

رخساره‌های کانسنگ، پهنه‌بندی دگرسانی و شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل کانسار سولفید توده‌ای مس - روی - نقره نوع بشی (Besshi-type) بوانات (جیان)، استان فارس

فردین موسیوند^۱، ابراهیم راستاد^۲، محمدحاشم امامی^۳، جان پیتز^۴ و میسایل سولومون^۵

^۱ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود؛ بخش زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲ دانشیار، بخش زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳ دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر؛ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۴ دانشیار، سازمان زمین‌شناسی کانادا، اتاوا، کانادا

^۵ استاد، قطب علمی تحقیقات نهشته‌های معدنی (CODES)، دانشگاه تاسمانیا، هوبارت، استرالیا

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۲/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۷/۱۱

چکیده

کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد مس - روی - نقره نوع پلیتیک مافیک یا Besshi بوانات (جیان) در پهنه سنندج - سیرجان جنوبی و در منطقه بوانات قرار دارد. کانه‌زایی به صورت دو افق چینه‌شناسی کانه‌دار در توالی آتشفشانی - رسوبی دگرگون شده مجموعه سوریان و در گستره‌ای به طول بیش از ۳۵ کیلومتر به صورت ناپیوسته رخ داده است. به طور کلی از دید چینه‌شناسی از کمربالین به کمربالا، ۴ رخساره کانسنگ در پیکره‌های معدنی کانسار بوانات تشخیص داده شد که عبارتند از: (۱) رخساره رگه - رگچه‌ای یا استرینگر (stringer)؛ (۲) رخساره مجموعه دهانه‌ای (vent complex)؛ (۳) رخساره ماده معدنی لایه‌ای - نواری (bedded-banded)؛ (۴) رسوبات گرمابی - برونومی آهن و منگنزدار (hydrothermal-exhalative sediments). مواد معدنی دارای بافت و ساخت گوناگون اولیه و ثانویه هستند؛ هر چند که بیشتر ساخت و بافت‌های اولیه در طی دگرگونی و دگرشکلی از بین رفته‌اند. بافت‌های اولیه باقیمانده شامل بافت‌های توده‌ای و نیمه‌توده‌ای، نواری، برشی، دانه‌پراکنده و رگه - رگچه‌ای هستند. در رخساره استرینگر و به ویژه رخساره مجموعه دهانه‌ای، کالکوپریت جانشین دیگر کانی‌ها به ویژه پیریت شده است که نشان‌دهنده هجوم یک سیال داغ غنی از مس به ماده معدنی توده‌ای غنی از پیریت بوده و به نام فرایند پالایش پهنه‌ای (zone refining) معروف است. در کانسار بوانات پهنه‌بندی فلزی و کانی‌شناسی نیز دیده می‌شود. انواع دگرسانی‌ها در کانسار بوانات به ترتیب از مرکز کانه‌زایی به سمت کناره‌ها عمدتاً شامل سیلیسی، کوارتز - کلریتی، کلریتی، کربناتی و کلریتی - سیلیسی بوده که پهنه‌بندی واضحی دارند. براساس مطالعات الکترون میکروسکوپی (EPMA)، کلریت‌های کمربالین از نوع غنی از آهن می‌باشند. وجود مقادیر زیاد پیرویت در کانسار بوانات می‌تواند به دلیل فوگاسیته پایین اکسیژن و گوگرد، و وجود کلینوکلر زیاد در پهنه‌های دگرسانی نیز می‌تواند نشان‌دهنده pH پایین (میان ۴/۳ و ۵/۳) برای سیال کانه ساز باشد. مقادیر زیاد مس و روی و مقادیر کم سرب در کانسار بوانات و نتایج مطالعات میان‌بانه‌های سیال روی رگه‌های کوارتزی کانه‌دار پهنه استرینگر، نشان‌دهنده بالا بودن دمای سیال کانه‌ساز (۳۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد) است. بر پایه مطالعات انجام گرفته، سیال کانه‌ساز در بوانات از نوع سیال‌های داغ، احيایی و اسیدی بوده که وارد حوضه‌های محبوس دریایی شده و مواد معدنی از آن نهشته شده است.

کلیدواژه‌ها: سولفید توده‌ای، بشی، بوانات، جیان، سنندج - سیرجان.

