

## دولومیتی شدن اپی ژنتیک، راهنمای اکتشافی کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی با سنگ میزبان کربناته، مطالعه موردی: کانسار روی و سرب چاه تلخ (سیرجان)

عبدالکریم رضائیان\*<sup>۱</sup>، ایرج رسا<sup>۲</sup>، محمدرضا جعفری<sup>۳</sup>، علی امیری<sup>۴</sup>، خسرو خسروتهرانی<sup>۵</sup>

۱- گروه اکتشاف معدن، دانشگاه آزاد اسلامی واحد ابرکوه

۲- بخش زمین شناسی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳- گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

۴- گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد زرند

۵- گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران

(\*\*عهده دار مکاتبات - [krezaeian@yahoo.com](mailto:krezaeian@yahoo.com))

### چکیده

کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی به علت آلودگی زیست محیطی کمتر و کم بودن میزان انرژی لازم برای فرآوری نسبت به کانسارهای سولفیدی، امروزه بسیار مورد توجه قرار گرفته اند. سنگ میزبان اکثر این کانسارها سنگ‌های کربناته می‌باشد. این کانسارها به روش‌های اکتشافی ژئوفیزیکی جواب نمی‌دهند ولی با روش‌های اکتشافی ژئوشیمیایی می‌توان آن‌ها را ردیابی کرد. اکثر کارشناسان اساس اکتشاف این کانسارها را تشخیص کانی‌های غیرسولفیدی روی در صحرا می‌دانند. جهت شناسایی خصوصیات زمین‌شناسی مشترک در این کانسارها به منظور کاهش وسعت مناطق دارای پتانسیل این تیپ کانسارها، به مقایسه تعدادی از مهمترین کانسارهای روی و سرب غیر سولفیدی ایران و جهان اقدام شد. نکته قابل توجه دولومیتی شدن سنگ میزبان در اکثر این کانسارها و دولومیتی بودن در تعداد معدودی از این کانسارها بود. کانسار چاه تلخ سیرجان نیز به عنوان نمونه مورد بررسی قرار گرفت و مشخص شد که کانی‌سازی روی و سرب غیر سولفیدی با دولومیتی شدن ارتباط مستقیم دارد. با بررسی واحدهای معادل سنگ میزبان کانسار چاه تلخ (آهک‌های کرتاسه پسین) در مناطق اطراف که فاقد کانی‌سازی بودند، آثار دولومیتی شدن در آن‌ها دیده نشد.

**واژگان کلیدی:** روی و سرب غیر سولفیدی، چاه تلخ، دولومیتی شدن

### ۱- مقدمه

کانسارهای روی و سرب غیر سولفیدی گروهی از کانسارها هستند که غالباً از کانی‌های سیلیکاته و کربناته روی و سرب تشکیل شده و بیشتر از اکسیداسیون کانسارهای روی و سرب سولفیدی ایجاد می‌شوند. با پیشرفت‌های جدید در هیدرومتالورژی این کانسارها آینده اکتشافی جذابی دارند. طی قرن هیجدهم تا اوایل قرن بیستم بیشتر فلز روی مصرفی دنیا از کانسارهای غیر سولفیدی روی به دست می‌آمد. بعد از توسعه شیوه‌های مختلف فرآوری با روش فلوتاسیون در اوایل قرن بیستم و توانایی تصفیه کنسانتره اسفالریت، قسمت عمده روی از کانه‌های سولفیدی به دست می‌آید. مشکلاتی که در قرن نوزدهم و اوایل قرن بیستم در استحصال متالورژیکی روی از کانه‌های اکسیدی روی وجود داشت باعث شد که توده‌های بزرگ غیر سولفیدی روی به عنوان منابع روی فراموش شوند. پیشرفت‌های اخیر در هیدرومتالورژی مانند شستشوی اسیدی، استخراج با حلال و تکنولوژی الکتروواینینگ برای فرآوری کانه‌های غیر

سولفیدی روی باعث شد کانسارهای غیر سولفیدی روی در قرن بیست و یکم به عنوان پتانسیل مناسب و دارای جذابیت تجاری مطرح شوند (Hitzman and et al., 2003).

این کانسارها در مقایسه با کانسارهای سولفیدی آینده جذاب‌تری در صنعت دارند زیرا در مقایسه با کانسارهای سولفیدی آلودگی زیست محیطی کمتری (کم بودن سرب و گوگرد) دارند و میزان انرژی مورد نیاز برای استحصال روی از آن‌ها کمتر است، بنابراین ارزش اقتصادی بالاتری دارند (Sangster, 2003).  
با توجه به گستردگی سنگ‌های کربناته که پتانسیل میزبانی کانسارهای روی غیر سولفیدی (سوپرژن و هیپوژن) را دارند در این تحقیق سعی شده است تا با نشان دادن ارتباط کانی‌سازی روی و سرب غیرسولفیدی با دولومیتی شدن اپی ژنتیک سنگ‌های کربناته و شناسایی این مناطق، بتوان وسعت مناطق اکتشافی را کاهش داد. برای این منظور کانسار روی و سرب غیر سولفیدی چاه تلخ سیرجان جهت مطالعه موردی انتخاب شده است.

## ۲- طبقه‌بندی کانسارهای روی و سرب غیر سولفیدی

طبق گفته هیتزمن (۲۰۰۳) اولین طبقه‌بندی جامع این کانسارها توسط هیل و بازین در سال ۱۹۶۲ ارائه شده است. در این طبقه‌بندی کانسارهای روی و سرب غیر سولفیدی تحت عنوان کانسارهای اکسیدی روی به دو گروه سوپرژن و هیپوژن تقسیم شده‌اند و مجدداً کانسارهای اکسیدی سوپرژن به سه شاخه جانشینی مستقیم، جانشینی سنگ دیواره و تجمعات ساپرولیتی تقسیم شده‌اند.

لاجر (۲۰۰۱) کانسارهای روی غیرسولفیدی را به سه گروه تقسیم کرد: ۱- کانسارهای کالامین دار ۲- کانسارهای ویلمیت دار ۳- کانسارهای تیپ گوسان (Dejonghe and Boni, 2004).

