱ نمونه به‌روش پراش پرتو ایکس (XRD)، از برش ارم کوچک، مورد بررسی قرار گرفتند. پراش نگاری‌ها و داده‌های تجزیه عنصری در راستای این برش هیچ آثاری از دولومیتی شدن را نشان نمی‌دهند. مقدار منیزیم نیز بسیار پایین است و این مقدار پایین منیزیم ناشی از کانی‌شناسی اولیه‌ی سنگ میزبان است (شکل ۸).

در این بررسی و به‌منظور شناسایی دولومیت در سنگ میزبان کانسارهای مورد بررسی، مقاطع نازک مختلف سنگ



شکل ۷ در نیمه رنگ آمیزی شدهی این مقطع میکروسکوپی تمامی بلورها به رنگ سرخ در آمده‌اند که معرف کلسیتی بودن سنگ میزبان است (نمونه Ar 61 از کانسار ارم کوچک، نور عادی).



شکل ۸ مقایسه‌ی پراش نگاشت‌ها و مقادیر MgO و SiO_2 در برش ارم کوچک. در راستای این برش، پراش نگاشت‌ها تغییرات بسیار کمی را نشان می‌دهند، و بیانگر نبود دولومیت در دنباله‌ی مورد بررسی است. مقدار کوارتز نیز بسیار ناچیز است. همچنین نتایج تجزیه‌های عنصری در راستای این برش، تایید کننده نبود دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی است.

ژئوشیمی عنصری

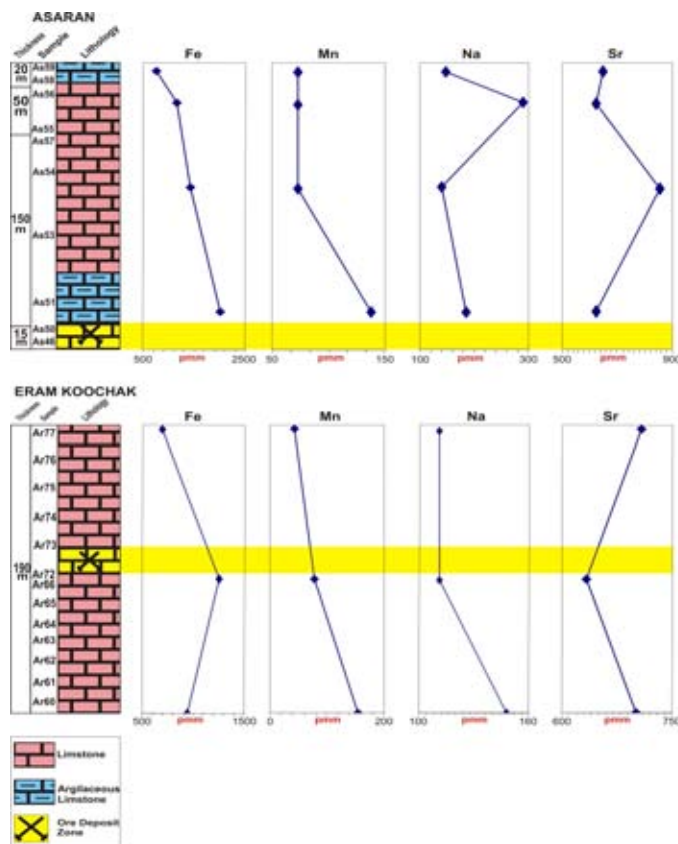
تغییرات عناصر فرعی موجود در کربنات‌ها (Sr, Na, Mn, Fe)، در راستای دو برش آساران و ارم کوچک در شکل ۹ نشان داده شده‌اند. چنانکه در این شکل دیده می‌شود، کاهش نسبی در مقادیر منگنز و آهن با فاصله گرفتن از رگه‌های کلسیتی حاوی ماده‌ی معدنی مشاهده می‌شود، در حالی که مقادیر استرانسیم و سدیم افزایش نسبی از خود نشان می‌دهند. همچنین بررسی همبستگی این عناصر در مقایسه با بررسی‌های [۱۶]، بیانگر تأثیرات بسیار اندک فرآیندهای دیاژنتیکی بر