* نویسنده مسئول: ابراهیم راستاد

E-mail: rastad@modares.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

کانسار سولفید توده‌ای مس - روی - نقره بوانات (جیان) در ۵۰ کیلومتری جنوب خاور صفاشهر (دهید)، استان فارس و ۱۷۴ کیلومتری شمال باختر کانسار سولفید توده‌ای روی - سرب - مس چاه گز، در پهنه سنندج - سیرجان جنوبی جای دارد (شکل ۱). این کانسار به صورت روباز در حال استخراج است و ذخایر شناخته شده آن ۲/۳۴ میلیون تن کانسنگ با عیار ۲٪ مس، ۰/۵٪ روی، ۰/۲٪ سرب، تا ۱۰۰ گرم در تن نقره و تا ۰/۵ گرم در تن طلاست. کانه‌زایی مس - روی - نقره در کمپلکس آتشفشانی - رسوبی سوریان به صورت ناپیوسته در گستره‌ای به طول ۳۵ کیلومتر در دره بوانات رخ داده است (Mousivand et al., 2012). گفتنی است که ادامه این کانی‌زایی در منطقه هرات نیز به صورت گوسن‌های لایه‌ای و عدسی‌شکل درون واحدهای آتشفشانی بازیک بخش بالایی مجموعه هرات (معادل مجموعه سوریان) رخنمون دارد.

بر پایه مطالعات موسیوند (۱۳۸۲ و ۱۳۸۹) و (Mousivand et al. (2007; 2012)، کانی‌زایی مس - روی - نقره در منطقه بوانات در ابتدا در اثر فعالیت‌های آتشفشانی - برونومی (exhalative) درون یک حوضه کافتی درون کماتی آغازین در حال نشست - که توسط رسوبات تخریبی پر می‌شده و با نفوذ و خروج مواد ماگمایی همراه بوده است - به صورت نهشته‌های سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد (VMS) رخ داده است و سپس در اثر فازهای کوه‌زایی بعدی این نهشته‌ها به همراه سنگ‌های درونگیر خود دچار دگرگونی و دگرشکلی در حد رخساره شیست‌سبز شده‌اند.

نظر به اینکه در سال ۱۳۸۵ بیش از ۱۰۰۰ متر حفاری مغزه‌ای در این کانسار انجام شد، انجام مطالعات دقیق‌تر زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی، تعیین خاستگاه این کانه‌زایی و تشخیص کنترل‌کننده‌های اصلی آن امکان‌پذیر شد. بنابراین، انجام بررسی‌های دقیق‌تر زمین‌شناسی توالی کانسار، شناخت ساختار درونی پیکره‌های معدنی، تشخیص پهنه استرینگر، پهنه‌بندی عنصری و کانی‌شناسی و مطالعه پهنه‌های دگرسانی، تشخیص ماهیت فیزیکوشیمیایی و خاستگاه سیال‌ها و عناصر کانه‌ساز از نکات اصلی مطرح شده در این مقاله است.

۲- روش پژوهش

۲-۱. مطالعات صحرایی

- مطالعه مغزه‌های حفاری مربوط به ۱۵ گمانه با مجموع بیش از ۱۰۰۰ متر ژرفا و بررسی احتمال وجود پهنه استرینگر در این کانسار و برداشت بیش از ۵۰۰ نمونه از این گمانه‌ها برای مطالعات مختلف از جمله بافت و ساخت، دگرسانی و پهنه‌بندی عنصری و ایزوتوپ‌های پایدار (گوگرد، کربن، اکسیژن) و میان‌بانه‌های سیال.
- رسم مقاطع عرضی از کانسار بوانات بر پایه مطالعه مغزه‌ها و انجام انطباق در آنها برای انتخاب بهینه نمونه‌ها برای تجزیه.
- بررسی تغییرات شکل هندسی پیکره‌های معدنی، تشخیص رخساره‌های کانسنگ و رسم پهنه‌بندی دگرسانی کانسار.