هیتزمن و همکاران (۲۰۰۳) طبقه‌بندی هیل و بازین را تغییر داده و طبقه‌بندی جدیدتری را ارائه نموده‌اند: در این طبقه‌بندی کانسارهای روی غیر سولفیدی به دو گروه سوپرژن و هیپوژن تقسیم شده‌اند. کانسارهای سوپرژن به سه زیر گروه کانسارهای جانشینی مستقیم، جانشین سنگ دیواره و کانسارهای برجامانده و پرکننده کارست‌ها تقسیم شده‌اند. کانسارهای هیپوژن نیز به دو گروه کانسارهای کنترل شده ساختمانی و کانسارهای استراتیفرم تقسیم می‌شوند. تمام این کانسارها در سنگ‌های کربناته ایجاد می‌شوند هر چند کانسارهای سوپرژن ممکن است از اکسیداسیون کانسارهای دارای اسفالریت در هر نوع سنگی تشکیل شوند.

کانسارهای سوپرژن از اکسیداسیون کانسارهای سولفیددار تشکیل می‌شوند و اساساً از اسمیت زونیت و همی مورفیت تشکیل شده‌اند. کانسارهای روی غیر سولفیدی هیپوژن عمدتاً شامل سلیکات‌ها و اکسیدهای روی هستند و معمولاً کمی اسفالریت دارند (Hitzman and et al., 2003). علت تشکیل کانسارهای هیپوژن که غالباً هیدروترمال هستند احتمالاً پایین بودن فوگاسیته گوگرد و بالا بودن فوگاسیته اکسیژن می‌باشد (Dejonghe and Boni, 2004).

## ۳- اکتشاف کانسارهای روی و سرب غیر سولفیدی

برنامه‌های اکتشافی برای کانسارهای روی غیرسولفیدی سوپرژن باید ابتدا مناطق زمین‌شناسی مناسب برای تشکیل و حضور کانسارهای سولفیدی روی اولیه (با تاکید بر سنگ‌های کربناته) را اثبات کند. کانسارهای اگزالاتیو رسوبی پیریتیک و کانسارهای ماسیوسولفید و لکانوژنیک معمولاً منشأ ضعیفی برای کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی هستند ولی در صورتی که در مجاورت سنگ‌های آهکی به عنوان سد ژئوشیمیایی باشند امید بخش هستند. برای تشکیل کانسارهای غیر سولفیدی سوپرژن با اهمیت باید مقدار زیادی اسفالریت به صورت عمقی هوازده شده و آب‌های زیرزمینی غنی از روی به بیرون از توده سولفیدی مولد حرکت کرده و در سنگ‌های کربناته متمرکز شده و کانسارهای جانشینی سنگ دیواره را تشکیل دهند. هر منطقه حاوی سولفید روی با سنگ میزبان کربناته که

تحت شرایط هوازدگی یکنواخت شیمیایی در شرایط آب و هوایی نیمه خشک تا معتدل قرار گیرد و از نظر تکنیکی منطقه در حال برخاستگی باشد یا سطح آب زیرزمینی پایین باشد جهت تشکیل کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی سوپرژن مناسب است. چنین کانسارهایی به سنگ‌های کربناته میزبانی نیاز دارند که قابلیت نفوذ موضعی داشته باشند تا اجازه تمرکز آب‌های زیرزمینی غنی از روی را بدهند. کشف رخنمون کانسارهای روی سوپرژن تا حد زیادی به تشخیص کانی‌های روی سوپرژن بستگی دارد (Hitzman and et al., 2003).

این کانسارها غالباً دارای سنگ میزبان کربناته هستند و به علت غیر سولفیدی بودن کانه‌ها به روش‌های اکتشافی ژئوفیزیکی جواب نمی‌دهند. بنابراین یکی از مهمترین روش‌های اکتشافی آن‌ها، شناسایی مناطق زمین‌شناسی مناسب برای تشکیل و حضور این کانسارها و شناسایی کانی‌های روی سوپرژن روی زمین می‌باشد. اکتشافات ژئوشیمیایی برای جستجوی کانسارهای روی غیر سولفیدی مؤثر است ولی تشخیص ژئوفیزیکی مستقیم کانسارهای روی غیر سولفیدی به علت عدم حضور کانی‌های تولید کننده بازتاب‌های مغناطیسی یا الکتریکی، بسیار مشکل است ولی می‌توان از ژئوفیزیک برای شناسایی سیستم‌های کارستی و مناطق هوازدگی عمیق که میزبان کانی‌سازی هستند کمک گرفت (Hitzman and et al., 2003). به علت تشابه کانی‌های اکسیدی روی با کانی‌های کربناته سنگ میزبان، شناسایی کانی‌های اکسیدی روی نظیر همی مورفیت و اسمیت زونیت در صحرا توسط محلول Zinc Zap صورت می‌گیرد (Hitzman and et al., 2003) (شکل ۲-f) (نحوه تهیه محلول Zinc Zap در منبع (Hitzman and et al., 2003) شرح داده شده است).

#### ۴- ارتباط دولومیتی شدن با کانی سازی روی و سرب غیرسولفیدی (هیپوژن و سوپرژن)

یکی از مسائلی که در اکتشاف کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی وجود دارد گستردگی مناطق دارای پتانسیل این کانسارها می‌باشد. در صورت تشخیص مناطق دارای پتانسیل کانی‌سازی که معمولاً سنگ‌های کربناته هستند، نمی‌توانیم تمام این مناطق را به طور دقیق و جزیی اکتشاف کنیم (با توجه به اینکه اکتشاف این نوع کانسارها تا حد زیادی به تشخیص کانی‌های روی سوپرژن بستگی دارد (Hitzman and et al., 2003)). جهت شناسایی خصوصیات مشترک بین کانسارهای روی و سرب غیر سولفیدی به مقایسه شرایط تشکیل، سنگ میزبان و آلتراسیون‌های موجود در آن‌ها پرداخته شد و کانسار روی و سرب غیر سولفیدی چاه تلخ سیرجان به عنوان نمونه مورد مطالعه قرار گرفت. در این مطالعه اکثر کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی مهم دنیا (سوپرژن و هیپوژن) بررسی شد. نکته قابل توجه در مورد این کانسارها، ارتباط کانی‌سازی با دولومیتی شدن هیدروترمال در اکثر این کانسارها بود. البته استثنائاتی هم وجود دارد که دلایل آن در ادامه بحث می‌شود. سنگ میزبان چندین کانسار مهم ایران و جهان و ارتباط نوع سنگ میزبان، سن و آلتراسیون مورد بررسی قرار گرفت که خلاصه آن در جدول ۱ آورده شده است.

