

کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS) نوده، نمونه‌ای از کانسارهای نوع بشی (Besshi-type)، جنوب باختر سبزوار

سجاد مغفوری^۱، ابراهیم راستاد^۲، فردین موسیوند^۳ و یه‌لین^۴

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، تهران، ایران

^۲ دانشیار، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، تهران، ایران

^۳ استادیار، دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین، شاهرود، ایران

^۴ استاد، دانشگاه کیوچو، آزمایشگاه ژئوشیمی، چین

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۴/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۲۳

چکیده

کانسار مس- روی نوده و اندیس‌های فریزی، گراب، چون و کلاته لالا (نیران) در جنوب باختر سبزوار در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین، در یک محیط کافتی (ریفی) تشکیل شده‌اند. سنگ میزبان کانسار مس- روی نوده شامل گدازه آلکالی الیون بازالت و ماسه سنگ سیلتی توفی بوده و سنگ میزبان اندیس‌های معدنی فریزی و گراب آندزیت و سنگ میزبان کلاته لالا و اندیس چون، ماسه سنگ‌های سیلتی توفی هستند. کانه‌زایی سولفیدی در کانسار نوده و اندیس‌های معدنی در ۳ افق، به شکل صفحه‌ای کشیده رخ داده است. بر اساس ماهیت کانه‌زایی سولفیدی، بافت و کانی‌شناسی سولفیدها، می‌توان ۳ رخساره کانه‌دار را در کانسار نوده از هم متمایز نمود. که عبارتند از: الف) رخساره رگه- رگچه‌ای (Stringer zone): این رخساره شامل رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی و سولفیدی است که به صورت قطع کننده لایه‌بندی سنگ میزبان در بخش زیرین رخساره کانسنگ توده‌ای تشکیل شده است. بافت‌های رگه- رگچه‌ای و جانشینی سولفیدها سیمای اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند. ب) رخساره کانسنگ توده‌ای که بخش ستر، پرعیار و توده‌ای کانسار را تشکیل می‌دهد، ماهیتی ناهمگون و تقریباً چینه کران دارد که فقط محدود به گدازه آلکالی الیون بازالت است و ج) رخساره کانسنگ لایه‌ای که با سیمای لایه‌ای و نواری و عیار پایین ماده معدنی قابل تشخیص است. سنگ دربرگیرنده این رخساره کانه‌دار ماسه سنگ‌های سیلتی توفی است. این رخساره به صورت سولفیدهای لامینه و نواری هم‌روند با لایه‌بندی سنگ میزبان و به صورت چینه‌سان در بخش خاوری کانسار تشکیل شده است. کانی‌های تشکیل دهنده کانسار نوده شامل کالکوپریت، پیریت، بورنیت، اسفالریت، مگنتیت و بولائزیت می‌باشد دگرسانی‌های سنگ دیواره به طور عمده دگرسانی‌های سیلیسی، کلریتی، اپیدوتی و سربستی را شامل می‌شوند. با توجه به ویژگی‌های اساسی کانه‌زایی کانسار نوده، از جمله محیط زمین‌ساختی، سنگ دربرگیرنده، کانی‌شناسی، محتوای فلزی و دگرسانی آن و مقایسه این ویژگی‌ها با ویژگی‌های اساسی ذخایر مس سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (تیپ VMS)، می‌توان کانسار مس- روی نوده را به عنوان نمونه‌ای از کانسارهای VMS تیپ پلتیک- مافیک (Pelitic Mafic) یا تیپ بشی (Besshi Type)، در ایران معرفی نمود.

کلید واژه‌ها: کانسار مس- روی نوده، کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد، نوع بشی، رخساره‌های رگه- رگچه‌ای، توده‌ای و لایه‌ای، پهنه سبزوار.

E-mail: rastad@modares.ac.ir

*نویسنده مسئول: ابراهیم راستاد

۱- پیش‌گفتار

مطالعاتی که در چند سال اخیر توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، و همچنین پژوهشگران دانشگاهی در پهنه سبزوار صورت گرفته است، به شناسایی رخداد‌های متنوعی از کانه‌زایی فلزات پایه به ویژه مس در این ناحیه انجامیده است. از جمله این کانی‌زایی‌ها می‌توان به کانسار سولفید توده‌ای پلی متال تکتار (شفارودی و همکاران، ۱۳۸۳)، کانسار سولفید توده‌ای غنی از آهن کبودان (مهاری و همکاران، ۱۳۹۰)، کانسار مس- طلای پورفری هلاک آباد (پناهی شهری و همکاران، ۱۳۸۹)، اندیس‌های مس رسوبی منطقه ششتمد (سپهری راد، ۱۳۸۸)، اندیس‌های مس در داخل افیولیت‌های شمال سبزوار (روزبه کارگر و قمیان، ۱۳۷۷؛ عشق آبادی، ۱۳۷۷) و کانسار مس- روی نوده در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین در جنوب باختر سبزوار (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۰ الف) اشاره نمود.

کانسار مس- روی نوده و دیگر رخداد‌های مس در منطقه، در فاصله ۹۰ کیلومتری جنوب باختر سبزوار و ۴۵ کیلومتری بخش رود آب (قلعه نوی) در پهنه سبزوار واقع شده‌اند (شکل ۱). واحدهای آتشفشانی- رسوبی بخش زیرین کرتاسه بالایی با روند تقریبی شمال خاوری- جنوب باختری دربردارنده این ذخایر هستند. با توجه به گسترش کانی‌زایی مس- روی در توالی آتشفشانی- رسوبی حوضه جنوب باختر سبزوار، مطالعه کانسار نوده و دیگر اندیس‌های این حوضه می‌تواند به عنوان الگو در اکتشاف ذخایر مشابه مس- روی در این منطقه و مناطق با زمین‌شناسی مشابه در ایران مورد استفاده قرار گیرد. این مقاله ضمن معرفی کانسار مس- روی

آتشفشانزاد نوده به عنوان تیپ بشی به شناسایی ویژگی‌های رخساره‌های کانه‌دار و ساخت و بافت و کانی‌شناسی هر رخساره و همچنین به چگونگی تشکیل این کانسار نیز پرداخته است.

۲- روش پژوهش

در انجام این پژوهش، برای بررسی ویژگی‌های رخساره‌های کانه‌دار کانسار نوده و اندیس‌های معدنی (کلاته لالا (نیران)، چون، گراب و فریزی) تعداد ۸ مقطع لیتوژئوشیمیایی در جهت عمود بر روند لایه‌بندی در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین پیمایش و نمونه‌های برداشت شده از آنها مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفتند. بر این اساس، ۲۵ مقطع نازک و ۵۰ مقطع نازک- صیقلی تهیه و کانی‌شناسی و ساخت و بافت آنها مطالعه گردید. افزون بر آن با تجزیه ۲۴ نمونه به روش XRF و ۳۲ نمونه به روش ICP-MS (آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه Guizhou چین) ویژگی‌های ژئوشیمیایی بخش‌های مختلف کانسار (رخساره‌های کانه‌دار) و منطقه‌بندی عنصری در جهات قائم و افقی مورد بررسی قرار گرفت. پس از شناسایی بخش‌های مختلف کانسار بر مبنای بررسی‌های انجام گرفته، مدل‌سازی تشکیل کانسار صورت گرفت.

۳- زمین‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی

توالی آتشفشان- رسوبی پهنه سبزوار، در یک محیط کششی کافت (ریف) قرار دارد.

عضو میزبان کانه‌زایی مس افق I (شامل اندیس‌های مس نوده I، چون و لالا) است. عضو ۳ (Member3): کریستال لیتیک توف با میان‌لایه‌هایی از توف ریولیتی. عضو ۴ (Member4): توف ماسه‌ای نازک لایه، گدازه آلکالی الیون بازالت، ماسه‌سنگ سیلتی توفی، شیل و توف‌شیلی تیره. گدازه آلکالی الیون بازالت، که با تغییر رخساره جانبی به ماسه‌سنگ‌های سیلتی توفی تبدیل می‌شود، میزبان کانه‌زایی‌های مس افق II (کانسار مس نوده II) می‌باشد.

– واحد ۳ (Unit3): این واحد دارای دو عضو است که شامل: ۱. توف‌شیلی، ماسه‌سنگ توفی با میان‌لایه‌هایی از توف نازک لایه سبز ۲. ماسه‌سنگ توفی با میان‌لایه‌هایی از توف ماسه‌ای می‌باشد.

– واحد ۴ (Unit4): این واحد از آهک‌های نازک لایه پلاژیک گلوبروترونکاندار-توف، آندزیت، توف برش، ماسه‌سنگ توفی-مارن، سیلت مارنی با میان‌لایه‌هایی از آهک – ماسه‌سنگ توفی، توف و گدازه آندزیتی تشکیل شده است.

واحد‌های سنگی کرتاسه‌پسین توسط ماسه‌سنگ، مارن و کنگلومرای آهکی پالئوسن به صورت ناپیوسته پوشیده می‌شوند (شکل ۴).

۴- کانی‌زایی و افق‌های کانه‌دار

در ناحیه جنوب باختر سبزوار، تعداد قابل توجهی از کانسارها و اندیس‌های معدنی مس و منگنز وجود دارند که دارای جایگاه چینه‌شناسی ویژه هستند. این کانسارها و اندیس‌ها بر اساس نوع ماده معدنی، موقعیت چینه‌شناسی و سنگ میزبان به دو گروه تقسیم می‌شوند (شکل ۴):

۱. کانسارها و اندیس‌های معدنی مس: این ذخایر که در توالی ستون چینه‌ای سنگ‌های بخش زیرین کرتاسه‌پسین تشکیل شده‌اند، بر حسب نوع سنگ میزبان به سه زیرگروه تقسیم می‌گردند:

الف) ذخایر مس با سنگ میزبان آندزیتی مانند اندیس‌های فریزی و گراب (شکل ۴).

ب) ذخایر مس با سنگ میزبان ماسه‌سنگ‌های سیلتی توفی، مانند افق I کانسار نوده و اندیس‌های مس کلاته لالا (نیران) و چون (شکل‌های ۸ و ۹).

ج) ذخایر مس با سنگ میزبان آلکالی الیون بازالت، مانند افق II کانسار نوده (شکل ۹).

۲. کانسارها و اندیس‌های منگنز: این ذخایر برحسب سن و جایگاه آنها در توالی چینه‌ای و نوع سنگ میزبان به دو زیرگروه تقسیم می‌گردند (شکل ۴):

الف) ذخایر منگنز با سن بخش زیرین کرتاسه بالایی و با سنگ میزبان توفی، مانند کانسارهای بنسپرد، فریزی، گف و نوده.

ب) ذخایر منگنز با سن بخش بالایی کرتاسه بالایی و با سنگ میزبان توف آندزیتی و توف کربناتی مانند کانسارهای منگنز ذاکری، چشمه سفید و چاه ستاره.

نظر به اینکه موضوع مقاله کانه‌زایی مس است، از این رو، از بررسی کانی‌زایی منگنز خودداری و به ویژگی‌های کانه‌زایی مس-روی در منطقه مورد مطالعه پرداخته می‌شود.

۴-۱. سنگ‌های میزبان کانه‌زایی مس

کانی‌زایی مس-روی در این منطقه در دو واحد چینه‌ای متفاوت (واحد اصلی ۱ و ۲)، عمدتاً به صورت پیوسته و هم‌رند با سنگ میزبان (با بافت رگه-رگچه‌ای و دانه پراکنده در واحد ۱ و به صورت صفحه‌ای شکل در واحد ۲) تشکیل شده است (شکل ۴).