در در گستره‌ی کانسار آساران نیز مشابه کانسار ارم کوچک، درصد منیزیم در نتایج تجزیه‌های عنصری بسیار پایین است و بررسی‌های میکروسکوپی و تجزیه‌های شیمیایی سنگ بستر این کانسار آثاری از دولومیتی شدن را نشان نمی‌دهد. در سنگ آهک‌های کرتاسه جنوب شرقی شه‌میرزاد، ۶ نوع بافت دولومیتی تشخیص داده شده‌اند و می‌توان این دولومیتی شدن را در ارتباط با تأثیر آب‌های جوی و یا فرآیندهای کارستزایی پس از ته نشستی و نیز فعالیت‌های گرمابی دوره‌ی سنوزوئیک وابسته دانست [۲].

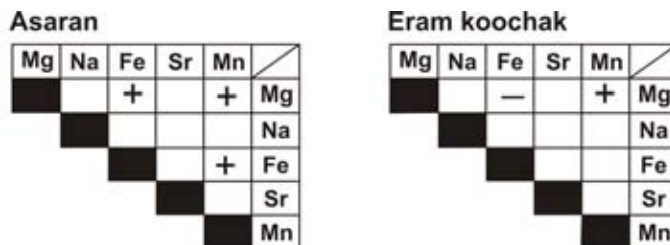
مقدار سرب و روی مشاهده شده در سنگ آهک میزبان کانه‌زایی در این کانسارها نیز بسیار کمتر از مقداری است که توانایی ایجاد کانسار را داشته باشد و یا به‌عنوان بخشی از خاستگاه احتمالی تأمین‌کننده‌ی فلز این کانسارها در نظر گرفته شود. در گستره‌ی کانسارهای جنوب و شرق شه‌میرزاد، میانگین حد زمینه‌ی سرب ۱۳۲ ppm، روی ۹۸ ppm است و خاستگاه سرب و روی در این ناحیه درون حوضه‌ای عنوان شده است [۶].

پراکندگی این عناصر در بستر کربناته کانسارهای یاد شده است (شکل ۱۰).

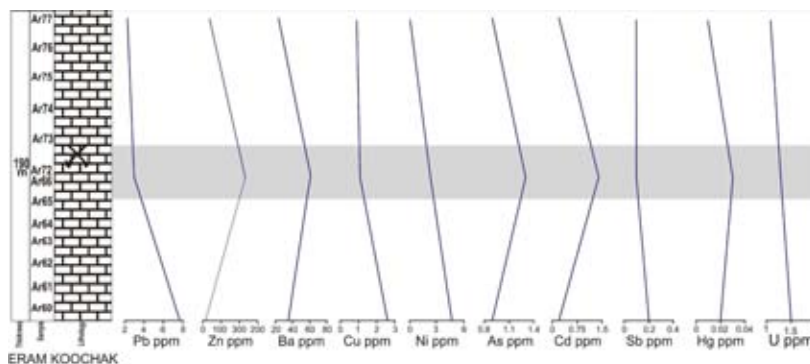
پراکندگی عناصری که در کانسارهای سرب و روی متأثر از فرآیندهای کانه‌سازی هستند نیز نشان می‌دهد که این عناصر در کانسارهای آساران و ارم کوچک نسبت به زون کانه‌دار تغییرات اندکی دارند و در اکثر موارد مقدار آنها با فاصله گرفتن از رگه‌های حاوی ماده معدنی در این کانسارها به‌طور نسبی کاهش می‌یابد (شکل ۱۱ و ۱۲).



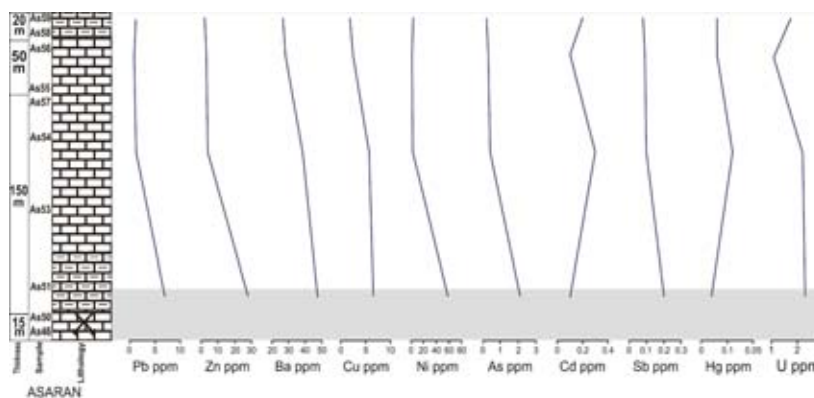
شکل ۹ تغییرات عناصر اصلی نسبت به زون کانه‌دار در برش‌های آساران و ارم کوچک. افزایش نسبی مقادیر سدیم و استرانسیم و کاهش نسبی مقادیر آهن و منگنز نسبت به زون کانه‌دار در این شکل دیده می‌شود.