سنگ میزبان در کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی ایرلند (تایناق، سیلورماین، گالموی و لیشین) آهک دولومیتی شده سازند waulsortian با سن کامبرین می‌باشد. دولومیتی شدن هیدروترمال در این کانسارها ارتباط تنگاتنگی با کانی سازی دارد به طوری که دولومیت‌های سیاه رنگ به صورت جانیشینی در آهک و به عنوان سیمان برش‌ها در سازند آهکی waulsortian میزبان کانی سازی هستند (Simandl and Paradis, 2008). کانسار شایمردن (Shaimerden) در قزاقستان یک کانسار روی و سرب غیر سولفیدی سوپرژن است که در سنگ‌های رسوبی کربناته و سنگ‌های ولکانیکی با سن کربونیفر تشکیل شده است. سنگ‌های کربناته دارای آلتراسیون دولومیتی و هماتیتی هستند (Boland and et al., 2003). در کانسار upper Silesia در لهستان آهک‌های دولومیتی شده با سن کامبرین میزبان کانی‌سازی هستند. کانی‌سازی غیر سولفیدی روی به صورت استراتیفرم و عدسی شکل در تمام ستون دولومیتی کانه‌دار دیده می‌شود (Coppola and et al., 2007). منطقه ایگلیزا (Iglesia) در ساردینیای ایتالیا گروهی از کانسارهای روی و سرب غیر سولفیدی وجود دارد که سنگ میزبان این کانسارها کربنات‌های کامبرین

می‌باشد و تحت تأثیر دولومیتی شدن هیدروترمال قوی با سن احتمالی پرمین قرار گرفته‌اند (Boni and et al., 2005). معدن روی و سرب غیر سولفیدی سوپرژن پادنگ (Padeng) در تایلند با حدود پنج میلیون تن ذخیره با عیار ۲۹٪ روی از سال ۱۹۸۴ شروع به کار کرده است. سنگ میزبان این کانسار دولومیت، ماسه سنگ دولومیتی هوازده و دولوستون ماسه‌ای از سازند Doi Yot با سن ژوراسیک می‌باشد. دولومیت‌های هیدروترمال در محدوده معدن گسترش زیادی دارند (Reynolds and et al., 2003). کمر بند کوتنای (Kootenay) به طول ۴۰۰ کیلومتر در جنوب شرق بریتیش کلمبیا در امتداد مرز کانادا و آمریکا از سنگ‌های دگرگونی و تغییر شکل یافته تشکیل شده و میزبان یک سری از کانسارهای روی و سرب غیر سولفیدی سوپرژن می‌باشد. سنگ میزبان مرمرهای دولومیتی و کلسیتی می‌باشد و شیبست به صورت بین لایه‌ای با مرمر دیده می‌شود. در اکثر کانسارهای جنوب کمر بند کوتنای، زون‌های کانی‌سازی به وسیله مجموعه‌های دولومیتی درون واحد آهکی احاطه شده‌اند (Sangster, 2003). کانسار اسکورپیون (Skorpion) در جنوب نامیبیا در سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی دگرگون شده تشکیل شده است. این واحدها شامل متاولکانیک‌های فلسیک و مافیک و سنگ‌های سیلیسی کلاستیک می‌باشد (Borg and et al., 2003). کانسار اکچا (Accha) در پرو در سنگ‌های کربناته کرتاسه در مجاورت باتولیت Apurimac تشکیل شده است. در این کانسار که در ارتفاعات آند قرار دارد، دوولومیتی شدن گزارش نشده است (Boni and et al., 2009). کانسار مهدی آباد در جنوب یزد در سنگ‌های آهکی دولومیتی شده و دولومیت‌های کرتاسه تشکیل شده است. دگرسانی دولومیتی و انکریتی باعث ایجاد فضای لازم جهت کانی‌سازی شده است و به علت همراهی این دگرسانی‌ها با کانی‌سازی می‌توان جهت استفاده به عنوان راهنمای پی جویی استفاده نمود (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۷). همان‌طور که در جدول ۱ دیده می‌شود در کانسارهای روی و سرب غیر سولفیدی هیپوژن نیز غالباً سنگ میزبان، سنگ‌های کربناته دولومیتی شده یا دولومیت می‌باشد.

البته سه مورد استثناء در این کانسارها دیده می‌شود که اولین مورد آن کانسار اسکورپیون در نامیبیا می‌باشد که سنگ میزبان کانی‌سازی، سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی و متاولکانیک‌های مافیک و فلسیک و سنگ‌های سیلیسی کلاستیک بوده و سنگ کربناته‌ای برای دولومیتی شدن وجود نداشته است و هوازده‌گی کانه‌های سولفیدی را به کانه‌های غیر سولفیدی تبدیل کرده است. مورد دوم کانسار اکچا در پرو است که در سنگ‌های کربناته در مجاورت یک باتولیت در ارتفاعات آند تشکیل شده است. مورد سوم کانسار فرانکلین (Johnson and Skinner, 2003) در آمریکا است که در واقع یک کانسار آهن غنی از روی است و به مدت طولانی از سنگ آهن آن جهت تولید سیمان استفاده شده است. این کانسار در سنگ‌های دگرگونی هوازده تشکیل شده است. کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی با سنگ میزبان کربناته سوپرژن به میزان قابل توجهی با سنگ میزبان کربناته دولومیتی شده ارتباط دارند. کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی هیپوژن نیز غالباً در دولومیت‌ها و سنگ‌های کربناته دولومیتی شده تشکیل می‌شوند. بنابراین می‌توان از آلتراسیون‌های دولومیتی و دولومیت‌ها به عنوان یک راهنمای اکتشافی استفاده کرد. جهت شناسایی مناطق دولومیتی می‌توان از نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای استفاده نمود. واحدهای دولومیتی و دولومیتی شده در اکثر نقشه‌های زمین‌شناسی مشخص شده‌اند. با توجه به تفاوت میزان جذب و انعکاس امواج الکترومغناطیس بین دولومیت و کانی‌های دیگر می‌توان از داده‌های ماهواره‌ای جهت شناسایی آن‌ها استفاده کرد (کریم پور، ۱۳۸۴) و در نتیجه این مناطق را به عنوان مناطق امید بخش این کانسارها را معرفی کرد.