۲-۲. مطالعات آزمایشگاهی و دستگاهی

سنگ‌شناسی، بافت و ساخت، دگرسانی، کانی‌زایی و پاراژنز ماده معدنی مورد نظر بوده و بیش از ۵۰۰ نمونه برای مطالعات بافت و ساخت، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی برداشت شده است. بر پایه مطالعه گمانه‌ها، نقشه زمین‌شناسی دقیق‌تر بر پایه اطلاعات ژرفی و تصویر کردن موقعیت پیکره‌های ژرفی در سطح تهیه شده است که چگونگی گسترش سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی میزبان و توالی کانسار و شکل هندسی و میزان گسترش پیکره‌های معدنی را نشان می‌دهد (شکل ۴). سپس، با استفاده از نتایج مطالعه گمانه‌های مختلف، مقاطع زمین‌شناسی (مانند AB) رسم شده‌اند (شکل ۴) که گسترش ژرفی و روابط پیکره‌های معدنی و سنگ‌های میزبان را با یکدیگر در توالی کانسار بازتاب می‌دهند (شکل ۵). رسم نقشه و مقاطع یاد شده در انتخاب نمونه‌ها برای مطالعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی بسیار راهگشا و کلیدی بوده است. بر پایه مطالعه مغزه‌ها، کانی‌زایی به‌طور چیره شامل پهنه‌های چینه‌سان و استرینگر زیرین است. در پهنه چینه‌سان پیکره‌های معدنی به‌صورت تخته‌ای شکل و دارای ستبرای ۱۰ سانتی‌متر تا بیش از یک متر و طول تا بیش از ۴۰ متر هستند (شکل‌های ۴ و ۵). گسترش پهنه استرینگر در پیکره‌های مختلف معدنی نیز تنها در حد چندین متر است (شکل ۵). بر پایه مطالعه سنگ‌شناسی گمانه‌ها، سنگ‌های میزبان اصلی کانی‌زایی شامل سنگ‌های آذرآواری و پلیتی دگرگون و دگرشکل شده هستند. سنگ‌های آذرآواری که به‌صورت کلریت شیبست دیده می‌شوند، از دید کانی‌شناسی دارای مقادیر زیادی فلدسپار، کلریت، کوارتز و کلسیت به همراه کانی‌های اسفن و روتیل، زیرکن و کانی‌های سولفیدی هستند. سنگ‌های متاپلیتی نیز به‌طور چیره از کوارتز، سریسیت دانه‌ریز، مواد آلی و کلسیت تشکیل شده‌اند.

گفتنی است که در گمانه شماره ۷، یک لایه آتشفشانی بازیک نیز حضور دارد و کلریت‌شیست‌های در بر گیرنده این لایه بازالتی می‌توانند ناشی از دگرسانی شیشه‌های بازالتی باشند که در اثر ورود بازالت به درون حوضه و سرد شدن آن در تماس با رسوبات نرم و آب دریا تشکیل شده‌اند که در ادامه دگرگون و تبدیل به کلریت شیبست شده‌اند.

۴- سن و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های میزبان و همراه

در گذشته سن‌های دونین بالایی - کربنیفر زیرین (هوشمندزاده و سهیلی، ۱۳۶۹؛ هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۹؛ Alric & Virlogeux, 1977) یا پرموتریاس (اویسی، ۱۳۸۰) برای توالی آتشفشانی - رسوبی سوریان پیشنهاد شده بود. ولی هیچ یک از این سن‌های پیشنهادی دقیق و قابل اعتماد نبود و به علت دگرگونی بودن سنگ‌ها، مبنای فسیلی درستی هم نداشت و بیشتر بر شواهد زمین‌شناسی ناحیه‌ای و ساختاری مبتنی بود. بنابراین، تعیین سن مجموعه سوریان و کانی‌زایی مس - روی - نقره موجود در آن به‌صورت رادیوژنیک توسط Mousivand et al. (2012) انجام شد. سن سنجی به روش U-Pb روی زیرکن در سنگ‌های آواری و آذرآواری دگرگون شده میزبان کانسار بوانات نشان‌دهنده سن 191 ± 12 Ma (سن جوان‌ترین زیرکن‌ها) و ژوراسیک زیرین برای توالی سوریان و کانی‌زایی است (Mousivand et al., 2012). سنگ‌های آذرین توالی سوریان دارای ترکیب بازالتی، آندزیتی - بازالتی و کمتر آلکالی‌بازالتی و ماهیت تولیتیک تا انتقالی و بونییتی هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی متابازالت‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در یک محیط کافتی درون کمائی آغازین (primitive arc) مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیس به زیر ایران نهشته شده‌اند (Mousivand et al., 2012).

۵- رخساره‌های کانسنگ

به‌طور کلی، ۴ رخساره معدنی از کمربین چینه‌شناسی به سوی کمربالا در پیکره‌های معدنی کانسار بوانات قابل تشخیص است که عبارتند از: ۱) رخساره رگه - رگچه‌ای

- تهیه ۵۰ مقاطع نازک، ۴۴ مقطع صیقلی، ۹۶ مقطع نازک - صیقلی و ۸ مقطع دوبر صیقلی برای مطالعات سنگ‌شناختی، بافتی، کانی‌شناسی و تشخیص نسل‌های هر کانی و رسم توالی پاراژنی، مطالعه میانبارهای سیال و تجزیه‌های الکترون میکروپروب یا EPMA (electron probe micro analysis) در قطب علمی تحقیقات نهشته‌های معدنی (CODES) دانشگاه تاسمانیا؛ استرالیا.

- سونش شیمیایی (etching) ۸ نمونه صیقلی برای بررسی‌های بافتی و پهنه‌بندی درون کانی‌های سولفیدی.