شکل ۱۰ بررسی نسبت عناصر فرعی در بستر کربناتی کانسارهای آساران و ارم کوچک. عدم حضور ارتباط واضح بین روند تغییرات عناصر در این کربنات‌ها بیانگر تأثیر بسیار پایین دیانژن بر این دنباله است.



شکل ۱۱ نیمرخ ژئوشیمیایی سنگ میزبان کانسار ارم کوچک. روند تغییرات عناصر روی، باریم، آرسنیک، کادمیم و جیوه مشابه است و در زون کانه‌دار افزایش نشان می‌دهد. همچنین یک روند کاهشی نیز در مقادیر سرب، مس، نیکل، آنتیموان و اورانیوم مشاهده می‌شود.



شکل ۱۲ نیمرخ ژئوشیمیایی کانسار آساران. در این شکل مشاهده می‌شود که روند تغییرات ژئوشیمیایی غیر از کادمیم و جیوه برای دیگر عناصر، به سمت بخش‌های بالایی این برش، و با فاصله گرفتن از زون کانه‌دار، کاهش نسبی را نشان می‌دهد.

ژئوشیمی ایزوتوپی

سانتی‌گراد محاسبه شده است (شکل ۱۴) که با داده‌های به-دست آمده از معادلات تعیین دما همخوانی دارد. با توجه به اینکه ترکیب ایزوتوپ کربن کلسیت رگه‌های معدنی مشابه با سنگ میزبان کانسارهای آساران، ارم کوچک و ارم بزرگ و آهک‌های کرتاسه است، خاستگاه منشأ احتمالی این کلسیت‌ها را سنگ میزبان در نظر گرفتیم و در نتیجه دمای ۶۰ تا ۸۰ درجه سانتی‌گراد برای این کلسیت‌ها به‌دست آمد (شکل ۱۴).

با توجه به تأثیر بسیار کم دیاژنز بر این دنباله‌ی کربناته، این کاهش در $\delta^{18}O$ را می‌توان ناشی از افزایش دمای این کلسیت-ها دانست که احتمالاً به دلیل نفوذ شاره‌های کانه‌زا ایجاد شده است. همچنین روند تغییرات ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن با هیچ یک از روندهای دیاژنتیکی همخوانی ندارد.

ایزوتوپ‌های اکسیژن سنگ میزبان (جدول ۱، موقعیت نمونه‌ها در طول ستون چینه‌شناسی شکل‌های ۱۱ و ۱۲ مشخص شده است) کانسارهای آساران و ارم کوچک نسبت به کلسیت‌های دریایی کرتاسه کاهش نسبی نشان می‌دهند. در حالی که ترکیب ایزوتوپی کربن در مقایسه با کلسیت‌های همزمان، تغییرات بسیار اندکی را نشان می‌دهد (شکل ۱۳) و تأییدی بر تأثیر کم شاره‌های جوی بر این دنباله است. [۱۰] به استفاده از معادلات تعیین دما به یاری داده‌های ایزوتوپی اکسیژن، نموداری را طراحی کرده‌ایم که در این نمودار دمای دریای کرتاسه ۱۰ تا ۱۵ درجه سانتی‌گراد را نشان داده است. با استفاده از این نمودار در دنباله‌ی کرتاسه جنوب چاشم نیز دمای سنگ‌های کرتاسه میزبان کانسارهای سرب و روی ۲۹ تا ۳۰ درجه

بحث و برداشت

بررسی مقاطع نازک و صیقلی و نیز نمونه‌های دستی نشان داد که تنها کانی گالن، کانه اصلی و درونزاد در کانسارهای شمال شهمیرزاد است و اسفالریت و پیریت در مقادیر بسیار اندک دیده می‌شود. در کانسارهای جنوب و شرق شهمیرزاد نیز کانه‌ی درونزاد اصلی گالن بوده و اسفالریت، پیریت و کائولن در مقادیر کمتر دیده می‌شوند و کانه‌زایی اولیه در هر دو مجموعه کانسارها در کنترل گسل‌های با راستای شمال غربی-جنوب شرقی است.