از نظر زمانی نیز همانطور که در جدول ۱ دیده می‌شود، سنگ میزبان این کانسارها متعلق به دوره کرتاسه و قبل از آن می‌باشد و هیچ یک از این کانسارها دارای سنگ میزبان ترشیری نمی‌باشند. این موضوع نشان می‌دهد که سنگ‌های ترشیری دارای پتانسیل چندانی برای این کانسارها نیستند. علت آن احتمالاً این است که زمان کافی برای هوازده‌گی کانسارهای سولفیدی موجود در این سنگ‌ها وجود نداشته است.

جدول ۱: کانسارهای روی و سرب غیر سولفیدی مهم دنیا و نوع و سن سنگ میزبان آن‌ها

نام کانسار	سنگ میزبان	سن سنگ میزبان	نوع کانسار
تایناق (ایرلند) [۲۳]	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
سیلورماین (ایرلند) [۲۳]	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
گالموی (ایرلند) [۷]	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
لیشین (ایرلند) [۲۳]	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
شایمردن (فزاقتان) [۸]	سنگ های رسوبی، کربناته و ولکانیکی دارای آلتراسیون دولومیتی	کربونیفر	سوپرژن
سیلزیبا (لهستان) [۱۳]	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
ساردینیا (ایتالیا) [۹]	آهک و دولومیت هیدروترمال هوازده	کامبرین	سوپرژن
پادنگ (تایلند) [۲۰]	دولومیت و ماسه سنگ دولومیتی هوازده	ژوراسیک	سوپرژن
کوتنای (بریتیش کلمبیا) [۲۲]	مرمر دولومیتی شده	کامبرین زیرین	سوپرژن
اسکورپیون (نامیبیا) [۱۲]	سنگ های رسوبی - آتشفشانی و متاولکانیک های مافیک و فلسیک و سنگ های سیلیسی کلاستیک	نئوپروتروزوئیک (سن ۷۵۰ میلیون سال)	سوپرژن
اکچا (پرو) [۱۱]	آهک در مجاورت باتولیت Aquirumac	کرتاسه	سوپرژن
کانسار های بلژیک [۱۴]	آهک دولومیتی شده	کامبرین، اردووسین و کربونیفر و پرمین	سوپرژن
چاه تلخ (سیرجان)	آهک های دولومیتی شده	کرتاسه پسین	سوپرژن
مهدی آباد [۵]	آهک دولومیتی و دولومیت	کرتاسه	سوپرژن
تاجکوه (کوهبنان) [۱]	آهک دولومیتی شده		سوپرژن
گوجر (کوهبنان) [۱]	آهک دولومیتی شده		سوپرژن
احمد آباد (بهاباد) [۳]	دولومیت و آهک (سازند شتری)	تریاس میانی	سوپرژن
گیچر کوه (کوهبنان) [۱]	آهک دولومیتی شده	کرتاسه زیرین	سوپرژن
انگوران [۱۰]	مرمر کمی دولومیتی شده به همراه یک کمپلکس دگرگونی شامل آمفیبولیت، سرپانتینیت، گنایس و شیست و ...	کامبرین	سوپرژن
بلتان (استرالیا) [۱۶]	واحد آهکی و دولومیتی وودندینا	کامبرین تحتانی	هیپوژن
وازانته (برزیل) [۱۹]	سکانس کربناته دولومیتی شده	نئوپروتروزوئیک (۶۰۰ میلیون سال)	هیپوژن
رلیانس (استرالیا) [۱۵]	دولومیت	پروتروزوئیک پسین	هیپوژن
فرانکلین (امریکا) [۱۸]	مرمر، گنایس و کوارتزیت	مزوپروتروزوئیک	هیپوژن
برگاکاس (نامیبیا) [۱۲]	دولومیت	نئوپروتروزوئیک	هیپوژن
ابناب (نامیبیا) [۱۲]	آهک و دولومیت	پروتروزوئیک	هیپوژن
آرونا (استرالیا) [۱۶]	آهک و دولومیت	کامبرین	هیپوژن
مولولو (استرالیا) [۱۶]	آهک و دولومیت	کامبرین	هیپوژن
آریستوتل (استرالیا) [۱۶]	آهک و دولومیت	کامبرین	هیپوژن

### ۵- دولومیتی شدن در کانسار روی و سرب غیر سولفیدی چاه تلخ (سیرجان)

این کانسار در فاصله ۴۵ کیلومتری جنوب غرب شهر سیرجان و در فاصله ۱۵ کیلومتری شرق معدن آهن گل گهر واقع شده است. زمان شروع فعالیت آن مشخص نیست ولی آخرین فعالیت آن از سال ۱۳۳۷ شروع شده که تا سال ۱۳۵۱ ادامه داشته است و در حال حاضر متروکه است و علت تعطیلی آن مشخص نیست. این کانسار در ایالت

ساختاری سنندج- سیرجان واقع شده است و روند کلی عناصر ساختاری در این کانسار از زون سنندج- سیرجان (شمال غرب- جنوب شرق) پیروی می کند.

### ۵-۱- چینه شناسی کانسار روی و سرب چاه تلخ

قدیمی ترین سنگ های منطقه سنگ های کربناته دولومیتی پرمین (Pd) می باشند (شکل ۱) که به شدت کریستالیزه بوده و شیب و امتداد آن ها مشخص نیست و حالت توده ای دارند. در زیر این سنگ ها ماسه سنگ ها و کنگلومرای پرمین (Pc) قرار دارد. سنگ های کربناته کرتاسه پسین با مرز گسله در کنار سنگ های پرمین قرار گرفته اند.