- تجزیه ۲۳ نمونه از کانسار بوانات به روش EPMA (بیش از ۱۰۰ نقطه) روی نسل‌های مختلف کانی‌های سولفیدی، سیلیکاتی و کربناتی برای بررسی تغییرات ترکیبی در آنها.

- آماده‌سازی نمونه‌ها و جدایش کانی‌های سولفیدی و کربناتی برای تجزیه‌های مختلف مانند ایزوتوپی گوگرد، کربن و اکسیژن در دانشگاه تاسمانیا.

- مطالعه میانبارهای سیال در رگه‌های کوارتزی پهنه استرینگر در دانشگاه تربیت مدرس

- تجزیه ۱۰ نمونه به روش پراش پرتو ایکس یا XRD (X-ray diffraction) برای تشخیص برخی کانی‌های معدنی (اکسیدی) و دگرسانی در دانشگاه تربیت مدرس و استفاده از دستگاه فروسرخ قابل حمل یا PIMA (portable infra-red mineral analyzer) و دستگاه فروسرخ TerraSpec در دانشگاه تاسمانیا برای تشخیص کانی‌های دگرسانی در بیش از ۸۰ نمونه از پهنه‌های دگرسانی و توالی‌های میزبان کانسار بوانات.

۳- زمین‌شناسی

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه بوانات متعلق به مجموعه توتک به سن دونین بالایی (هوشمندزاده و سهیلی، ۱۳۶۹) است و دیگر واحدها شامل مجموعه‌های سوریان به سن ژوراسیک زیرین (Mousivand et al., 2012) و کولی کش به سن پرموتریاس، تریاس یا تریاس - ژوراسیک (؟) (شهیدی، ۱۳۷۹ الف و ب) هستند (شکل ۲). در جنوب خاور منطقه بوانات مجموعه‌های سوریان و توتک ساختاری تاقدیسی دارند که در مرکز آن توده گرانیتوئیدی بندنو به سن احتمالی تریاس پسین قرار دارد (شکل ۲).

مجموعه آتشفشانی - رسوبی سوریان ۱۸۰۰ متر ستبرای دارد و از پایین به بالا از ۴ بخش تشکیل یافته است: ۱) متانگولومرا و متاپلیت؛ ۲) تناوب سنگ‌های آذرآواری - آتشفشانی دگرگونه حدواسط - بازیک با متاپلیت؛ ۳) متاپلیت؛ ۴) سیل‌ها و سنگ‌های آتشفشانی - آذرآواری بازیک دگرگون‌شده که با متاپلیت‌های سیاه و خاکستری همراهی می‌شوند (شکل ۳).

ماده معدنی با شکل هندسی تخته‌ای در دو افق کانه‌دار در بخش‌های دوم و چهارم مجموعه سوریان رخ داده است (شکل ۳). سنگ‌های درونگیر ماده معدنی بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی مافیک و سنگ‌های تخریبی دگرگون‌شده هستند. کانی‌زایی در افق اول به‌صورت رخداد‌های معدنی (ore occurrences) و در افق دوم (افق اصلی کانه‌دار) به‌صورت کانسنگ اقتصادی و تعدادی رخداد معدنی است (شکل ۳).

حفاری در کانسار بوانات به‌صورت ۱۵ گمانه با ژرفای بیشینه ۱۰۰ متر و به‌صورت قائم و مایل انجام شده است (شکل ۴). در این پژوهش، همه گمانه‌ها به دقت مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. با این حال گمانه‌های ۵، ۷، ۸، ۱۰، ۱۲ و ۱۵ به دلیل قطع کردن پیکره‌های سولفید توده‌ای برای مطالعه مناسب‌تر بوده‌اند (شکل‌های ۴ و ۵). نظر به اینکه شیب لایه‌ها نزدیک به قائم و متمایل به شمال است (شکل ۵)، گمانه‌های ۱۲ و ۱۵ که به سوی شمال حفر شده‌اند، لایه‌های بیشتری را قطع کرده‌اند و بنابراین به این گمانه‌ها توجه ویژه‌ای شده است (شکل‌های ۴ و ۵). در مطالعه مغزه‌ها، تغییرات

در بالا و روی پیکره‌های معدنی سولفید توده‌ای رخ می‌دهند. این رسوبات با بیش از یک متر ستبراهمانند پیکره‌های معدنی دچار دگرشکلی شده‌اند (شکل ۷-ه). وجود مقادیر زیادی هماتیت موجب ایجاد رنگ سرخ در این رسوبات شده است که در زمینه کوارتزی ریز و چرتی قرار دارند (شکل ۷-و).