کانی‌زایی‌های مس با سنگ درونگیر آندزیت در این ناحیه، عموماً دارای اندیس‌های خیلی کوچک هستند. در حالی که کانی‌زایی‌های مس با سنگ میزبان گدازه‌های آلکالی الیون بازالت و ماسه‌سنگ‌های سیلتی توفی ذخایر بزرگ‌تری را تشکیل داده‌اند که کانسار نوده از جمله این ذخایر است.

پشت‌کمانی (back-arc) در طی کرتاسه‌پسین تشکیل شده است (Rosseti et al., 2010). این کشش در اثر فرورائش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی اتفاق افتاده است (شکل ۲). این محیط کششی پشت‌کمانی در زمان آغاز پالئوسن شروع به بسته شدن کرده و در زمان ائوسن به‌طور کامل بسته شده است (Gerdes & Zeh, 2009; Baroz et al., 1984; Sengor et al., 1988; Mc Call, 1997; Stampfli & Borel., 2002; Shojaat et al., 2003; Rosseti et al., 2010; Agard et al., 2011). با توجه به این که پهنه سبزوار با افیولیت ملائزهای کرتاسه – پالئوسن شناخته می‌شود، به همین سبب مجموعه واحد‌های سنگی پهنه سبزوار را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد: گروه اول سنگ‌هایی که تشکیل‌دهنده سری افیولیتی-ملائز بوده و طیفی از سنگ‌های فوق‌بازیک تا بازیک را شامل می‌شوند. گروه دوم سنگ‌های غیرافیولیتی، شامل سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی و رسوبی می‌باشند که ارتباط ژنتیکی با سنگ‌های افیولیتی ندارند (وطن‌پور و همکاران، ۱۳۸۸). کانسار نوده و اندیس‌های معدنی موجود در منطقه مورد مطالعه، همگی در مجموعه سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و رسوبی (گروه دوم) کرتاسه‌پسین واقع شده‌اند.

توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه‌پسین به‌طور عمده شامل رسوبات دریایی ژرف با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی است که در داخل تاقدیسی با روند شمال خاور-جنوب باختر قرار دارند (شکل ۳). این سنگ‌های آتشفشانی از آذرآواری‌های ریز دانه، درشت‌دانه و از گدازه‌های ریولیتی، داسیتی تا آندزیتی تشکیل یافته‌اند که هم‌رند با روند کلی ساختار منطقه شمال خاور-جنوب باختر هستند. بخش رسوبی این توالی شامل توف‌های سیلیسی، چرت، شیل و ماسه‌سنگ است که دارای میان‌لایه‌هایی از آهک‌های گلوبروترونکاندار و مارن هستند. این توالی آتشفشانی – پلاژیک به صورت ناپیوسته بر روی آهک‌های کالپونل‌دار، سنگ‌آهک و مارن سیلت‌دار، سنگ‌آهک‌های اریپتولین‌دار و واحد کنگلومرای کرتاسه پیشین قرار می‌گیرند (شکل ۴). رسوبات کربناتی غنی از پلانکتون و روزن‌بر (آهک‌های پلاژیک) که سن سنومانین تا ماستریشین دارند، توالی آتشفشانی-رسوبی یاد شده را می‌پوشاند (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۷). توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه‌پسین در حوضه جنوب‌باختر سبزوار به چهار واحد اصلی (Unit1, Unit2, Unit3, Unit4) قابل تقسیم است که واحدهای ۱، ۲ و ۳ مربوط به بخش زیرین کرتاسه‌پسین و واحد ۴ مربوط به بخش بالایی کرتاسه‌پسین می‌باشد (شکل ۴) که در زیر با اختصار به آنها اشاره می‌گردد:

– واحد ۱ (Unit1) شامل: توف-لیتیک کریستال توف نازک لایه، ریولیت، توف آندزیتی، گدازه آندزیتی (میزبان اندیس‌های مس فریزی و گراب)، توف قرمز (میزبان کانسارهای منگنز در منطقه)، واحد تراکی آندزیتی آمیگدالوئیدال‌دار، گدازه اسپیلیتی کراتوفیری همراه با بازالت‌های بالشی و منشورهای داسیت پورفیر است (شکل ۴). ترکیب سنگ‌شناختی شبیه واحد ۱ در توالی آتشفشانی-رسوبی حوضه Lancones در پرو نیز که در بردارنده ذخایر مس است، دیده می‌شود که نهشته شدن آن را مربوط به مرحله همزمان با کافت شدن آغازین (Early synrift phase) دانسته‌اند (Winter et al., 2009).

– واحد ۲ (Unit2): کانی‌زایی مس در کانسار نوده و اندیس‌های چون و کلاته لالا (نیران) در واحد ۲ رخ داده است. این واحد به چهار عضو (Member) تقسیم می‌شود که عضوهای ۱ و ۲ آن میزبان افق‌های کانه‌دار (I و II) مس در کانسار نوده هستند که این اعضا از پایین به بالا عبارتند از (شکل‌های ۵، ۶، ۷، ۸):

عضو ۱ (Member1): آگلومراتوف با میان‌لایه‌هایی از توف نازک لایه، لایلی توف با میان‌لایه‌هایی از توف نازک لایه سبز و سیل گابرویی (در این سیل کالکوپریت، پیریت و مگنتیت به صورت دانه پراکنده دیده می‌شود).

عضو ۲ (Member2): توف نازک لایه سبز پیریت‌دار و ماسه‌سنگ‌سیلتی توفی. این

۴-۲. ژئومتری ماده معدنی

کانه‌زایی سولفیدی در محدوده معدنی نوده ژئومتری صفحه‌ای کشیده (tabular shape & sheet-like) دارد (شکل ۱۰). در بخش باختری، کانسار به شکل توده‌ای (Massive) و رگه-رگچه‌ای (Stringer) و در مجموع به شکل چینه‌کران (strata-bound) دیده می‌شود اما با کاهش ستبرای به سمت خاور، کانسار شکل چینه‌سان (stratiform) به خود گرفته و هم‌روند با لایه‌بندی سنگ میزبان می‌شود (شکل ۱۰). گسترش طولی افق کانه‌دار کانسار نوده بسیار بیشتر از ستبرای آن است به طوری که طول آن بیش از ۹۰۰ متر و ستبرای آن در حدود ۱-۴ متر است که این نسبت بالای طول به ستبرای، یکی از ویژگی‌های عمده کانسارهای سولفیدی با سنگ درونگیر آتشفشانی-رسوبی می‌باشد. این نوع ژئومتری صفحه‌ای شکل در کانسار نوده، در مقایسه با کانسارهای سولفیدی با سنگ میزبان آتشفشانی-رسوبی و آذرآواری، عمدتاً در کانسارهای ماسیو سولفید با تیپ سیلیسی کلاستیک فلسیک (Bathurst type) (Galley et al., 2007; Goodfellow, 2007) و پلیتیک مافیک (Besshi type) (Galley et al., 2007; Goodfellow, 2007; Peter & Scott, 1999;) دیده می‌شود.

۴-۳. رخساره‌های کانه‌دار

در کانسار مس-روی نوده، بر اساس جایگاه رخساره نسبت به محل خروج سیال کانه‌ساز (گسل همزمان با رسوب‌گذاری نوده)، نسبت ترکیبات آتشفشانی-رسوبی به ترکیبات گرمابی (سولفید، سیلیس و کلریت)، نوع و شکل کانی‌سازی، بافت ماده معدنی و عیار کانه، می‌توان سه رخساره متفاوت را از یکدیگر جدا نمود (شکل ۱۰):

- رخساره کانسنگ رگه-رگچه‌ای (Stringer zone): رخساره رگه-رگچه‌ای در کانسار نوده، دارای گسترش محدود بوده و در زیر رخساره کانسنگ توده‌ای و در بخش باختری کانسار، به صورت شبکه‌ای از رگه و رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی لامیناسیون سنگ میزبان را قطع کرده است (شکل ۱۰). این رگه-رگچه‌ها نامنظم بوده علاوه بر کوارتز متشکل از کانی‌های پیریت، کالکوپریت، بورنیت، کالکوسیت، کولیت و مگنتیت هستند (شکل‌های ۱۱، ۱۲). در این رخساره بر اساس پارائز کانی‌شناسی می‌توان دو زیر رخساره را از یکدیگر متمایز نمود: زیر رخساره اول که در آن رگه-رگچه‌ها دارای ترکیب کانی‌شناسی بورنیت، کالکوپریت، کالکوسیت و مگنتیت هستند (شکل ۱۲) و زیر رخساره دوم، که با پارائز کانیایی کالکوپریت، پیریت و به مقدار کمتر مگنتیت مشخص می‌شود (شکل ۱۱). با توجه به عبور رگه‌های سولفیدی-سیلیسی از گدازه‌های آلکالی الیون بازالت و ماسه‌سنگ‌های سیلتی توفی میزبان کانه‌زایی، شواهد موجود نشان‌دهنده واکنش سیال کانه‌ساز با سنگ درون‌گیر، کانی‌ها و سولفیدهای تشکیل شده در مراحل پیشین کانه‌زایی است (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۰ ب). از جمله این شواهد می‌توان به جانشینی پیریت توسط کالکوپریت و نیز جانشینی پیریت توسط مگنتیت در طی سیلیسی و سولفیدی شدن سنگ‌های اطراف رگه‌ها اشاره کرد (شکل ۱۱ - د). رخساره رگه و رگچه‌ای کانسارهایی مانند Windy Craggy (Peter & Scott, 1999) و Brunswick (Goodfellow, 2007)، بوانات و چاه گر (Mousivand et al., 2011)؛ موسیوند، ۱۳۸۹) همانند کانسار نوده همراه با بافت‌های برشی، جانشینی و دگرسانی کلریتی در اطراف خود می‌باشد. بررسی رگه‌های موجود در رخساره‌های مشابه در کانسارهایی مانند Windy Craggy، Brunswick، Flin Flon گویای عبور سیال کانه‌ساز از مجاری موجود بوده که عامل دگرسانی سنگ درونگیر و اطراف رگه-رگچه‌ها هستند (Galley et al., 2007; Goodfellow, 2007; Peter and Scott., 1999).

- رخساره کانسنگ توده‌ای (Massive ore facies): این رخساره که در سمت باختری کانسار، مهم‌ترین بخش ستبر و عیار بالای آن را تشکیل می‌دهد (شکل ۱۰)، در بیشتر کانسارهای سولفید توده‌ای دیده می‌شود (Solomon, 2008). رخساره

کانسنگ توده‌ای در مقایسه با دیگر بخش‌های کانسار نوده، شامل کانی‌سازی سولفید توده‌ای با ماهیتی ناهمگون و تقریباً چینه‌کران است که محدود به گدازه آلکالی الیون بازالت است (شکل ۱۰). جانشینی سولفیدهایی مانند کالکوپریت و مگنتیت به جای سولفیدهای پیریت و اسفالریت ویژگی شاخص این رخساره است (شکل ۱۳- ج). کانی‌های اصلی موجود در این رخساره شامل پیریت، کالکوپریت، مگنتیت، اسفالریت، بولانژریت، کوارتز، کلریت و به‌ندرت سرسیت می‌باشد (شکل ۱۳). کالکوپریت به صورت ادخال در داخل اسفالریت مشاهده می‌شود که به این پدیده بیماری کالکوپریت (Chalcopyrite disease) گفته می‌شود. به دلیل فراوانی میزان کالکوپریت و مگنتیت، عیار مس و آهن در این رخساره، بیشترین میزان خود را در این کانسار داراست که از این لحاظ مشابه با کانسار Windy Craggy کانادا می‌باشد (Peter and Scott, 1999). کالکوپریت و مگنتیت عمدتاً به صورت توده‌ای همراه با کوارتز و گاهی کلریت تشکیل شده‌اند. بافت توده‌ای موجود در این رخساره، در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی، در واقع ترکیبی از بافت توده‌ای، جانشینی و رگه‌ای است که می‌تواند بیانگر رخداد فرایند پالایش پهنه‌ای (zone refining) در این رخساره باشد. در طی پدیده پالایش پهنه‌ای سیالات گرمابی در پالس‌های متعددی که از طریق معبرهای پهنه استرینگر بالا می‌آیند در بخش دهانه به صورت توده‌ای جانشین ذرات تشکیل‌دهنده کانسنگ اولیه و همچنین سولفیدهای تشکیل شده از پالس‌های پیشین می‌شوند و در نتیجه رخساره توده‌ای، مجموعه‌ای از بافت‌های جانشینی و رگه-رگچه‌ای است که از سولفیدها و دیگر کانه‌های گرمابی (کوارتز) تشکیل می‌یابند (شکل ۱۳- ج).