سنگ های کربناته کرتاسه پسین (سنومانین) با فسیل اربیتولین تشکیل دهنده ناودیس چاه تلخ هستند. این رسوبات بر اساس میزان دولومیتی بودن و همچنین مقدار مارن و خصوصیات ظاهری (میزان فرسایش و ضخامت) تفکیک شده اند. واحدهای تفکیک شده از نظر فسیل شناسی تفاوت چندانی با یکدیگر ندارند. این واحدها از پایین به بالا عبارتند از:

**Kc:** رخنمون کوچکی از این واحد در بخش جنوب غربی ناودیس چاه تلخ دیده می شود که به صورت گسله در مجاورت واحد Kld1 قرار گرفته است. ضخامت این واحد در رخنمون ۳ تا ۵ متر می باشد. این کنگلومرا متوسط تا ریز دانه بوده و به سمت بالا ریز دانه تر می شود و حالت پیشروی دریا و تبدیل تدریجی کنگلومرا به آهک های کرتاسه را نشان می دهد.

**Kld1:** واحد آهک دولومیتی زیرین (شکل a2) که از آهک های ضخیم لایه تشکیل شده و در بعضی بخش ها میزبان کانی سازی هستند. ضخامت این واحد حدود ۱۳۰ متر و رنگ آن خاکستری تا کرم و گاهی صورتی است. در بخش های فوقانی این واحد در زون های برشی آثار کانی سازی (شکل e2) روی و سرب غیر سولفیدی دیده می شود. وجود فسیل اربیتولین در این واحد سن آن را سنومانین تعیین می کند.

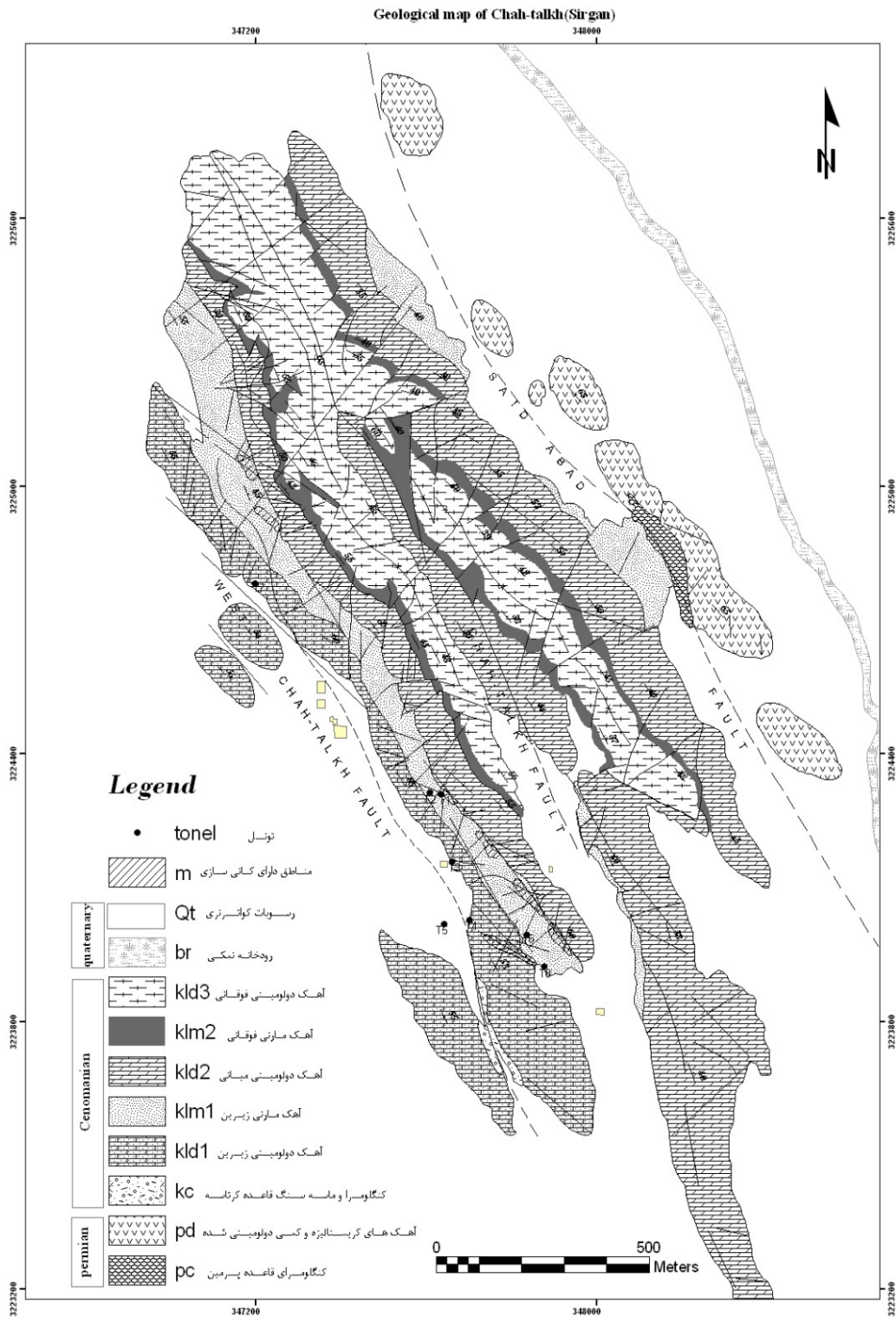
**Klm1:** واحد آهک مارنی زیرین: همانطور که در نقشه زمین شناسی (شکل ۱) دیده می شود این واحد میزبان اصلی کانی سازی می باشد (شکل b2) و از آهک های خاکستری رنگ با ضخامت حداکثر ۱۰۰ متر تشکیل شده است. در این واحد هم فسیل اربیتولین دیده می شود. وجود مارن در این واحد باعث شده است که فرسایش بیشتری را نسبت به واحدهای زیرین و بالایی خود تحمل کرده و توپوگرافی ملایم تری داشته باشد. این واحد نیز در بعضی بخش ها دولومیتی شده است (شکل c2).