۶- دگرشکلی، بافت و ساخت و کانی‌شناسی ماده معدنی

مواد معدنی در کانسار بوانات دارای بافت توده‌ای، نیمه‌توده‌ای، نواری (تناوب سولفید و سیلیکات)، لامینه، دانه‌پراکنده، رگه- رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی هستند که به همراه بافت‌های سنگ‌های درونگیر خود دچار تغییر و تحول شده‌اند. مطالعات ساخت و بافت و کانی‌شناسی کانسار مس- روی- نقره بوانات در مقیاس‌های ماکروسکوپی تا مزوسکوپی و میکروسکوپی، همگی نشان‌دهنده عملکرد گسترده فرایندهای تبلور دوباره، دگرشکلی و تحرک دوباره در این کانه‌زایی هستند. فرایند تبلور دوباره، سبب ایجاد تغییر در شکل و اندازه دانه‌ها و در نتیجه ایجاد فابریک‌های کریستالوبلاستیک، پورفیروبلاستیک و بافت الحاق سه‌گانه (triple junction) شده است. فرایند دگرشکلی، به دو صورت دگرشکلی شکننده (Brittle) و دگرشکلی پلاستیک (Ductile) سبب ایجاد فابریک‌های کاتاکلاستیک، بودیناز، سایه فشاری، چرخشی و همچنین سبب چین خوردگی لامینه‌ها و نوارهای سولفیدی به همراه سنگ‌های درونگیر آنها شده است. فرایند تحرک دوباره، سبب ایجاد یک سری رگه‌ها و عدسی‌های کوارتزی کانه‌دار شده است که در نتیجه حرکت سیال‌های دگرگونی و تحرک دوباره عناصر کانه‌ساز در فضاهایی مانند امتداد برگوارگی چین‌خورده شیب‌ها و نیز موازی سطوح محوری چین‌ها، جایگزین شده‌اند.

پاراژنز ماده معدنی در کانسار بوانات شامل پیریت، کالکوپیریت، پیرویت، اسفالریت و کمتر گالن، کوبانیت، مارکاسیت، مگنتیت و روتیل است که البته، عملکرد فرایند هوازدگی و غنی‌شدگی برونزاد نیز سبب ایجاد کانی‌های ثانویه بسیاری از جمله کالکوسیت، کولیت، مس طبیعی، کوپریت، مالاکیت، آزوریت، کریزوکولا و حتی فیروزه شده است.

مطالعات کانی‌شناسی در ژرفاهای مختلف گمانه‌ها نشان‌دهنده وجود یک فاز سرشار از پیرویت، مگنتیت و مارکاسیت است که مقادیر کمتری کالکوپیریت و اسفالریت همراه با کلسیت و کوارتز دارد و ماده معدنی غنی از پیریت را مورد هجوم قرار داده است (شکل ۸-الف). ۳ نسل پیریت در مواد معدنی قابل تشخیص است. پیریت نسل اول یا به‌صورت بی‌شکل بوده (شکل ۸-ب) که در آن فضای میان دانه‌های پیریت توسط کالکوپیریت پر شده است (شکل ۸-ج)، یا به‌صورت بی‌شکل و کلوform و یا دارای پهنه‌بندی درونی است (شکل ۸-د). کانی‌های پیریت نسل اول دچار تبلور دوباره و به پیریت نسل دوم تبدیل شده‌اند. پیریت نسل دوم در کانسار بوانات چیره است. پیریت نسل سوم محصول دگرشکلی بوده و به‌صورت بی‌شکل در جهات شکستگی و برگوارگی و در پیرامون پیریت نسل دوم گسترش یافته است (شکل ۸-ه). مارکاسیت در کانسار بوانات کمیاب است و در بافت توده‌ای دیده می‌شود (شکل ۸-و). این کانی به‌صورت تجمعات ریزدانه و گاهی بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در حواشی پورفیروبلاست‌های پیریت و یا به‌صورت میانبار درون کالکوپیریت دیده می‌شود. از پدیده‌های جالب در کانسار بوانات، تشکیل مقادیر زیادی مس طبیعی به همراه کالکوسیت در پهنه برونزاد، درون متاپلیت‌ها و کلریت شیب‌های میزبان است.

بر پایه مطالعات کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانی‌ها و مطالعه دقیق ارتباط کانی‌های معدنی و سنگ‌ساز و با کمک گرفتن از داده‌های مربوط به پراش پرتو ایکس (XRD) و تجزیه الکترون میکروپروپ (EPMA) روی کانی‌های مختلف در دانشگاه تاسمانیا (استرالیا)، توالی پاراژنزی کانی‌ها برای کانسار بوانات در ۳ مرحله

یا استرینگر (stringer)؛ ۲) رخساره مجموعه دهانه‌ای (vent complex)؛ ۳) رخساره ماده معدنی لایه‌ای- نواری (bedded-banded)؛ ۴) رسوبات گرمایی- برونومی آهن و منگنزدار و سولفیدی (hydrothermal-exhalative sediments). بافت و ساخت در مواد معدنی نیز گوناگون است؛ با این حال بیشتر ساخت و بافت‌های اولیه در طی دگرگونی و دگرشکلی از بین رفته‌اند. بافت‌های اولیه باقیمانده شامل بافت‌های توده‌ای و نیمه‌توده‌ای، نواری، برشی و بافت دانه‌پراکنده و بافت رگه- رگچه‌ای هستند.