کانی برونزاد اصلی در کانسارهای شمال شهمیرزاد سروزیت است که در درز و شکاف‌های کارستی به صورت بلورهای تیغه‌ای دیده می‌شود. در حالی که در کانسارهای جنوب و شرق شهمیرزاد مقدار و نوع کانی‌های برونزاد نسبت به کانسارهای شمال شهمیرزاد بیشتر است. شواهد سن نسبی، کانی‌شناسی بسیار ساده و مشابه در کانه‌های درونزاد و نیز پیدایش کانه‌ها در گسل‌های با راستای تقریباً یکسان در هر دو مجموعه‌ی

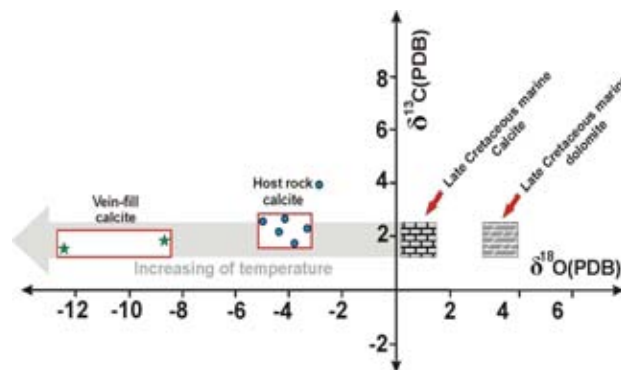
کانه‌زایی، می‌تواند بیانگر ارتباط ژنتیکی یکسان بین این دو مجموعه هنگام کانی‌سازی درونزاد باشد.

تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های برداشت شده از دو برش آساران و ارم کوچک نیز نشان داد که تغییرات سدیم، استرانسیوم، منیزیم و آهن در کربنات‌های میزبان کانه‌زایی هیچگونه روند دیاژنتیکی را نشان نمی‌دهند و پراکندگی آنها به‌طور نسبی تحت تأثیر فرایند کانه‌سازی بوده است. پراکندگی سرب، روی، باریوم، مس، نیکل، آرسنیک، کادمیم، آنتیموان، جیوه و اورانیوم، در بستر کربناتی نیز بسیار کم بوده و با فاصله گرفتن از کانسار مقدار این عناصر کاهش بسیار اندکی نشان می‌دهد. تغییرات ایزوتوپ‌های پایدار دنباله‌ی کرتاسه شمال غرب شهمیرزاد نیز نمایشگر این است، که احتمالاً مهم‌ترین عاملی که بر ترکیب ایزوتوپی سنگ میزبان تأثیر گذار بوده افزایش دمای ناشی از کانه‌سازی رگه‌های گرمایی بوده و فرایندهای دیاژنتیکی و دیگر فرایندها نقش کمی در تغییرات ترکیب ایزوتوپی بستر کربناتی کانسارهای مورد بررسی داشته‌اند.