**Kld2:** واحد آهک دولومیتی میانی: این واحد از آهک های دولومیتی خاکستری رنگ تا کرم رنگ تشکیل شده که شباهت زیادی با واحد Kld1 دارد (شکل d2). این واحد فاقد کانی سازی است.

**Klm2:** واحد آهک مارنی فوقانی: ضخامت این واحد حدود ۶۰ متر است و شباهت زیادی با واحد Klm1 دارد. این واحد فاقد کانی سازی مشخص می باشد.

**Kld3:** واحد آهک دولومیتی فوقانی: این واحد بیشترین ضخامت را در منطقه چاه تلخ دارد. ضخامت آن بیش از ۲۷۰ متر می باشد و در بالاترین بخش ستون چینه شناسی این منطقه قرار دارد. این واحد که از آهک های دولومیتی شده کرم تا خاکستری روشن تشکیل شده فاقد کانی سازی می باشد.

در مقاطع میکروسکوپی واحدهای فوق شباهت زیادی با یکدیگر دارند و اکثرا بیومیکرایت هستند که فسیل اربیتولین فسیل شاخص آن هاست و در اکثر مقاطع دولومیتی شدن ثانویه دیده می شود.

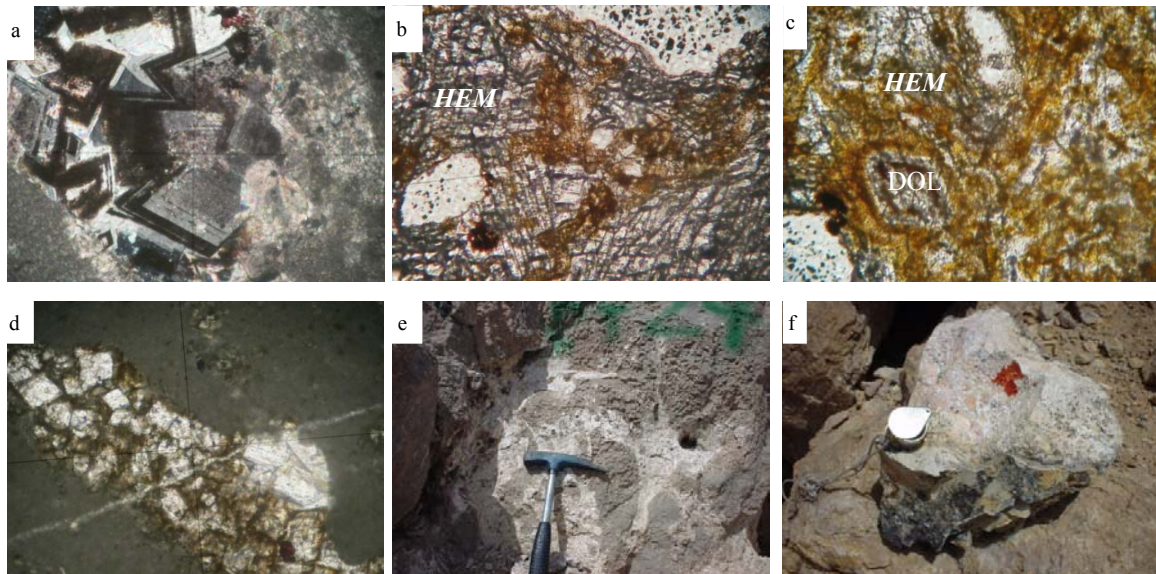


شکل ۱: نقشه زمین شناسی ۱/۵۰۰۰ منطقه چاه تلخ (سیرجان) (نقشه اصلاح شده (تهران پادیرف ۱۳۶۹))

### ۵-۲- زمین شناسی ساختمانی منطقه

سنگ‌های این منطقه در مجموع ساختار ناودیسسی دارند که گسل‌های اصلی و فرعی باعث جابجایی و تکرار واحدها شده‌اند (شکل ۱).





شکل ۲: a: بلورهای درشت دولومیت اپی ژنتیک در زمینه میکرایتی (واحد Kld1) (۲۰ برابر)؛ b: کانه همی مورفیت با آغستگی اکسیدهای آهن که احتمالاً ناشی از وجود پیریت زیاد در کانسنگ سولفیدی اولیه است (۲۰ برابر)؛ c: بلور دولومیت هوازده در زمینه همی مورفیت و اکسیدهای آهن (واحد Klm1) (۲۰ برابر)؛ d: دولومیتی شدن در امتداد شکستگی ها در زمینه میکرایتی واحد Kld2 (۲۰ برابر)؛ e: رگه‌های کالامین در سنگ آهک دولومیتی شده واحد kld1؛ f: شناسایی کانی‌های اکسیدی روی به وسیله محلول Zinc Zap در کار صحرایی (این کانی‌ها تحت تأثیر این محلول رنگ قرمز ایجاد می‌کنند)

گسل‌های چاه تلخ و سعیدآباد گسل‌های اصلی منطقه هستند. گسل سعیدآباد در شرق ناودیس چاه تلخ قرار دارد و راستای آن N30W می‌باشد و هیچگونه آثار کانی‌سازی در اطراف آن دیده نمی‌شود و به نظر می‌رسد نقشی در کانی‌سازی ندارد. گسل اصلی چاه تلخ تقریباً از محور ناودیس چاه تلخ می‌گذرد و دارای راستای N20W می‌باشد و شیب آن ۸۰ درجه به سمت شرق است. فعالیت این گسل باعث تکرار واحدها و همبری واحدهای مختلف شده است. در امتداد این گسل نیز آثار کانی‌سازی دیده نمی‌شود. گسل غربی چاه تلخ دارای راستای N35W است. فعالیت این گسل باعث تکرار واحد Kld1 و رخنمون واحد کنگلومرایبی قاعده کرتاسه (KC) در مجاورت kld1 شده است. اکثر گسل‌های فرعی هم راستا با گسل‌های اصلی هستند و راستای شمال غرب- جنوب شرق دارند و بعضی از گسل‌های فرعی عمود بر گسل‌های اصلی هستند. اکثر درزه‌ها نیز دارای راستای شمال غرب- جنوب شرق می‌باشند.