۵-۱. رخساره استرینگر

این رخساره در زیر مجموعه دهانه‌ای قرار گرفته است و رگه- رگچه‌های کوارتزی- کربناتی- سولفیدی دارد که به همراه دگرسانی شدید کلریتی دیده می‌شود (شکل ۶-الف). این رگه‌ها بیشتر دارای پیریت و کالکوپیریت یا پیرویت و مقادیر بسیار کمی اسفالریت و گالن هستند. البته دگرشکلی موجب به هم ریختن رگه‌ها و تحرک دوباره سیلیس شده است. بنابراین، این رگه‌ها به‌طور چیره برای انجام مطالعات میانبارهای سیال مناسب نیستند. با این حال انجام این مطالعات روی بخش‌های کمتر دگرشکل شده میسر است.

۵-۲. رخساره مجموعه دهانه‌ای

این رخساره در میان رخساره‌های لایه‌ای- نواری و استرینگر قرار دارد و دارای بافت برشی (breccia) است. در این رخساره قطعات سولفید توده‌ای و رگه‌های استرینگر به هم درآمخته‌اند و رگه‌های کوارتزی درون مواد معدنی سولفید توده‌ای دیده می‌شود (شکل ۶-ب) و یا اینکه کانی‌های سولفیدی مانند پیرویت زمینه قطعات کوارتزی را تشکیل می‌دهد (شکل ۶-ج). همچنین گاهی بافت برشی در بخش زیرین پیکره‌های سولفیدی لایه‌ای به‌صورت قطعات پیریت در زمینه‌ای از کالکوپیریت یا پیرویت یا سیلیس رخ داده است (شکل ۶-د) و در آنها به ندرت بافت جانشینی کالکوپیریت به جای پیریت (پدیده پالایش پهنه‌ای یا zone refining) دیده می‌شود (شکل ۶-ه). بنابراین پدیده پالایش پهنه‌ای در کانسار بوانات خفیف است.

۵-۳. رخساره لایه‌ای- نواری

بر پایه مطالعه گمانه‌ها، پیکره‌های معدنی سولفید توده‌ای چینه‌سان به ۳ صورت غنی از پیریت، غنی از کالکوپیریت (شکل‌های ۷-الف و ب) و غنی از پیرویت است که گاهی دارای قطعات کلریتی یا کوارتزی از پهنه استرینگر هستند. پیکره‌های توده‌ای غنی از پیرویت بیشتر در ژرفای زیاد و با کم‌پایین متاپلیتی و کلریتی سیاه رنگ رخ می‌دهند که در گمانه‌های ۱۲ و ۱۵ دیده می‌شود. پیکره‌های سرشار از کالکوپیریت نیز در گمانه شماره ۵ دیده شد.

افزون بر این، روی پیکره‌های معدنی سولفید توده‌ای، بافت نواری به‌صورت تناوب نوار و لامینه‌های غنی از سولفید و نوارهای غنی از کربنات (شکل ۷-ج) و یا نوارهای غنی از سیلیکات (کوارتز، کلریت و فلدسپار) نیز رخ داده است که دچار دگرشکلی شده‌اند. نوارهای غنی از سولفید به‌طور چیره از پیریت و کوارتز و به مقدار کمتر کالکوپیریت، اسفالریت و گالن تشکیل یافته‌اند که دگرشکلی موجب تحرک دوباره کوارتز و تمرکز آن در کناره‌های نوار پیریتی شده است (شکل ۷-د). گاهی نوارهای کوارتزی فقیر از سولفید در امتداد برگوارگی دیده می‌شود که دچار دگرشکلی شده‌اند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که این نوارها در ابتدا در اثر عملکرد D1 یا رخداد اول دگرگونی و دگرشکلی (که با توجه به سن ژوراسیک زیرین برای سنگ‌های میزبان، به احتمال زیاد فاز کوهزایی کیمیرین جوان بوده است) ایجاد شده و سپس در اثر D2 (که احتمالاً در ادامه فاز پیشین و یا در اثر فاز کوهزایی لارامید رخ داده است) دچار دگرشکلی و چین خوردگی شده‌اند. در پی آن ساختارهای منطقه توسط گسل‌هایی با روند شمالی- جنوبی (D3) جابجا شده‌اند. گفتنی است که بافت دانه‌پراکنده سولفیدی نیز در کانسار دیده می‌شود.