- رخساره کانسنگ لایه‌ای (Bedded ore facies): این بخش از کانسار نوده دارای ستبرای کمتری نسبت به رخساره کانسنگ توده‌ای بوده و شامل تناوبی از لامینه‌های متعدد سولفیدی است که توسط لامینه‌های از جنس سنگ میزبان از هم جدا شده‌اند. رخساره کانسنگ لایه‌ای، هم‌روند با لایه‌بندی (چینه‌سان) بوده، و از بخش توده‌ای به سمت خاور کانسار، دارای گسترش است. سنگ دربرگیرنده این افق کانه‌دار ماسه‌سنگ‌های سیلتی توفی می‌باشد (شکل ۱۴). ستبرای این رخساره به سمت خاور کاهش می‌یابد، این کاهش ستبرای در کانسنگ لایه‌ای با میزبان آتشفشانی-رسوبی، به دلیل کاهش میزان ترکیبات گرمابی سولفیدی نسبت به ترکیبات آتشفشانی سنگ میزبان کانه‌زایی است (Monecke et al., 2006; Barrie et al., 2007). این کاهش در میزان ترکیبات گرمابی در کانسار نوده، از رخساره کانسنگ توده‌ای به سمت انتهای رخساره کانسنگ لایه‌ای قابل مشاهده است (شکل ۱۰). سولفیدها غالباً به صورت لامینه، نواری و دانه‌پراکنده همراه با ترکیبات سنگ‌میزبان تشکیل شده‌اند (شکل ۱۴). این بافت‌ها سیمایی رسوبی به سولفیدهای این رخساره داده است. برخی از لایه‌های رسوبی-آتشفشانی که از جنس ماسه‌سنگ سیلتی-توفی بوده و میزبان رخساره کانسنگ لایه‌ای کانسار نوده می‌باشند، چندین تناوب از لامینه‌های سولفیدی را شامل می‌شوند (شکل ۱۴ - الف، د). این پدیده نشان‌دهنده حاکم بودن شرایط رسوبی در هنگام تشکیل این لامینه‌ها است (Franklin et al., 2005; Gibson & Gally, 2007). نوارها و لامینه‌های باطله (گانگ) عموماً ذرات ماسه‌ای، توفی و سیلتی هستند (شکل ۱۴ - الف، ب). سولفیدها از لامینه‌های با ستبرای میلی‌متر تا نوارهایی با ستبرای سانتی‌متری، به صورت هم‌روند با سنگ درون‌گیر تشکیل شده‌اند (شکل ۱۴ - د). ستبرای نوارهای سولفیدی در این رخساره، با دور شدن از کانسنگ توده‌ای، کاهش می‌یابد. سیمای چینه‌سان و هم‌روند بودن رخساره کانسنگ لایه‌ای در کانسار نوده، مشابه ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی کانسنگ لایه‌ای کانسارهای Windy Craggy، Kristineberg، Flin Flon، Lewis Ponds، Bavanat است (Barrett et al., 2005; Galley et al., 2007; Peter & Scott, 1999;) (Mousivand et al., 2007).

۵- دگرسانی

فعالیت سیال‌های گرمابی کانه ساز در محدوده معدنی نوده، منجر به شکل‌گیری دگرسانی‌های مختلفی در سنگ‌های درونگیر ماده معدنی، در زمان تشکیل کانسار، شده است. شدت این دگرسانی‌ها، در محل خروج سیال‌ها (Stringer zone) و دهانه (کانسنگ توده‌ای)، بیشتر از دیگر بخش‌های کانسار است. با توجه به رخداد کانی‌زایی در محیط زیردریایی، عمده‌ترین دگرسانی موجود در منطقه شامل دگرسانی‌های کلریتی، سیلیسی، سرسیتی و اپیدوتی می‌باشد (جدول ۱). دگرسانی کلریتی گسترده‌ترین نوع دگرسانی در کانسار نوده است و با رخساره‌های توده‌ای، لایه‌ای و پهنه استرینگر همراه می‌باشد (جدول ۱). این دگرسانی بر اساس مطالعات میکروسکوپی به دو صورت غنی از آهن (Fe Chlorite) و غنی از منیزیم (Mg Chlorite) رخ داده است. وجود بخشی از این دگرسانی مربوط به حضور کانی‌های مافیک از جمله بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن می‌باشد. دگرسانی کلریتی در کانسار نوده، همانند کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد تیپ بشی (Peter & Scott, 1999) در رخساره‌های مختلف قابل مشاهده است. دگرسانی سیلیسی (به صورت پرکننده فضای خالی و رگه- رگچه‌ای) در پهنه استرینگر همراه با کانه‌های سولفیدی کالکوپیریت و بورنیت و اکسیدی مگنتیت تشکیل شده است (جدول ۱). دگرسانی سرسیتی که در کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS) تیپ بایمودال فلسیک معمول می‌باشد (Franklin et al., 2005)، کم و بیش در واحدهای کمرپاین، کمر بالا و میزبان ماده معدنی کانسار نوده مشاهده می‌شود. دگرسانی اپیدوتی که معمول‌ترین دگرسانی در کانسارهای سولفید توده‌ای تیپ مافیک- الترامافیک (تیپ قبرسی) و بایمودال مافیک (تیپ نوراندا) می‌باشد (Franklin et al., 2005) به صورت خیلی ضعیف در رخساره کانسنگ توده‌ای کانسار نوده دیده می‌شود.

۶- تیپ کانسار نوده و مدل ژنتیکی آن

۶-۱. تیپ کانسار

شواهد موجود در کانسار نوده، مانند سنگ میزبان آلکالی البوین بازالت و ماسه‌سنگ‌های سیلتی توفی (شکل‌های ۸، ۹)، بافت و ساخت سولفیدها، کانی‌شناسی، محیط زمین‌ساختی و ژئومتری ماده معدنی، نشانگر شباهت کانسار نوده با ذخایر مس- روی نوع VMS است (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۰ ج). ذخایر VMS عموماً نهشته‌های چین‌سان (استراتیفرم) سولفیدی هستند که به صورت توده‌ای و نیمه‌توده‌ای بیش از ۶۰ درصد سولفید توسط سیالات گرمابی در کف و زیر کف دریا و در یک حوضه رسوبی تحت رژیم زمین‌ساخت کششی به واسطه دمیده شدن سیال‌های گرمابی زیر دریایی تشکیل می‌شوند (Franklin, 1993). این نهشته‌ها به طور معمول در حوضه‌های گسترشی کف اقیانوس‌ها و یا محیط‌های کم‌انرژی و پشت‌کمانی تشکیل می‌شوند که چنین محیط‌های زمین‌ساختی گذرگاه مناسبی برای خروج گدازه‌های بایمودال و سیل‌های ساب‌ولکانیک به عنوان منشأ فلز و گرما برای فعال شدن سیستم گرمابی کانه‌ساز هستند. محل خروج این سیالات، گسل‌های همزمان با آتشفشان و رسوب‌گذاری است (Galley et al., 2007; Gibson & Gally, 2007)، بنابراین با توجه به حضور توالی آتشفشانی رسوبی همراه با گدازه‌های بایمودال و سیل‌های (گابرویی) ساب‌ولکانیک در منطقه جنوب باختر سبزوآر (شکل ۴)، موقعیت زمین‌ساخت کششی (پشت‌کمانی) (شکل ۲) و بروندمش سیال‌های گرمابی فلزدار از گسل‌های همزمان با آتشفشان (شکل ۱۰)، شرایط محیطی مناسبی برای تشکیل کانسارهای مس- روی VMS در این حوضه در طی کرتاسه پسین فراهم آمده است. بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط Franklin et al. (2005)، مهم‌ترین انواع کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد بر مبنای ویژگی‌های لیتوتکتونیک شامل تیپ مافیک (Cyprus type)، پلیتیک مافیک (Besshi type)، بایمودال مافیک

۶-۲. مدل ژنتیکی کانسار

دو نوع مدل رایج برای تشکیل نهشته‌های سولفید توده‌ای شامل پلوم‌های شناور (Buoyant plumes) و مدل استخر شورابه‌ای (Brine pool) ارائه شده است (Solomon et al., 2004; Solomon & Inverno, 2006). با توجه به ماهیت سولفید توده‌ای کانسار نوده و شباهت رخساره‌های کانی‌زایی، کانی‌شناسی و شواهد بافتی با کانسار Besshi، چگونگی تشکیل کانسار مس (روی) نوده را می‌توان به شرح زیر بیان کرد:

الف) مدل دودکش‌های سیاه یا پلوم‌های شناور: در این مدل ورود سیالات داغ کانه‌ساز از طریق پهنه استرینگر به داخل حوضه با تشکیل و شروع دودکش‌های سولفیدی- سولفاتی همراه است. در واقع مخلوط شدن سیالات داغ شناور برون‌دمی (به دلیل چگالی کم، شناور هستند) با آب دریا موجب تشکیل دودکش‌های سولفیدی شده که نهایتاً در اثر انحلال و فروریزش آنها انباشته‌های پشته مانند یا تپه‌ای (mound) سولفیدی در کف دریا تشکیل می‌شود و متعاقباً با نفوذ سیالات داغ‌تر بعدی مس‌دار از زیر به داخل پیکره معدنی، پدیده پالایش پهنه‌ای (zone refining) و جان‌نشینی کالکوپیریت به جای پیریت، اسفالریت و گالن رخ می‌دهد. این مدل به طور تیپیک برای نهشته‌های تیپ کوروکو ارائه شده است و امروزه در کف اقیانوس‌ها در حال تشکیل هستند (Ohmoto & Skinner, 1983; Scott, 1997).

ب) مدل استخر شورابه‌ای: در این مدل، در اثر ورود سیالات داغ احیایی یا اکسیدان با شوری بالا به داخل حوضه و مخلوط شدن آنها با آب دریا، سیالات دچار شناوری معکوس شده و به سمت کف دریا متمایل می‌شوند. گسترش آنها به طور جانبی در کف دریا موجب ایجاد یک استخر شورابه‌ای می‌شود (Solomon et al., 2004). از ویژگی‌های بارز تشخیص این مدل، ۱) داشتن اندازه بسیار بزرگ و تناژ خیلی زیاد و نسبت طول به عرض بالا، ۲) داشتن میزان نسبت‌های Zn/Cu و Fe/Cu بالاتر، ۳) نبود شواهدی از دودکش و ضعیف بودن پهنه استرینگر، ۴) داشتن مقادیر پیریت فراموبیدالی نسبتاً زیاد و بافت نواری فراوان، ۵) داشتن پارائز کانی‌شناسی احیایی شامل پیریت- آرسنوپیریت و پیروتیت و مقادیر کم و یا کمیاب باریت در ماده معدنی، ۶) همراهی کربنات‌های چین‌سان یا رگه‌ای، ۷) پدیده پالایش پهنه‌ای نسبتاً بی‌اهمیت، ۸) نبود تغییرات قائم در ترکیب اسفالریت و ترکیب ایزوتوپی گوگرد و ۹) شواهد احیای سولفاتی باکتریایی محلی را می‌توان نام برد (Solomon et al., 2004).