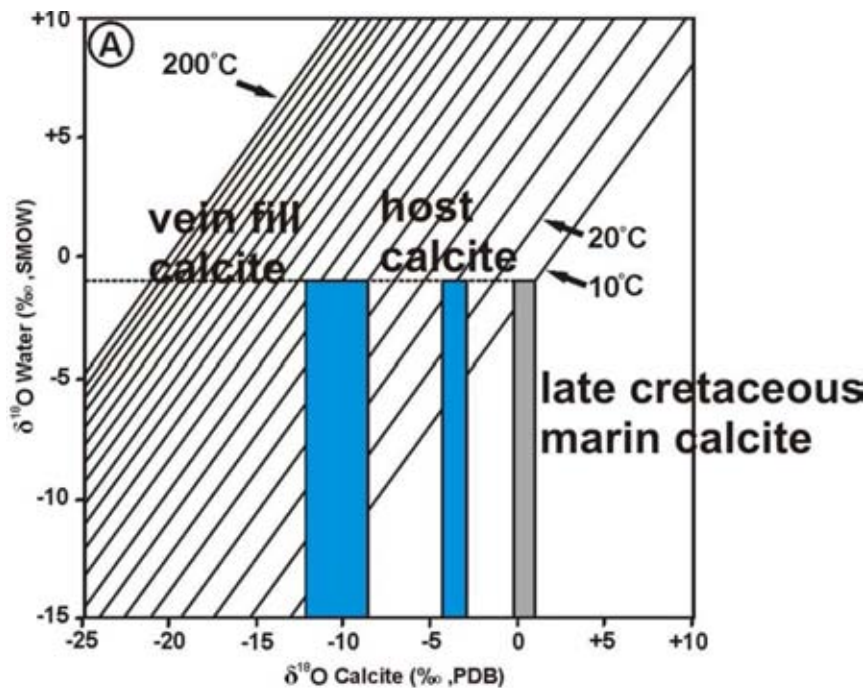
جدول ۱ نتایج تجزیه‌های ایزوتوپی کربن و اکسیژن سنگ میزبان در کانسارهای آساران و ارم کوچک.

	meter	18O PDB	13C PDB
Ar 61	0	-4.13	2.69
Ar 72	90	-4.99	2.59
Ar 77	190	-2.88	3.89

As 51	32	-4.37	2.21
As 54	137	-3.3	2.34
As 56	208		
As59	235	-3.8	1.78



شکل ۱۳ مقایسه‌ی مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ کرتاسه فوقانی میزبان کانسارهای آساران و ارم کوچک با ترکیب ایزوتوپی کلسیت‌های کرتاسه فوقانی رسم شده در شکل بر گرفته از بررسی‌های [۱۰]. چنانکه شکل نشان می‌دهد تغییرات $\delta^{13}\text{C}$ میزبان کربناتی کانسارهای مورد بررسی نسبت به کلسیت‌های همزمان بسیار ناچیز است که بیانگر تأثیر اندک شاره‌های جوی بر این دنباله است.



شکل ۱۴ تعیین دمای میزبان کربناتی و رگه‌های کلسیتی دارای ماده‌ی معدنی با استفاده از نمودار ارائه شده توسط [۱۰]. چنانکه مشاهده می‌شود، دمای میزبان کربناته کانسارهای مورد بررسی (۲۸-۳۲ درجه سانتی‌گراد)، تحت تاثیر نفوذ رگه‌های گرمایی (با دمای ۸۰-۶۰ درجه سانتی‌گراد) قرار گرفته و در حدود ۱۵ درجه سانتی‌گراد بالاتر از میانگین کلسیت‌های تهنشین شده از آب دریای کرتاسه است.

دولومیتی دیده نمی‌شود. عدم وجود رخساره‌ی مناسب و نفوذپذیر و نیز نبودن دولومیت در سنگ میزبان سبب جلوگیری از چرخش شاره‌های ثانویه درون این دنباله‌ی کربناتی شده و کانه‌سازی درونزاد به همان صورت اولیه باقی مانده و کانی‌سازی برونزاد بسیار کم شکل گرفته است. همچنین به دلیل عدم نفوذپذیری سنگ میزبان این کانسارها، پراکندگی سرب و روی و عناصر همراه فقط با زون‌های کانه‌دار در این ناحیه کنترل شده است.

در حالی‌که وجود رخساره‌های نفوذپذیر وابسته به نواحی کم عمق در دنباله‌ی کرتاسه جنوب و شرق شهمیرزاد سبب شد که پس از کانه‌سازی درونزاد، شاره‌های جوی و دیگر شاره‌ها، توانایی چرخش در این واحد نفوذپذیر را داشته باشند و از این رو چرخش این شاره‌ها سبب توزیع و تمرکز دوباره‌ی فلزات درونزاد در میزبان کربناتی شوند. بالا بودن مقدار کانه‌های