۵-۴. رخساره گرمایی- برونومی آهن و منگنز دار یا اگزالیت‌ها (exhalites)

رخساره برونومی در کانسار بوانات، رسوبات آهن و منگنز دار را شامل می‌شود که

دگرسانی کلریتی- کربناتی نیز در کانسار بوانات دیده می‌شود که بیشتر در پهنه استرینگر گسترش دارد. گاهی نیز سنگ‌های آتشفشانی کمرپاین دارای بافت اسفنجی و سرشار از کوارتز و سولفید هستند که می‌تواند محصول سیلیسی شدن شدید سنگ‌های دیواره باشد.

بر پایه این مطالعات، در کانسار بوانات پهنه‌بندی آشکاری از دگرسانی‌ها دیده می‌شود که از مرکز (پهنه استرینگر) به سوی حواشی و اطراف به صورت مجموعه‌های کانیایی زیر است:

- کوارتز- پیریت

- کوارتز- کلریت

- کلریت (غنی از آهن)

- کلریت (غنی از آهن)-کلسیت- آلیت- پیریت (شکل‌های ۱۰- الف و ب)

- کلریت (غنی از آهن)- سریست (شکل‌های ۱۰- ج و د)

- کلریت (غنی از منیزیم و آهن)- سریست

بر پایه نتایج تجزیه‌های EPMA و PIMA، کانی‌های کلریت در پهنه استرینگر و بی‌فاصله در زیر پیکره‌های معدنی از نوع غنی از آهن و با افزایش فاصله از افق معدنی در کمربالا و کمرپاین و جوانب از نوع کلریت حدواسط یا منیزیم‌دار هستند. میکای سفید نیز در کمربالا بیشتر از نوع پاراگوینت است. طرح نمادین این پهنه‌بندی دگرسانی در شکل ۱۱ ارائه شده است.

۹- نوع کانی‌زایی

به باور موسیوند (۱۳۸۲)، موسیوند و همکاران (۱۳۸۲) و Mousivand et al. (2007)، این کانه‌زایی بر پایه مقایسه آن با نوع‌های مختلف سولفید توده‌ای، از جهات مختلف از جمله محیط زمین‌ساختی تشکیل، محیط زمین‌شناسی ته‌نشست، سن کانه‌زایی، نوع سنگ‌های میزبان و همراه، شکل هندسی، بافت و ساخت، کانی‌شناسی، دگرسانی و حتی تناژ و عیار همانندی و همخوانی را نشان می‌دهد؛ زیرا این کانی‌زایی همه ویژگی‌های کلیدی نوع Besshi (Slack, 1993) همچون شکل هندسی تخته‌ای در پیکره‌های معدنی، قرارگیری آنها درون سنگ‌های درونگیر آتشفشانی مافیک و سنگ‌های تخریبی و تورییدی دگرگون شده، و نیز ترکیب پاراژنری سولفیدی مس- روی- نقره و میزان بالای Co/Ni و Co در مواد معدنی را دارد (Mousivand et al., 2007). البته به تازگی کانسار مس نوده در جنوب باختر سبزوار نیز توسط مغفوری و همکاران (۱۳۹۰) به عنوان نوع بشی معرفی شده است. در جدول ۱ ویژگی‌های مختلف کانسار بوانات با نوع بشی یا پلیتیک- مافیک (Franklin et al., 2005) مقایسه شده است.

گفتنی است که افزون بر کانی‌زایی سولفید توده‌ای مس- روی- نقره نوع بشی (Besshi-type) بوانات (موسیوند، ۱۳۸۲؛ ۲۰۱۲؛ Mousivand et al., 2007)، نهشته‌های سولفید توده‌ای از نوع‌های دیگر نیز در پهنه سندج- سیرجان شناخته و مطالعه شده‌اند: مانند کانسار غنی از طلای نوع کوروکو (Kuroko-type) باریکا در سردشت (یارمحمدی، ۱۳۸۵؛ یارمحمدی و همکاران، ۱۳۸۷؛ تاج‌الدین و همکاران، ۱۳۸۹؛ Yarmohammadi et al., 2008)، کانسار روی- سرب- مس نوع باتورست (Bathurst-type) چاه گز در شهر بابک (موسیوند، ۱۳۸۹؛ موسیوند و همکاران، ۱۳۹۰؛ Mousivand et al., 2011) و کانسار مس- روی نوع نوراندا (Noranda-type) سرگر جیرفت (بدرزاده، ۱۳۸۸؛ بدرزاده و همکاران، ۱۳۸۹؛ Badrzadeh et al., 2011).