### ۵-۳- کانی‌سازی در کانسار چاه تلخ

کانی‌سازی غیر سولفیدی سوپرژن در کانسار چاه تلخ شامل کانه‌های اسمیت زونیت، هیدروزینکیت، همی مورفیت و سروزیت می‌باشد. کانی‌سازی سولفیدی شامل پیریت، اسفالریت و گالن می‌باشد که به صورت بسیار ریز و پراکنده در زمینه کانسنگ غیرسولفیدی پراکنده می‌باشد. کانی‌های سولفیدی، باقیمانده‌های کانسنگ سولفیدی اولیه هستند که در اثر هوازگی به کانی‌های غیرسولفیدی تبدیل شده‌اند.

کانی‌سازی به صورت رگه‌ای است و از سیستم شکستگی‌های غالب منطقه پیروی می‌کند. به علت هم راستا بودن رگه‌ها با لایه‌بندی در ابتدا شبیه استراتیفرم بودن را برای این کانسار ایجاد می‌کند ولی با بررسی دقیق‌تر متوجه می‌شویم فعالیت گسل‌ها به موازات امتداد لایه‌بندی (شمال غرب- جنوب شرق) صورت گرفته و رگه‌های اصلی در امتداد این گسل‌ها و شکستگی‌ها تشکیل شده‌اند. رگه زیرین بین واحدهای Kld1 و Klm1 تشکیل شده و ضخامت آن بین ۱/۵ تا ۲/۵ متر و طول آن حدود ۴۰ متر می‌باشد که در بعضی نقاط قطع شدگی دارد. رگه میانی در واحد



K1m1 قرار دارد و طول آن حدود ۵۰ متر و ضخامت آن ۲ متر می‌باشد. امتداد آن N45W می‌باشد. رگه بالایی که بزرگترین رگه در این کانسار بوده و بیشترین مقدار کانی‌سازی را دارد، با طول حدود ۸۵۰ متر و ضخامت ۱ تا ۲/۵ متر بین واحدهای K1m1 و K1d2 قرار دارد. امتداد این رگه N40W و شیب آن به سمت شمال شرق می‌باشد. بیشترین کانی‌سازی در امتداد درزه‌های شمال غرب-جنوب شرق تشکیل شده است.

کانی‌سازی فقط در یال غربی ناودیس چاه تلخ تشکیل شده و در یال شرقی هیچگونه آثار کانی‌سازی دیده نمی‌شود. به نظر می‌رسد کانی‌سازی به وسیله گسل چاه تلخ در شرق و گسل غربی چاه تلخ در غرب محدود شده باشد. با حفاری‌های اخیر که توسط شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران در این کانسار صورت گرفته است، وجود کانی‌سازی تا عمق ۹۰ متری در زیر رسوبات آبرفتی دره شرق معدن محرز شده است. میزان ذخیره این کانسار توسط سبزه‌ای و افروز (۱۳۶۸) حدود ۷۲۰ هزار تن برآورد شده است.

همانطور که ذکر شد میزان کانی‌سازی واحدهای K1m1 و K1d1 هستند. واحد K1d1 آهک دولومیتی شده است و واحد K1m1 واحد آهک مارنی است که تا حدی دولومیتی شده است. با مطالعه آهک‌های کرتاسه پسین در مناطق دور از کانسار چاه تلخ مشخص شد که دولومیتی شدن در آن‌ها صورت نگرفته است. نزدیک‌ترین محل به کانسار که این آهک‌ها رخمون دارند، در فاصله ۷ کیلومتری شمال کانسار چاه تلخ و در فاصله ۲ کیلومتری جاده کرمان - شیراز می‌باشد که هیچگونه اثری از دولومیت در این محل دیده نمی‌شود. در مقاطع نازک تهیه شده از کانسار چاه تلخ ارتباط کانی‌سازی با دولومیتی شدن به وضوح مشخص است.

## ۶- نتیجه‌گیری

- ۱- با مقایسه سنگ میزبان کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی (سوپرژن و هیپوژن) با سنگ میزبان کربناته مشخص شد که اکثر این کانسارها با دولومیتی شدن اپی ژنتیک ارتباط دارند. در بعضی از این کانسارها هم سنگ میزبان، واحدهای دولومیتی هستند.
- ۲- در کانسار روی و سرب چاه تلخ سیرجان نیز سنگ میزبان واحدهای کربناته دولومیتی شده می‌باشد و کانی‌سازی ارتباط تنگاتنگی با دولومیتی شدن دارد.
- ۳- در کانسار چاه تلخ کانی‌سازی غیر سولفیدی و دولومیتی شدن اپی ژنتیک با سیستم شکستگی‌ها مرتبط می‌باشد و بیشترین میزان دولومیتی شدن در اطراف شکستگی‌ها می‌باشد.
- ۴- با توجه به محدودتر بودن وسعت و پراکندگی واحدهای کربناته دولومیتی شده نسبت به کل واحدهای کربناته، می‌توان از دولومیتی شدن اپی ژنتیک واحدهای کربناته به عنوان یک راهنمای اکتشافی در جهت کاهش وسعت مناطق دارای پتانسیل این کانسارها استفاده کرد.
- ۵- سنگ میزبان در اکثر کانسارهای روی و سرب غیر سولفیدی هیپوژن نیز دولومیت و واحدهای آهکی دولومیتی شده می‌باشد ولی با توجه به عدم پیدایش این تیپ کانسارها در ایران تاکنون، احتمال اکتشاف آن‌ها در ایران پایین است.
- ۶- دولومیتی شدن در کانسارهای سوپرژن ممکن است در زمان تشکیل کانسار سولفیدی اولیه صورت گرفته باشد.
- ۷- با توجه به عدم یا نادر بودن پیدایش کانسارهای روی و سرب غیر سولفیدی در سنگ‌های سنوزوئیک، به نظر می‌رسد این سنگ‌ها پتانسیل کمی جهت میزبانی این تیپ کانسارها دارند.

## ۷- منابع

۱. امیری، ع. و رسا، ا.، ۱۳۸۵، بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی کانسارهای استراتاباند غیرسولفیدی روی و سرب در ناحیه کوهبنان-بهباد، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان، سال دوم، شماره اول، ۹ صفحه.