کانه‌ساز، سولفیدها از آن ته‌نشین می‌شوند (شکل ۱۵). ذرات سولفیدی به تدریج و به آرامی در کف حوضه و نیز در داخل رسوبات متخلخل آذرآواری و تخریبی میزبان ته‌نشست نموده و مواد معدنی چینه‌سان را در کف حوضه تشکیل می‌دهند (شکل ۱۵). قابل ذکر است که پیش از ورود سیالات به کف حوضه، بیشتر بودن فشار سیال نسبت به فشار هیدروستاتیک آب دریا و لیتواستاتیک و قدرت سنگ، موجب ایجاد و گسترش بافت و ساخت رگه‌ای و برشی (رخساره استرینگر) در زیر کف دریا شده و بخشی از مواد معدنی در زیر کف دریا و در زیر پهنه چینه‌سان به صورت رگه‌ای و برشی نهشته می‌شوند (شکل ۱۵).

مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانی‌ها و کانه‌ها در رخساره‌های سه‌گانه کانسار نوده در جدول ۱ به طور خلاصه و شماتیک ارائه شده است. یادآوری می‌نماید که شیوه تشکیل کانسار بوانات در پهنه سنندج-سیرجان که به عنوان کانسارهای سولفید توده‌ای تیپ بشی معرفی شده است (Mousivand et al., 2007) بر خلاف کانسار نوده به صورت استخر شورابه‌ای معرفی گردیده است (موسیوند، ۱۳۸۹).

شایان ذکر است که از نظر اقتصادی و اکتشافی، گسترش توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین در حوضه پشت کمانی سبزوار (back-arc basin) و رخداد کانه زایی سولفید توده‌ای نوع بشی کانسار نوده و دیگر اندیس‌های معدنی در آن، برنامه‌ریزی برای اکتشاف ذخایر جدید از این تیپ کانسارها در این پهنه و نیز در دیگر حوضه‌های پشت کمانی مشابه سبزوار مورد تأکید قرار می‌دهد.

سپاسگزاری

نگارندگان بر خود لازم می‌دانند تا از حوزه معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس که در انجام این پژوهش یاری رساندند، سپاسگزاری نمایند.

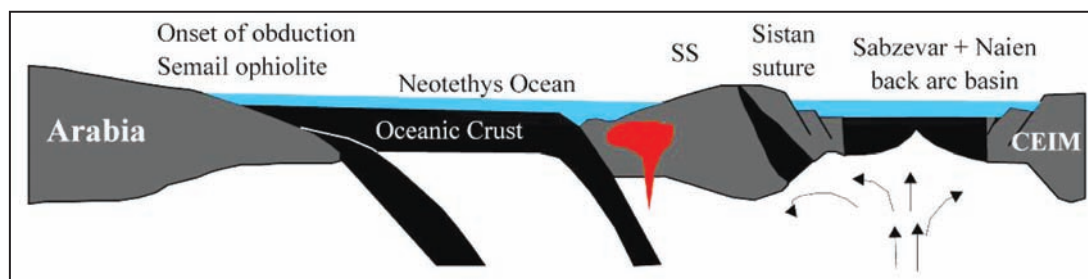
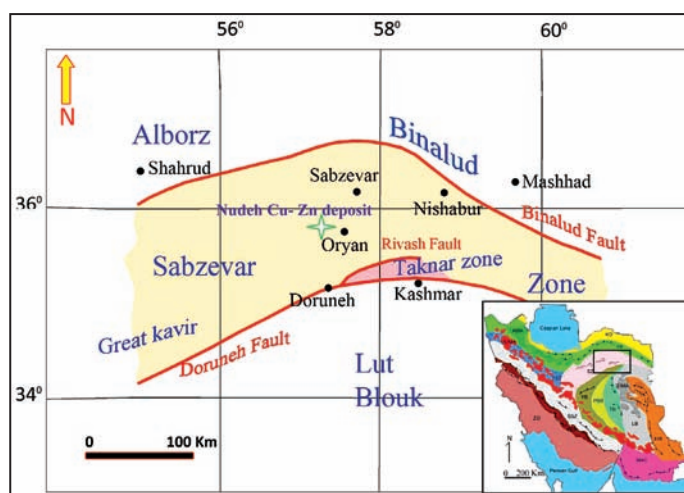
لازم به ذکر است که در مدل استخر شورابه‌ای سیالات کانه ساز دارای دمای پایین (کمتر از ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد) و شوری بالا (۱۵-۲۵ درصد وزنی نمک) هستند ولی در مدل پلوم‌های شناور، سیالات کانه‌دار شوری پایین تا متوسط (۵-۱۵ درصد وزنی نمک) و دمای نسبتاً بالا (۲۰۰-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) دارند (Large et al., 2004).

۷- شیوه تشکیل کانسار نوده

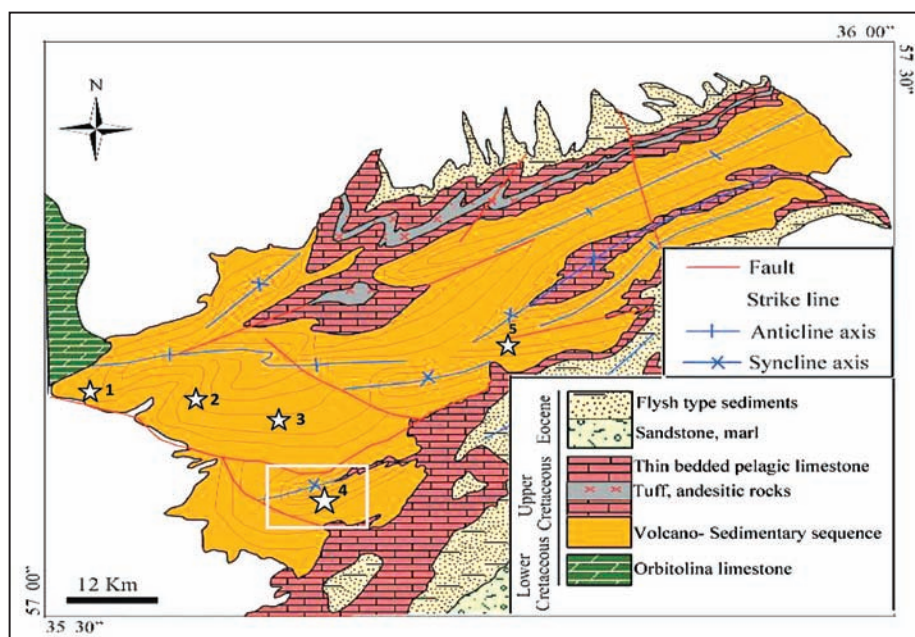
بر اساس شاخص‌های معرفی شده توسط Solomon et al. (2004) به نظر می‌رسد شیوه تشکیل کانسار نوده با توجه به تناژ پایین، نسبت پایین Zn/Cu، شوری کم سیالات کانه‌ساز (۱۱/۳۶ درصد وزنی نمک طعام)، گسترش محدود ساخت‌های نواری و پیریت‌های فراموبیدال، نبود کانی‌های احیایی (آرسنوپیریت و پیروتیت)، عدم وجود کربنات‌های چینه‌سان و دمای بالای سیالات کانه‌دار (۲۱۰ تا ۳۰۵ درجه سانتی‌گراد)، متفاوت از مدل استخر شورابه‌ای بوده و با مدل پلوم‌های شناور، که کانسار Windy Craggy شاخص این مدل است، شباهت بیشتری دارد (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۱).

بر اساس این مدل، سیالات گرمابی داغ (۲۱۰-۳۰۵ درجه سانتی‌گراد) و با شوری پایین (۱۱/۳۶ درصد) و اسیدی و احیایی (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۱)، عناصر کانه‌ساز را از سنگ‌های کمر پایین شسته و از طریق فضاهای باز و معابر ایجاد شده در محل و امتداد گسل‌های همزمان با فعالیت آتشفشانی وارد حوضه نسبتاً محبوس دریایی کرده‌اند (شکل ۱۵). این سیالات به دلیل شوری کم و دمای بالا، دارای چگالی کمی پایین‌تر از آب دریا هستند، از این رو، با فعالیت گرمابی و خروج از دهانه بروندم، به حالت شناور در بالای کف دریا قرار می‌گیرند (حداقل در مراحل اول تخلیه شدن، شکل ۱۵) (Large et al., 2004). با کاهش دما و افزایش pH سیال

شکل ۱- موقعیت پهنه ساختاری سبزوار در ایران مرکزی و کانسار مس-روی نوده و منطقه مورد مطالعه در آن.



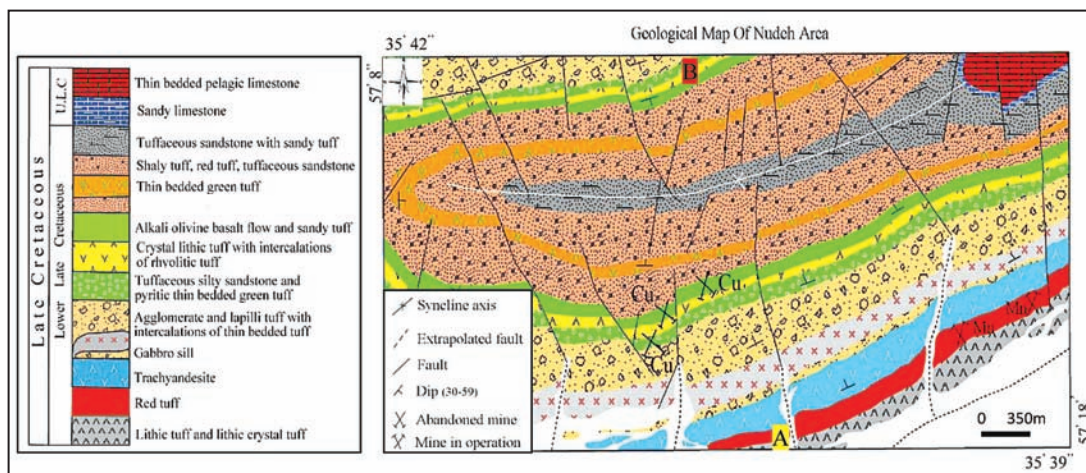
شکل ۲- موقعیت ژئودینامیکی حوضه کششی پشت کمانی (Back arc basin) سبزوار-نائین (در بر دارنده کانسار مس نوده و دیگر اندیس‌های معدنی مس) در زمان کرتاسه پسین که در پشت کمان ماگمایی سنندج-سیرجان (SS) تشکیل شده است. CEIM: Central East Iranian Micro continent (بر گرفته از Rosseti et al., 2010).



شکل ۳- نقشه ساده شده زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دارین (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۷). ناحیه مورد مطالعه دارای ساختار تاقدیسی است که توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه بالایی در هسته تاقدیس قرار گرفته و میزبان کانسار مس نوده و اندیس های مس مورد مطالعه می باشد. ۱: اندیس مس گراب ۲: اندیس مس کلاته لالا (نیران) ۳: اندیس مس فریزی ۴: کانسار مس نوده ۵: اندیس مس چون. (محدوده نقشه زمین شناسی ۱:۵۰۰۰ نوده با کادر سفید مشخص شده است).