در جنوب و شرق شهمیرزاد تغییرات عناصر فرعی کربنات-های کرتاسه نشان‌دهنده‌ی تأثیر دیاژنز ناشی از شاره‌های جوی بر این دنباله است. علاوه بر این تغییرات در این ناحیه، فرایندهای زیستی، فشردگی، انحلال، سیمانی شدن و نوشکلی نیز مشاهده شده است [۴]. همچنین بررسی تغییرات عناصر متأثر از کانه‌سازی سرب و روی در این ناحیه نشان داد که از عوامل مؤثر در پراکندگی این عناصر، تغییرات رخساره‌ای و وجود رخساره‌های نفوذ پذیر در این ناحیه بوده است [۵].

بررسی رخساره‌های میزبان سه کانسار آساران، ارم کوچک و ارم بزرگ، نشان دادند که شرایط و محیط رسوبی حاکم در زمان رسوبی این دنباله‌ی کربناتی، بخش‌های نیمه عمیق تا عمیق حوضه‌ی رسوبی بوده است. در چنین محیطی مقدار میکرایت تهنشست‌های بالا بوده و زمینه سنگ‌ها را ایجاد کرده است و وجود میکرایت فراوان نفوذپذیری سنگ‌ها را کاهش داده است. همچنین در گستره‌ی این سه کانسار هیچ نوع

اسرافیلی دیزجی و جواد ربانی به دلیل ارائه‌ی نقطه نظرهای علمی در زمینه‌ی بررسی‌های رسوب‌شناسی قدردانی می‌شود.

مراجع

[۱] آدابی م. ح.، "روند تغییرات ژئوشیمیایی در سنگ‌های کربناته نزدیک به کانسار قلع"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال پنجم، شماره ۲، ۱۳۷۶، ۹۷ تا ۱۱۴.

[۲] بازرگانی گیلانی ک.، فرامرزی م. الف.، "ژئومتری، پتروگرافی و ترکیب دولومیت کرتاسه شه‌میرزاد، البرز مرکزی"، بیست چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ۱۳۸۴.

[۳] بازرگانی گیلانی ک.، فرامرزی م. ب.، "زمین‌شناسی و ژئز کانسارهای سرب و روی شمال سمنان"، بیست چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ۱۳۸۴.

[۴] بازرگانی گیلانی ک.، فرامرزی م.، "رخساره‌ها، محیط رسوبی و کانی‌شناسی کربنات‌های اولیه توالی کرتاسه کوه بشم، جنوب البرز مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، ۱۳۸۶، ۹۱ تا ۱۱۶.

[۵] فرامرزی م.، "زمین‌شناسی و ژئز کانسارهای سرب و روی با بستر کربناته، دربند-کوه بشم، شمال سمنان، البرز مرکزی"، پایان‌نامه کارشناسی، ارشد دانشگاه تهران، دانشکده زمین-شناسی، ۱۳۸۵، ۱۸۲ صفحه.

[۶] مددی م. رسا ا.، "مطالعه مکانیسم ته‌نشست سولفیدی و ارائه مدل ژنتیکی کانسار سرب رضا آباد"، بیست ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ۱۳۸۶.

[7] Allen M. B., Ghassemi M. R., Shahrabi M., Qorashi M., "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran", J. Structural Geology, 25. 2003, 659-672.

[8] Degi S., "Sedimentary facies, paleogeography, and the formation of mineral deposits in the Middle and Late Devonian", South China, Mineral. Deposita, 23, 1988, 77-85.

[9] Flugel E., "Microfacies of carbonate rocks, analysis", interpretation and application. Springer-verlag, Berlin. 2004, 976.

برونزاد در کانسارهای جنوب و شرق شه‌میرزاد نیز مؤید این مسئله است.

مشابه این فرآیند نیز الیور [۱۴] در ارتباط با کانسارهای اورانیوم گونه‌ی ناپیوستگی و نیز کانسارهای IOCG نیز گزارش کرده است.