۲. تهران پادیر (شرکت)، ۱۳۶۹، گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱/۵۰۰۰ چاه تلخ سیرجان، کتابخانه سازمان زمین‌شناسی کشور، منتشر نشده.
۳. جوانشیر، ع؛ راستاد، ا. و ربانی، ا.، ۱۳۸۸، رخساره‌های کانه دار روی - سرب (مولیبیدن) احمدآباد، شمال خاور بافق و مقایسه آن با کانسار بلایبیرگ در آلپ، نشریه علوم زمین، شماره ۷۱: صفحه ۶۹-۸۰.
۴. سبزه‌ای، م. و افروز، ع.، ۱۳۶۸، کالبد زمین‌شناختی کانسار سرب و روی چاه تلخ (سعید آباد سیرجان) و ارائه برنامه اکتشاف نیمه تفصیلی و تفصیلی آن، گزارش سازمان زمین‌شناسی، منتشر نشده.
۵. قاسمی، م؛ مؤمن‌زاده، م؛ یعقوب‌پور، ع. و میرشکرایبی، ا.، ۱۳۸۷، بررسی بافتی و کانی‌شناسی کانسار روی-سرب مهدی آباد یزد-ایران مرکزی، مجله بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران، سال شانزدهم، شماره ۳: صفحه ۳۸۹-۴۰۴.
۶. کریم‌پور، ۱۳۸۴، اکتشاف ذخایر معدنی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۶۳۲ صفحه.
7. Balassone, G.; Rossi, M.; Boni, M.; Stanley, G. and McDermott, P., 2008, Mineralogical and geochemical characterization of nonsulfide Zn-Pb mineralization at Silvermines and Galmoy (Irish Midlands), *Ore Geology Reviews* 33:168-186.
8. Boland, M.B.; Kelly, J.G and Schaffalitzky, C., 2003, The Shaimerden Supergene Zinc Deposit, Kazakhstan: A Preliminary Examination. *Economic Geology*, 98: 786-795.
9. Boni, M.; Dinarès-Turell, J. and Sagnotti, L., 2005, Paleomagnetic dating of non-sulfide Zn-Pb ores in SW Sardinia (Italy): a first attempt, *Annals of geophysics*, vol. 48, n. 2:301-312
10. Boni, M.; Gilg, A.; Balassone, G.; Schneider, J.; Allen, C. and Moore, F., 2007, Hypogene Zn carbonate ores in the Angouran deposit, NW Iran, Springer-Verlag 2007, 22pp.
11. Boni, M., P.R.; Rudolph De Wet, J.; Singleton, J.; Balassone, G. and Mondillo, N., 2009, Mineralogical signature of nonsulfide zinc ores at Accha (Peru): A key for recovery, *International Journal of Mineral Processing*, vol.93:267-277.
12. Borg, G.; Kerner, K.; Buxton, M.; Armstrong, R. and Merve, S., 2003, Geology of the Skorpion Supergene zinc Deposit, Southern Namibia, *Econ.Geol.* Vol.98(4):749-771.
13. Coppola, V.; Boni, M.; Gilg, H.A and Strzelska, B., 2007, Non-sulphide zinc deposits in Upper Silesia, Southern Poland, *Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting, Dublin*, 1401-1404.
14. Dejonghe, L. and Boni, M., 2004, THE "Calamine-Type Zinc-Lead Deposits in Belgium and west Germany: A product of Mesozoic Palaeoweathering Processes, *Geologica Belgica*, 8/3: 3-14.
15. Emselle, N.; McPhail, D.C and Welch, S.A., 2005, Reliance, Flinders Ranges: Mineralogy, Geochemistry and Zinc Dispersion around a Nonsulfide Orebody, *Regolith 2005 - Ten Years of CRC LEME 86*, 5 pp.
16. Groves, J.M.; Carman, C. and Dunlap, W.J., 2003. Geology of the Beltana Willemite Deposit, Flinders Ranges, South Australia. *Economic Geology*, 98: 797-818.
17. Hitzman, M.W.; Reynolds, N.A.; Sangster, D.F.; Allen, C.R. and Carman, C.E., 2003, "Classification, genesis, and exploration guides for nonsulfide zinc deposits", *Econ.Geol.*, Vol. 98 (4): 684-714.
18. Johnson, C. and Skinner, B., 2003, Geochemistry of the Furnace Magnetite Bed, Franklin, New Jersey, and the Relationship Stratiform Iron Oxide Ores and Stratiform Zinc Oxide-Silicate Ores in the New Jersey Highlands, *Econ.Geol.* Vol.98(4):837-854.
19. Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Bello, R.M.S.; Juliani, C.; Tassinari, C.C.G.; Oliveira, T.F. and Pérez-Aguillar, A., 2001, Sulfur, Carbon, Oxygen and Strontium Isotopic Evidences for the Genesis of the Hydrothermal Zinc Non-sulfide and Sulfide Mineralizations in the Vazante, Ambrosia and Fagundes Deposits, MG, Brazil, IV South American Symposium on Isotope Geology, 4pp
20. Reynolds, N.; Chisnall, T.; Kaewsang, K.; Keesaeyabutr, C. and Taksavas, T., 2003, The Padaeng Supergene Nonsulfide Zinc Deposit, *Economic Geology*, 98: 773-785.
21. Sangster, D.F., 2003, A Special Issue Devoted to Nonsulfide Zinc Deposits: A New look Preface, , *Economic Geology*, 98: pp683-684.
22. Simandl, G.J. and Paradis, S., 2008, Carbonate-Hosted, Nonsulphide, Zinc-Lead Deposits in the Southern Kootenay Arc, British Columbia (NTS 082F/03), *Geological Fieldwork*, 13pp.
23. Wilkinson, J.J.; Eyre, S.L. and Boyce, A.J., 2005, Ore-Forming Processes in Irish-Type Carbonate-Hosted Zn-Pb Deposits: Evidence from Mineralogy, chemistry, and Isotopic Composition of Sulfides at the Lisheen Mine, *Econ.Geol.*, Vol. 100: 63-86.