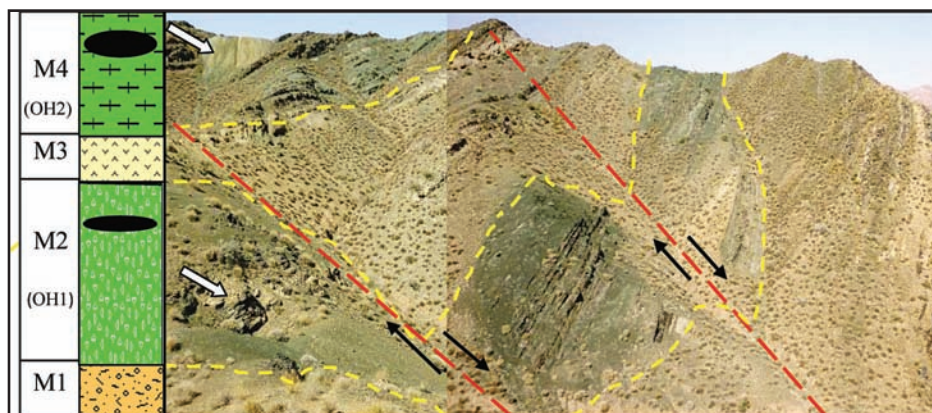
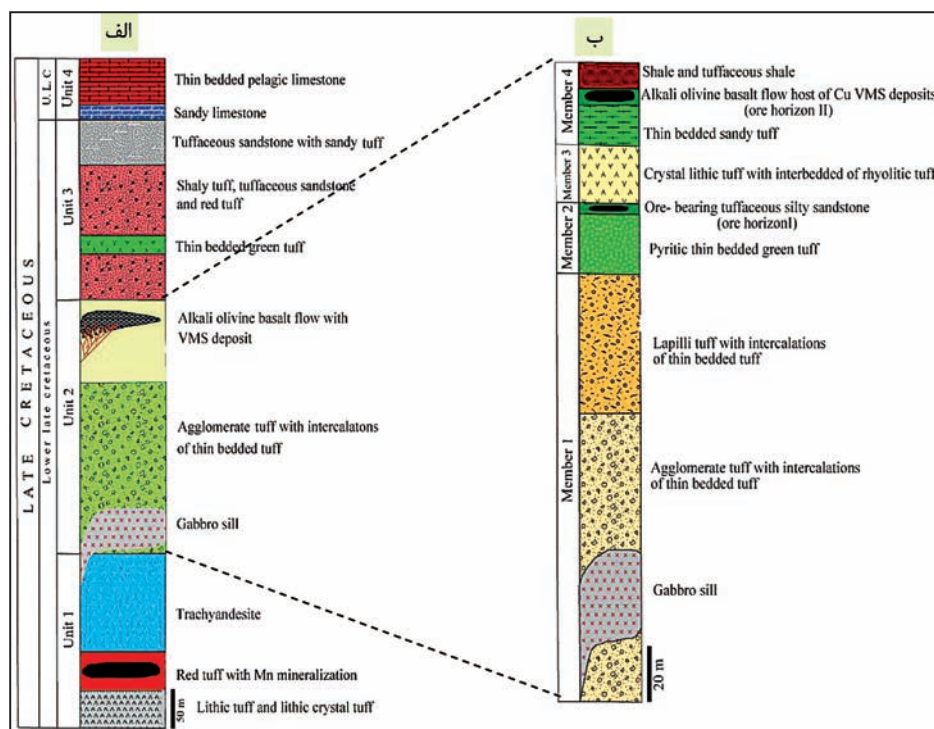
Age	Symbols	Lithology	Ore- bearing horizons (Cu & Mn)
Paleocene		Flysh type marl and sandstone, conglomerate	
U. L. Cretaceous	Unit 4	K: Mn bearing tuff, andesite, brecciated tuff and tuffaceous sandstone F: Tuffaceous sandstone, tuff and andesite rocks M: Marl, silty marl with intercalations of limestone P: Thin bedded Globotruncana pelagic limestone	Cheshmeh Sefid and Zakeri Mn deposits Mn (II)
	Unit 3	Shaly tuff, tuffaceous sandstone and red tuff Gabbro sill	
	Unit 2	Alkali olivine basalt flow and tuffaceous silty sandstone host of Cu deposit Agglomerate and lapilli tuff with intercalations of thin bedded tuff Gabbro sill	Nudeh II Cu deposit Cu (III) Nudeh I and Chun, Lala Cu -Occurrences Cu (II)
	Unit 1	Dacite porphyre S: Pillow lava and spilite keratophyre Lithic tuff and lithic crystal tuff Trachyandesite Red tuff with Mn mineralization Cu- bearing andesite Andesitic tuff Rhyolite Lithic tuff and lithic crystal tuff	Nudeh, Benesbourd, Ferizy and Gof Mn Deposits Mn (Ib) Garab and Ferizy Cu-occurrence Cu (I)
Early Cretaceous		Calpionellites limestone, calcareous shale, tuff and silty marl	

شکل ۴- ستون چینه شناسی عمومی از واحدهای سنگی کرتاسه در منطقه مورد مطالعه در جنوب باختر سبزوار، این ستون با استفاده از تلفیق مقاطع مختلف زمین شناسی که در توالی آتشفشانی- رسوبی پیمایش شده رسم گردیده است. کانی زایی مس در سه افق (I, II, III) و کانی زایی منگنز در دو افق (I, II) تشکیل شده است.

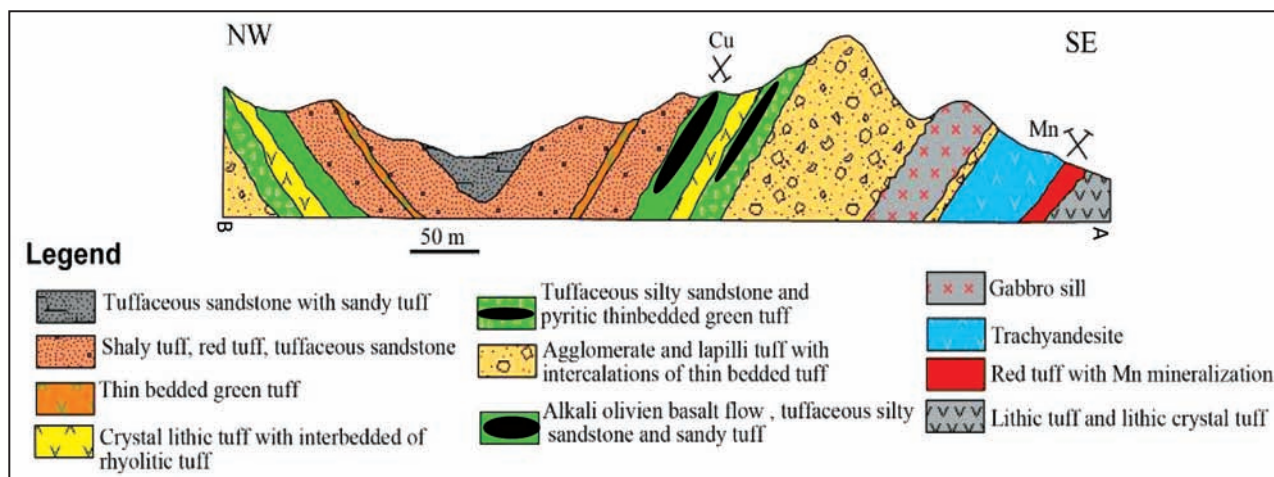


شکل ۵- نقشه زمین شناسی ۱:۵۰۰ منطقه معدنی نوده و موقعیت کانسارهای مس (Cu) نوده و منگنز (Mn) نوده در آن.

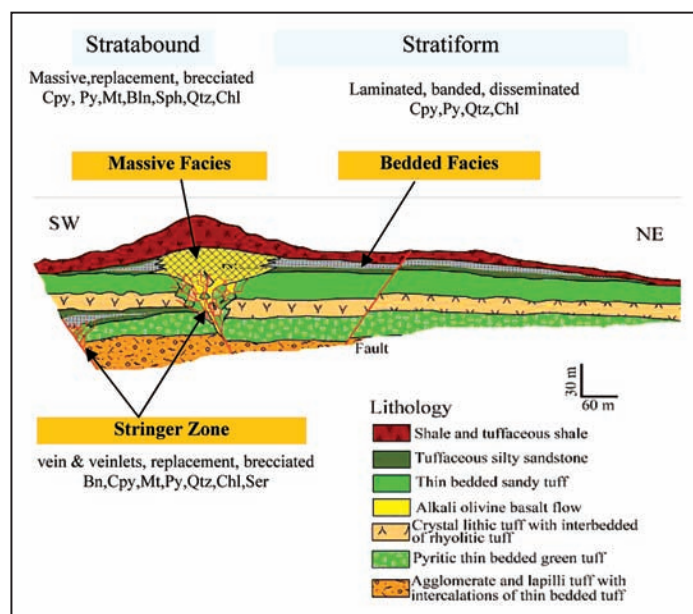
شکل ۶- الف) ستون چینه شناسی عمومی از منطقه معدنی نوده و موقعیت افق های مس و منگنز در آن، ب) ستون چینه شناسی بزرگ شده از عضوهای واحد ۲، که اعضای ۲ و ۴ آن در بردارنده دو افق معدنی (ore horizon I, ore horizon II) می باشد. سنگ در برگیرنده ماده معدنی در افق I ماسه سنگ های سیلتی توفی بوده ولی میزان ماده معدنی در افق II گدازه های آلکالی البوین بازالت می باشد که با تغییر رخساره جانبی به ماسه سنگ سیلتی توفی تبدیل شده است.



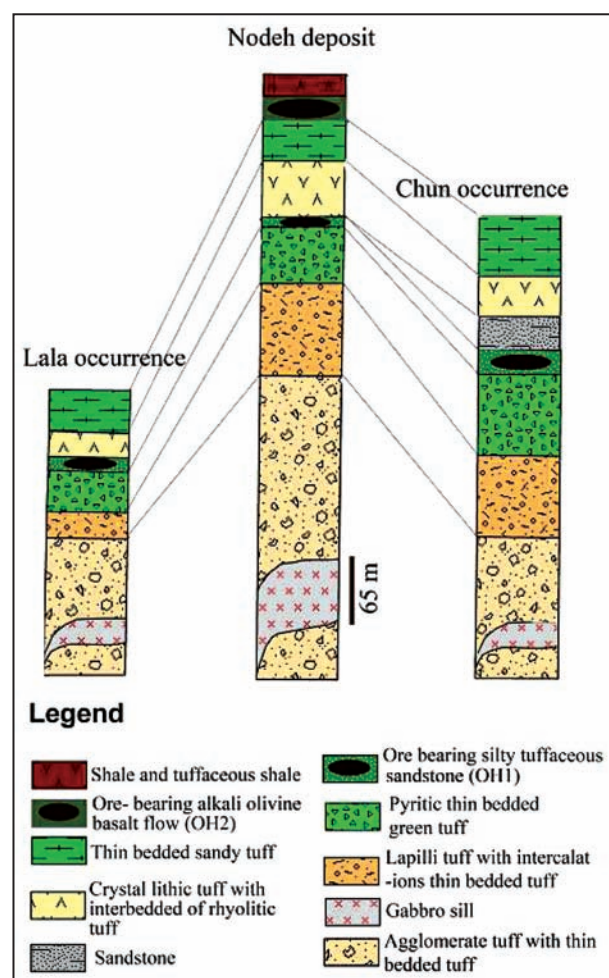
شکل ۷- نمایی از اعضای (Members) چهار گانه واحد ۲ در کانسار مس نوده، عضوهای ۲ و ۴ میزان افق های کانی زایی مس (عدسی های سیاه رنگ) می باشند که موقعیت کنده کاری های معدنی در این دواقی با پیکان های سفید رنگ نشان داده شده است (دید به سمت شمال خاور).