برداشت

با توجه به شباهت‌های کانی‌شناسی معدنی و ساختاری کانسارهای شمال غربی (مجموعه کانساری ارم) و جنوب و شرقی شه‌میرزاد (مجموعه کانساری شه‌میرزاد)، می‌توان خاستگاه مشترکی را برای این دو روند کانه‌زایی در نظر گرفت. با وجود بر این مقایسه‌ی سنگ‌های میزبان کربناتی این دو مجموعه‌ی کانه‌زایی نشان داد که تأثیر کنترل کننده‌های لیتولوژیکی (میزبان کربناته) بر کانه‌سازی کانسارهای ارم بزرگ، ارم کوچک و آساران در شمال غرب شه‌میرزاد بسیار ناچیز بوده و تا حدود زیادی از چرخش شاره‌های درون سنگ میزبان جلوگیری کرده است. این امر سبب شد تا سرب و روی و عناصر دیگر همراه در بستر این کانسارها پراکندگی بسیار ضعیفی داشته باشند و کانه‌سازی برونزاد بسیار کم شکل گیرد. در حالی که در کانسارهای جنوب و شرق شه‌میرزاد، شاره‌های دیانزنی سبب تحرک مواد معدنی در سنگ میزبان کربناتی شده و علاوه بر افزایش قابل توجه سرب و روی در بستر کربناتی، کانه‌زایی برونزاد گسترده‌ای را ایجاد کرده است. چرخش این شاره‌ها بیشتر با رخساره‌های نفوذپذیر و بخش‌های دولومیتی شده در این ناحیه کنترل می‌شده است. مقایسه‌ی این دو مجموعه نشان می‌دهد که کانه‌سازی درونزاد در این ناحیه با فرایندهای دیرزاد صورت گرفته و کنترل کننده‌های ساختاری نقش اساسی در شکل‌گیری این کانسارها داشته‌اند. بستر کربناته نیز فقط در ایجاد فرایندهای برونزاد به ویژه در مجموعه‌ی کانسارهای جنوب و شرق شه‌میرزاد موثر بوده است.

قدردانی

از جناب آقای دکتر جهانبخش دانشیان برای تعیین سن نسبی، تشخیص محتوای فسیلی و شناسایی محیط رسوبی دنباله‌ی مورد بررسی، تشکر و قدردانی می‌شود. همچنین از آقایان بهروز

Interfaces during Basin-Related Mineralization, 100th Anniversary Special Paper, Vol. 101, January–February, No. 1, 2006, pp. 1–31.

[15] Vandeginste V., Swennen R., Gleeson S. A., Ellam R. M., Osadetz K., Francois R., “*Geochemical constraints on the origin of the Kiking Horse and Monarch Mississippi Valley-type lead-zinc ore deposits*”, southeast British Columbia, Canada, *Mineralium Deposita*, 42, 2007, 913-935.

[16] Winefield P. R., Nelson C. S., Hodder A. P. W., “*Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic Limestone*”, *Carbonates and Evaporites*, v. 11, 1996, p. 19-31.

[17] Wilson J. L., “*Carbonate facies in geological history*”, Springer-verlag, New York 1975 (471).

[18] Zanchi A., Berra F., Mattei M., Ghassemi M. R., Sabouri J., “*Inversion tectonics in central Alborz, Iran*”, *Journal of Structural Geology*, 2006, p. 1-15.

[10] Kirmaci M. Z., Akdag K., “*Origine of dolomite in late Cretaceous-Paleocene Limestone turbidities, Eastern Pontides, Turkey*”, *Sedimentary Geology*, 181, 2005, 39-57.

[11] Leach D. L., Sangster D. F., “*Mississippi Valley-type Lead-Zinc Deposits, Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada*”, *Special Paper 40*, 1993, p. 289-314.

[12] Leach D. L., Sangster D. F., Kelley K. D., Large R. S., Garven G., Allen C. R., Gutzmer J., Walters S., “*Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits: A Global Perspective*”, *Economic Geology*, 2005, p. 561-607.

[13] Martin J. M., Torres-Ruiz J., Fontbot L., “*Facies control of strata-bound ore deposits in carbonate rocks: The F-(Pb-Zn) deposits in the Alpine Triassic of the Alpuj Rrides*”, southern Spain *Mineral. Deposita* 22, 1987, 216-226

[14] Oliver N. H. S., McLellan J. G., Hobbs B. E., Cleverley J. S., Ord A., Feltrin L., “*Numerical Models of Extensional Deformation, Heat Transfer, and Fluid Flow across Basement Cover*