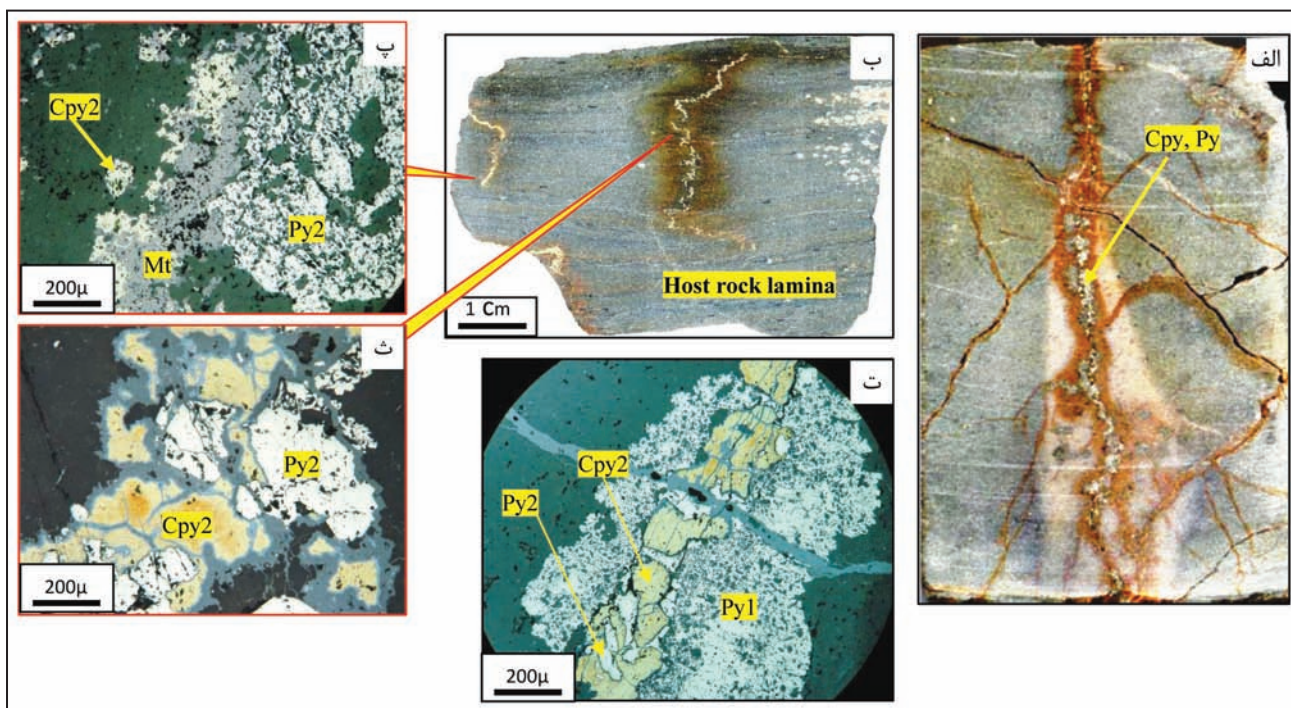
شکل ۸- مقطع عرضی از واحدهای زمین‌شناسی منطقه و موقعیت افق‌های کانهدار در کانسار نوده (موقعیت مقطع در شکل ۵ مشخص شده است).



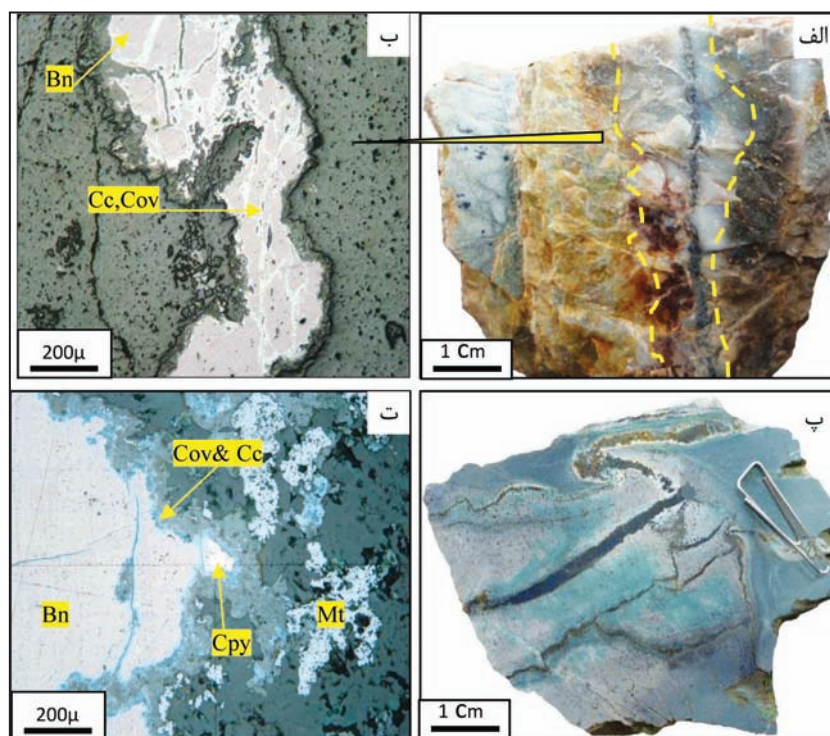
شکل ۱۰- نمایی شماتیک از ژئومتری صفحه‌ای و رخساره‌های مختلف کانسار نوده و منطقه‌بندی بافتی و کانی‌شناسی آن بر حسب نوع رخساره (Cpy: کالکوپیریت، Py: پیریت، Mt: مگنتیت، Sph: اسفالریت، Bln: بولانتریت، Bn: بورنیت، Qtz: کوآرتز، Chl: کلریت، Ser: سریسیت).



شکل ۹- ستون‌های چینه‌ای و موقعیت افق‌های کانهدار در کانسار نوده و اندیس‌های معدنی چون و لالا. در این شکل تغییر رخساره جانبی سنگ‌های میزبان کانی‌زایی در کانسار نوده و اندیس‌های لالا و چون نشان داده شده است، واحد میزبان کانی‌زایی مس در اندیس‌های چون، کلاته لالا و افق ۱ کانسار نوده ماسه‌سنگ‌های سیلتی توفی و در افق ۲ کانسار نوده گدازه آلکالی الیوین بازالت است که با تغییر رخساره جانبی به ماسه سنگ سیلتی توفی تبدیل می‌شود.

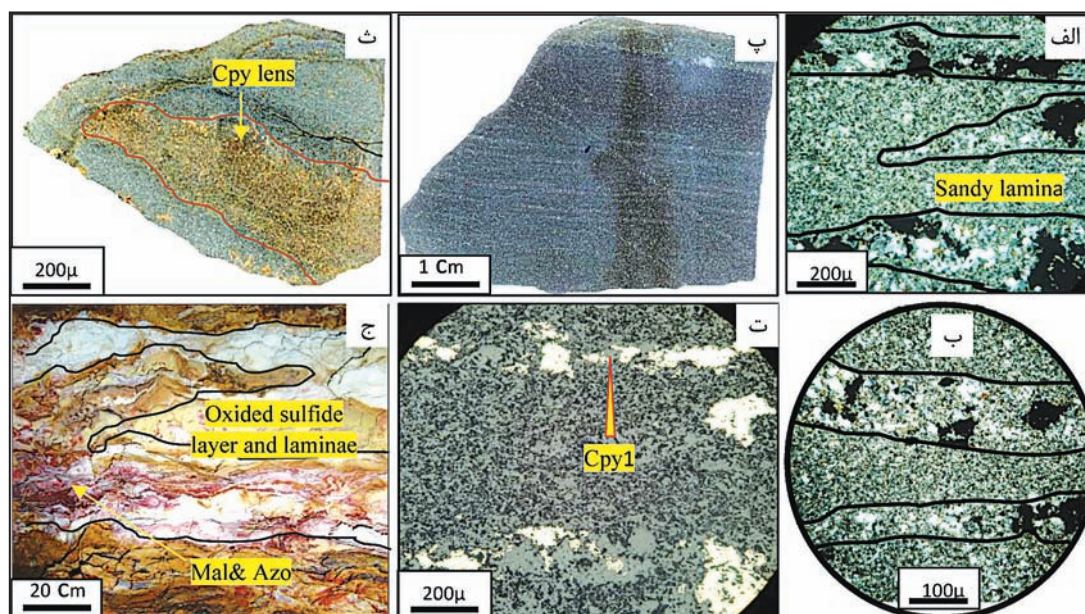
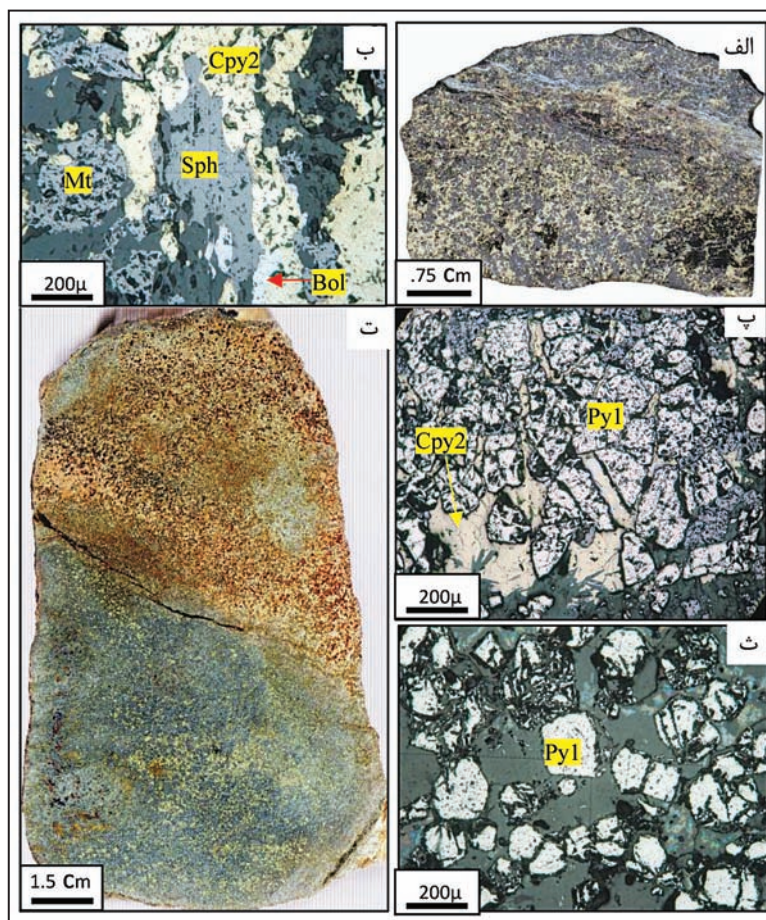


شکل ۱۱- رخساره استرینگر: الف) نمونه دستی از زیر رخساره غنی از کالکوپیریت و پیریت که دگرسانی سیلیسی به خوبی در اطراف رگه دیده می‌شود، ب) رگه های سولفیدی که به صورت عمود بر روند لایه‌بندی نفوذ کرده و باعث قطع لایه‌بندی سنگ میزبان شده است، پ) رشد کانی‌های کالکوپیریت، مگنتیت و پیریت که در کنار هم دیده می‌شوند، ت) قطع شدن پیریت‌های نسل اول توسط رگچه حامل پیریت و کالکوپیریت‌های نسل دوم، ث) تصویر میکروسکوپی از رخساره رگه‌ای غنی از کالکوپیریت و پیریت.



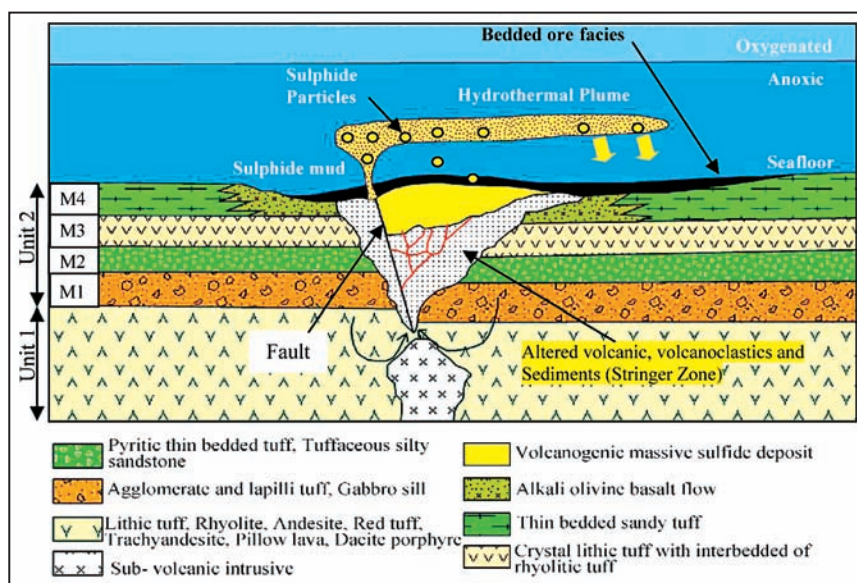
شکل ۱۲- رخساره استرینگر: تصاویری از زیر رخساره غنی از بورنیت، کالکوپیریت و مگنتیت در پهنه استرینگر الف) نمونه دستی از رگه سیلیسی-سولفیدی، که سنگ میزبان را به طور کلی سیلیسی کرده است، ب) تصویر میکروسکوپی از زیر رخساره رگه- رگچه‌ای غنی از بورنیت، بورنیت‌ها از اطراف تبدیل به کولیت شده اند، پ) بافت رگه- رگچه‌ای که تحت تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی چین خورده است، ت) محلول جامد بین بورنیت و کالکوپیریت که همراه با هم دیده می‌شوند و دارای پاراژنز کالکوپیریت، بورنیت، مگنتیت، کالکوسیت و کولیت می‌باشد که مربوط به فاز II پهنه استرینگر است (Cpy: کالکوپیریت، Bn: بورنیت، Mt: مگنتیت، Cov: کولیت، Cc: کالکوسیت).

شکل ۱۳- نمونه‌های از بافت رخساره کانسنگ توده‌ای: الف) نمونه دستی از بافت توده‌ای که غنی از کالکوپیریت و مگنتیت می‌باشد، ب) تصویر میکروسکوپی از نمونه الف که دارای کانی‌های کالکوپیریت نسل دوم (Cpy2) اسفالریت (Sph)، مگنتیت (Mt) و بولانژریت (Bol) است، پ) رگچه‌های کالکوپیریت نسل دو (Cpy2) پیریت‌های نسل یک (py1) را قطع کرده و در بخش‌هایی جانشین پیریت شده است، ت) نمونه دستی از بافت توده‌ای غنی از کالکوپیریت، ث) تصویر میکروسکوپی از پیریت توده‌ای (Massive pyrite) که فقط از پیریت‌های خودشکل تشکیل شده است.



شکل ۱۴- نمونه‌هایی از رخساره کانسنگ لایه‌ای و بافت لایه‌ای آن: الف) تناوب لایه‌های ماسه‌ای دانه‌درشت و ریزدانه که به صورت تغییر رخساره جانبی به هم تبدیل می‌شوند، ب) نمای میکروسکوپی از لایه‌های ماسه‌ای، که در آن سولفیدهای درشت بلور با کوارتزهای دانه درشت همراهی می‌شوند در حالی که کوارتزهای ریزدانه و کلریت‌های ریزبلور همراه با سولفیدهای ریزبلور هستند، پ) تناوب لایه‌های سولفیدی با لایه‌های ذرات رسوبی. در لایه‌های سولفیدی نیز ذرات سولفیدی همزمان با ذرات تشکیل‌دهنده سنگ میزبان ته نشست پیدا کرده‌اند، ت) تصویر میکروسکوپی از نوارهای غنی از کالکوپیریت. ث) نمونه دستی از عدسی غنی از کالکوپیریت، ج) تشکیل هیدرو اکسیدهای آهن و کربنات‌های مس شامل مالاکیت و آزوریت (Mal & Azo) در بخش کانسنگ لایه‌ای کانسار نوده که لایه‌ها و لایه‌های سولفیدی اولیه کاملاً هوازده شده و از بین رفته‌اند.

شکل ۱۵- چگونگی تشکیل کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد تیپ بشی نوده: همزمان با زمین‌ساخت کششی (کافت پشت‌کمانی) در حوضه سبزوار، آب دریای فرورفته به بخش پایین کافت، در اثر رژیم حرارتی حاکم بر کافت ضمن حرکت به سمت بالا، فلزات را در مسیر خود می‌شویند. سیالات گرمایی از طریق گسل همزمان با رسوب‌گذاری، به صورت برون‌دم وارد آب دریا شده و کانه‌زایی از ستون شناور (Buoyant plumes) گرمایی در محل خروج برون‌دم تشکیل می‌شوند (بدون مقیاس). واحدهای ۱ و ۲ (Unit) ۱,2 ستون چینه‌شناسی در این شکل دیده می‌شود که کانسار در بخش بالایی واحد ۲ (Unit 2) یعنی در عضو ۴ (M4) تشکیل شده است.



جدول ۱- مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانه‌ها، کانی‌ها و ساخت و بافت مربوط به آنها در کانسار مس نوده.

Minerals/Textures		Ore Mineralization				Post- mineralization	
		Stringer zone		Stratiform	Stratabound	Supergene	
		Sub- facies I	Sub- facies II	Bedded ore	Massive ore	Sulfide	Oxide
Ore Minerals	Pyrite I	—		—	—		
	Pyrite II				—		
	Chalcopyrite I	—		—	—		
	Chalcopyrite II				—		
	Sphalerite				—		
	Boulangerite				—		
	Magnetite		—		—		
	Bornite		—		—		
	Chalcocite					—	
	Covelite					—	
	Hematite						—
	Malachite						—
	Azurite						—
Hydrothermal Alteration Minerals	Quartz I			—			
	Quartz II	—	—	—	—		
	Fe- chlorite		—	—	—		
	Mg- chlorite						
	Sericite		—	—			
	Epidote			—	—		
	Clay mineral			—	—		
Textures	Disseminated	—	—	—			
	Laminated			—			
	Massive				—		
	Vein- Veinlets	—	—				
	Brecciated	—	—		—	—	
	Replacement	—	—		—		

جدول ۲- مقایسه ویژگی‌های شاخص کانسار مس - روی نوده با تیپ‌های مختلف کانسارهای سولفید توده‌ای (VMS) براساس رده‌بندی (Franklin et al. 2005).

ویژگی‌های شاخص	کانسار نوده	تیپ سیلیسی کلاستیک فلسیک (Bathurst)	تیپ بایمودال فلسیک (Kuroko)	تیپ بایمودال مافیک (Noranda)	تیپ پلیتیک مافیک (Besshi)	تیپ مافیک-الترامافیک (Cyprus)
محیط زمین‌ساختی	پشت کماتی (Back-arc)	کمان و پشت کماتی	کماتی و پشت کماتی	کمان‌های نوظهور اقیانوسی	پشت کماتی (Back-arc)، کافت‌های قاره‌ای	پشته‌های میان اقیانوسی، پشت کماتی
سنگ‌های میزبان و همراه	گدازه آلکالی الیوین بازالت، ماسه‌سنگ سیلتی-توفی، توف و شیل توفی	داسیت، ریولیت و شیل سیاه	ریولیت و داسیت و سنگ‌های آذرآواری فلسیک	بازالت، آندزیت و آذرآواری	گدازه‌های بازالتی، آندزی-بازالتی، شیل سیاه، سیلستون، ماسه‌سنگ	بازالت‌های بالشی و سنگ‌های الترامافیک
کانی‌های معدنی	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، مگنتیت، بولائزیت، بورنیت	اسفالریت، گالن، پیریت، آرسنوپیریت، پیرویت، تتراهدريت	اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدريت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، تتراهدريت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، مگنتیت، پیرویت	پیریت، کالکوپیریت
کانی‌های باطله	کوارتز، کلریت، سریسیت، اپیدوت	کربنات، کوارتز، سریسیت، باریت	باریت فراوان، کوارتز	کلریت، کوارتز، کربنات	کلریت، کوارتز، سریسیت، اپیدوت	کوارتز، ژاسپر، کلریت
عمده عناصر فلزی	Cu- Zn	Zn- Pb-Cu	Pb- Zn	Cu-(Zn)	Cu- Zn	Cu
دگرسانی	کلریتی، سیلیسی، سریسیتی، اپیدوتی	سریسیتی، سیلیسی، کلریتی، کلسیتی	سریسیتی، پیریتی، سیلیسی، کلریتی	کلریتی و سریسیتی	کلریتی، سیلیسی، سریسیتی، اپیدوتی	کلریتی، سیلیسی
مثال از تیپ‌های مشابه در ایران	کانسار چاه گز (موسیوند، ۱۳۸۹)	کانسار باریکا (یار محمدی، ۱۳۸۵)، کانسار درین (نظری و همکاران، ۱۳۷۰)	کانسار سرگز (بدرزاده و همکاران، ۱۳۸۶)	کانسار بوانات (موسیوند، ۱۳۸۴) و کانسار نوده (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۱)	کانسارهای شیخ عالی (منظمی میرعلیپور، ۱۳۷۷) قزل داش (امامعلی پور و مسعودی، ۱۳۷۶)	

کتابنگاری

امامعلی پور، ع. و مسعودی، ج.، ۱۳۷۶- اولین مورد از کانی‌زایی سولفید توده‌ای تیپ قبرس در منطقه قزل‌داش خوی، اولین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران.

بدرزاده، ز.، سبزه‌ی، م. و راستاد، ا.، ۱۳۸۶- سنگ‌شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بازالتی شمال باختر جیرفت با نگرشی ویژه بر کانی‌زایی مس- روی (VMS) همراه آنها، رساله دکتری دانشگاه تربیت مدرس تهران.

پناهی شهری، م.، کریم پور، م. ح. و شبانی، ف.، ۱۳۸۹- کانی‌سازی و اکتشافات ژئوشیمیایی در کمربند ولکانیکی- پلوتونیک هلاک آباد (جنوب سبزوار) با نگرشی بر اکتشافات مس پورفیری، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱ (جلد ۲)، ص ۲۱ تا ۳۸.

روزبه کارگر، س. و قمیان، ی.، ۱۳۷۷- طرح اکتشاف مواد معدنی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و ژئوفیزیک هوایی (پروژه سبزوار)، گزارش اکتشافات چکشی ورقه یکصد هزارم باشتین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

سپهری راد، ر.، ۱۳۸۸- گزارش پی‌جویی مس رسوبی در محور کدکن- ششتمد (شمال تربت حیدریه)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

شفارودی، آ.، کریم پور، م. ح. و مظاهری، س. ا.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی، کانی‌سازی و ژئوشیمی تک I، کانسار ماسیو سولفید پلی متال (Cu, Zn, Au, Ag, Pb) تکنار، خراسان- بردسکن، مجله بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، ص ۲۵۳ تا ۲۷۲.

عشق آبادی، ۱۳۷۷- طرح اکتشاف مواد معدنی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و ژئوفیزیک هوایی (پروژه سبزوار)، گزارش اکتشافات چکشی ورقه یکصد هزارم سلطان آباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مغفوری، س. راستاد، ا. و موسیوند، ف.، ۱۳۹۰ الف- رخداد کانی‌زایی مس سولفید توده‌ای نوده در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه بالایی در جنوب باختر سبزوار. دومین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه لرستان.

مغفوری، س. راستاد، ا. و موسیوند، ف.، ۱۳۹۰ ب- رخساره‌های کانه‌دار کانسار سولفید توده‌ای مس (روی) نوده، جنوب باختر سبزوار، انجمن زمین‌شناسی ایران دانشگاه تربیت معلم تهران.

مغفوری، س. راستاد، ا. و موسیوند، ف.، ۱۳۹۰ ج- کانسار نوده: کانی‌زایی مس- روی سولفید توده‌ای آتشفشانی‌زاد (VMS) تیپ بشی (Besshi Type) در حوضه پشت‌قوسی سبزوار، سی‌امین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۹۰.

مغفوری، س. راستاد، ا. و موسیوند، ف.، ۱۳۹۱- زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئز کانه‌زایی مس در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین در جنوب باختر سبزوار، با تاکید بر کانسار نوده، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، ۳۱۲ صفحه.

منظمی میرعلیپور، ع.، ۱۳۷۷، زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئز کانسار سولفید توده‌ای مس شیخ عالی (جنوب شرق دولت آباد)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت مدرس. موسیوند، ف.، ۱۳۸۴- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئز کانه‌زایی مس در مجموعه آتشفشانی- رسوبی سوریان در منطقه بوانات، استان فارس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

موسیوند، ف.، ۱۳۸۹- زمین‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار روی- سری- مس چاه‌گز در جنوب شهر بابک و مقایسه آن با کانسار سولفید توده‌ای مس- روی- نقره بوانات در پهنه سندج- سیرجان جنوبی. رساله دکتری زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه تربیت مدرس، ۵۰۵ صفحه.

مهرابی، ب.، حیدرپور، ر.، طالع فاضل، ا. و صفری، م.، ۱۳۹۰- مطالعه کانی‌سازی و رخداد ذخایر سولفید توده‌ای غنی از آهن شمال‌کبودان (بردسکن) با استفاده از شواهد زمین‌شناسی کانسنگ و ژئوشیمی، دومین همایش زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه لرستان.

نظری، م.، یعقوب‌پور، ع. و مدنی، ح.، ۱۳۷۰- کانسار باریت درین کاشان، دانشگاه تربیت معلم، چهارمین سمپوزیوم معدنکاری ایران. ص. ۱۰۶-۱۲۵.

وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۸۸- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دارین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

وطن‌پور، ح.، خاکزاد، ا. و قادری، م.، ۱۳۸۸- کاربرد عناصر گروه پلاتین (PGE) در اکتشاف و ارزیابی اقتصادی در کانسارهای کرومیت کمرند افیولیتی سبزوار، فصلنامه علوم زمین شماره ۷۱، بهار ۸۸، صفحه ۹ تا ۱۲.

یارمحمدی، ع.، ۱۳۸۵- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئز کانی‌زایی طلای باریکا، شمال خاور سردشت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. & Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process, *Geol. Mag.*: page 1 of 34.
- Baroz, R., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghrehan, H., Ohnenstetter, M. & Rocci, G., 1984- Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar range (Iran) and possible geotectonic reconstructions. *Neues J. Geol. Palaont. Abh.*, 168, 358–388.
- Barrett, T. J., Wallace, H. & Maclean, H. A., 2005- The Palaeoproterozoic Kristineberg VMS deposit, Skellefte district, northern Sweden. Part II: chemostratigraphy and alteration, *Mineralium Deposita* 40: 368–395
- Barrie, C. T., Nielsen, F. W. & Aussant, C., 2007- The Bisha Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposit, Western Nakfa Terrane, Eritrea, *Economic Geology*, v. 102, pp. 717–738.
- Franklin, J. M., 1993- Volcanic – associated massive sulfide deposit, in Kirkham, R. V., Sinclair, W. D. M., Thope, R. I., and Duke, J. M., *Mineral deposit modeling: Geological association of Canada Special papers* 40. P. 315–334.
- Franklin, J. M., Gibson, H. L., Jonasson, I. R. & Galley, A. G., 2005- Volcanogenic Massive Sulphide Deposits. *Economic Geology* 100th anniversary, p. 523–560.
- Galley, A. G., Hannington, M. D. & Jonasson, I. R., 2007- Volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow, W. D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5*, p. 141–161.
- Gerdes, A. & Zeh, A., 2009- Zircon formation versus zircon alteration – New insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses of Archean zircons from the Limpopo Belt. *Chem. Geol.*, 261, 230–243.
- Gibson, H. L. & Gally, G., 2007- Volcanogenic massive sulfide deposit of the Noranda district, Quebec, *Geological Association of Canada*, p. 533–552.
- Goodfellow, W. D., 2007- Metallogeny of the Bathurst mining camp, northern New Brunswick, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 449–469.
- Large, R. R., McGoldrick, P., Bull, S. & Cooke, D., 2004- Proterozoic stratiform sediment-hosted zinc-lead-silver deposits of northern Australia, in Deb, M. and Goodfellow, W. D., eds., *Sediment-hosted lead-zinc sulphide deposits: Attributes and models of some major deposits of India, Australia and Canada: Narosa publishing house, Delhi, India*, p. 1–24.
- McCall, G. J. H., 1997- The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *J. Asian Earth Sci.*, 15, 517–531.
- Monecke, T., Gemmeli, B. J. & Herzic, P. M., 2006- Geology and Volcanic Facies Architecture of the Lower Ordovician Waterloo Massive Sulfide Deposit, Australia, *Economic Geology*, v. 101, pp. 179–197.
- Mousivand, M., Rastad, E., Meffre, S., Peter, J., Solomon, M. & Khin, Z., 2011- U-Pb geochronology and Pb isotope characteristics of the Chahgaz volcanogenic massive sulphide deposit, southern Iran, *International Geology Review* Vol. 53, No. 10, 20, 1239–1262.
- Mousivand, F., Rastad, E., Hoshino, K., & Watanabe, M., 2007- The Bavanat Cu- Zn- Ag orebody: first recognition of a Besshi-type VMS deposit in Iran, *N. Jb. Miner. Abh.*, Vol. 183/3, p. 296–315

- Ohmoto, H. & Skinner, B.L., 1983- The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits. Econ Geol Monograph 5, 604 p.
- Peter, J.M. & Scott, S. D., 2007- Windy Craggy, Northwestern British Columbia: the world largest Besshi- type deposit in Barrie, Society of Economic Geologists, V.8.
- Peter, J.M. & Scott, S.D., 1999- Windy Craggy, Northwestern British Columbia: the world largest Besshi- type deposit in Barrie, Society of Economic Geologists, V.8.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. & Moin Vaziri, H., 2010- Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. Terra Nova, v 22, pp 26-34.
- Scoot, S.D., 1997- Submarine hydrothermal systems and deposits, in Barnes, H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, John Wiley and Sons, Inc., 3rd, p. 797-875.
- Sengor, A.M.C., Altiner, D., Cin, A., Ustomer, T. & Hsu, K.J., 1988- The origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expenses of Gondwana land. In: Gondwana and Thethys (M.G. Audley-Charles and A. Hallam ed.). Geol. Soc. Spec. Publ., 37, 119–181
- Shojaat, B., Hassanipak, A.A., Mobasher, K. & Ghazi, A.M., 2003- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. J. Asian Earth Sci., 21, 1053–1067.
- Solomon, M., Tornos, F., Large, R.R., Badham, J.N.P., Both, R.A. & Khin, Z., 2004- Zn–Pb–Cu volcanic-hosted massive sulphide deposits: criteria for distinguishing brine pool-type from black smoker-type sulphide deposition, Ore Geology Reviews 25, 259–283
- Solomon, M., 2008- Brine pool deposition for the Zn–Pb–Cu massive sulphide deposits of the Bathurst mining camp, New Brunswick, Canada. I. Comparisons with the Iberian pyrite belt, Ore Geology Reviews 33, 329–351
- Solomon, M. & Inverno, C., 2006- Zn- Pb- Cu VHMS deposit- extending the brine- pool . AESC2006, Melbourne, Australia. p. 1-11.
- Stampfli, G.M. & Borel, G.D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. Earth Planet. Sci. Lett., 196, 17–33.
- Winter, L., Tosdal, R., Mortensen, J. & Franklin, J., 2009- Volcanic stratigraphy and geochronology of the Cretaceous Lancones basin, Northwestern Peru: position and timing of giant VMS deposits. Economic Geology, v 105, pp 713-742.

Nudeh Volcanogenic Massive Sulfide (VMS) Deposit, A Besshi- Type VMS Deposit, Southwest Sabzevar

S. Maghfouri ¹, E. Rastad ^{2*}, F. Mousivand ³ & Ye Lin ⁴

¹ M. Sc. Student, Faculty of Basic Sciences, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

² Associate Professor, Faculty of Basic Sciences, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, School of Geosciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

⁴ Professor, Institute of Geochemistry, Chines Academy of Sciences, Guizhou, China

Received: 2012 July 09

Accepted: 2013 March 13

Abstract

Copper mineralization in Nudeh Cu deposit and Frezy, Garab, Kalateh lala (Nieran) and Chun occurrences, located in southwest of Sabzevar hosted by a Upper Cretaceous volcano-sedimentary sequence formed in a rift environment. The main is host rock of the Nudeh Cu sulfide deposit includes alkali olivine basalt flow and subordinate tuffaceous silty sandstone. Host rock of the Ferizy and Garab occurrences is andesite flow. The rock forming mineral of Kalateh lala (Nieran) and Chun occurrences is tuffaceous silty sandstone. Sulfide mineralization in the Nudeh deposit and occurrences within an Upper Cretaceous volcano-sedimentary sequence occurs as sheet-like & tabular shape within three ore horizons. Based on nature of sulfide mineralization, mineralogy and textures of sulfide minerals, the Nudeh deposit can be divided into three different ore facies. Based on their situation towards the vent of mineralizing fluid, these facies include: A) Vein-veinlets facies (Stringer zone) includes sulfide veins and silica that form as a scissors of host rocks under the massive ore facies. Vein-veinlets and replacement textures formed main features of this facies. B) Massive ore facies that forms the thicker part of generally massive higher grade ores in west of the deposit and includes sulfide mineralization with heterogeneous nature and stratabound, limited in the alkali olivine basalt flow. C) Bedded ore facies which is thinner than the massive ore facies and is characterized by layered and banded apparent and low grade ore. The rock forming mineral of this facies is tuffaceous silty sandstone. This facies occurs as laminated and banded sulfides contemporaneous with the host rocks layering at eastern part of the deposit. Mineralogy of Nudeh deposit includes chalcopyrite, pyrite, bornite, sphalerite, boulangerite and magnetite wall rock alterations are dominated by silicification, chloritization, sericitization and epidotization. The most important characteristics of mineralization at the Nudeh deposit such as tectonic setting, host rocks, mineralogy, metal content as well as wall rock alterations, show similarities with volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits. Accordingly, Nudeh Cu deposit is regarded as a Besshi - or pelitic mafic VMS deposit.

Keywords: Copper- Zinc Nudeh deposit, VMS, Besshi type, Massive ore, Bedded ore, Stringer zone, Sabzevar zone.

For Persian Version see pages 73 to 86

*Corresponding author: E. Rastad; E-mail: rastad@modares.ac.ir