۱۰- شرایط فیزیکی‌شیمیایی تشکیل و منشأ سیال‌ها و عناصر کانه‌ساز در کانسار بوانات

بر پایه مطالعات بسیاری از پژوهشگران (Vokes & Craig, 1993; Vokes, 1995):

شامل (۱) مرحله همزمان با فعالیت‌های آتشفشانی- بروندی، (۲) مرحله دگرشکلی و دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده و پس‌رونده (۳) مرحله اکسایش و غنی‌شدگی برونزاد پیشنهاد می‌شود (شکل ۹).

۷- پهنه‌بندی فلزی

بر پایه مطالعات کانی‌شناسی، در رخساره رگه- رگچه‌ای (استرینگر) در کمرپاین، مقدار کالکوپیریت بسیار بیشتر از میزان گالن و اسفالریت است؛ به طوری که در این پهنه اسفالریت و گالن بیشتر به صورت ریزدانه در کنار دیگر کانی‌ها و یا به صورت ادخال درون پیریت دیده می‌شوند. در رخساره چینه‌سان (لایه‌ای- توده‌ای) که در بالای پهنه رگه- رگچه‌ای قرار دارد، میزان اسفالریت و گالن افزایش می‌یابد و در کمربالا، روی افق کانه‌دار، میزان گالن به بیشترین مقدار می‌رسد. در کمربالا در بیشتر موارد گالن در لامینه‌های غنی از کلسیت به همراه پیریت و کمی اسفالریت دیده می‌شود. گفتنی است که میزان کالکوپیریت به سوی بالا در پهنه چینه‌سان و کمربالا کاهش می‌یابد. بنابراین در کانسار بوانات از پایین به بالا میزان سرب و روی نسبت به مس افزایش می‌یابد. گفتنی است که پیرویت نیز به طور چیره در پهنه رگه- رگچه‌ای دیده می‌شود. در رخساره استرینگر و به ویژه رخساره مجموعه دهانه‌ای، کالکوپیریت جانشین دیگر کانی‌ها به ویژه پیریت شده است (شکل ۸- ه) که نشان‌دهنده هجوم یک سیال داغ غنی از مس به ماده معدنی توده‌ای غنی از پیریت است. این پدیده در کانسارهای سولفید توده‌ای بسیار معمول و به پالایش پهنه‌ای (zone refining) معروف است (Gibson et al., 2007).

۸- دگرسانی و پهنه‌بندی آن

مهم‌ترین انواع دگرسانی‌ها در کانسار بوانات بیشتر شامل کوارتز- کلریتی، کلریتی، کلریتی- کربناتی، سیلیسی و کلریتی- سریستی هستند. گفتنی است که بخش‌های دگرسانی رسی (argillic) نیز به صورت ناچیز دیده می‌شوند. این دگرسانی به دلیل داشتن کانی‌های اکسید آهن ثانویه (گویت و هماتیت) و رخداد آن در بخش‌های سطحی کانسار و شکستگی‌های جوان، در اثر هوازدگی تشکیل شده و بر خلاف دیگر دگرسانی‌ها ناشی از سیال‌های کانه‌ساز اولیه نیست. ممکن است نفوذ آب‌های اسیدی ناشی از هوازدگی سولفیدها و برخورد این آب‌ها با کانی‌های فلدسپاری در طی فرایند برونزاد موجب تشکیل کانی‌های رسی مانند کائولینیت شده باشد. میزان کلریت در سنگ‌های به شدت دگرسان کلریتی به حدی است که سنگ‌ها دارای رنگ سبز تیره و جلای تالکی هستند. همچنین برای تشخیص نوع کانی‌های دگرسانی افزون بر تجزیه XRD در دانشگاه تربیت مدرس، از دستگاه PIMA در دانشگاه تاسمانیا برای مطالعه بیش از ۸۰ نمونه از گمانه‌ها استفاده شده است. همچنین بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های دگرسانی شامل کلریت، سریست، کربنات و فلدسپار به روش EPMA در این پژوهش انجام شده است. مطالعات میکروسکوپی نشان‌دهنده وجود مقادیر زیادی کلسیت و کانی‌های اکسید آهن تیتانیم‌دار در پهنه‌های دگرسانی است که با کلریت، کوارتز، سریست، آلیت و کانی‌های رسی همراهی می‌شوند. تجزیه EPMA نشان‌دهنده تغییر ترکیب شیمیایی کلریت در فواصل مختلف از پیکره‌های معدنی است. بر پایه این تجزیه کانی‌های کلریت به طور چیره از نوع غنی از آهن، کانی‌های فلدسپار نیز از نوع آلیت و کانی‌های کربناتی از نوع کلسیت هستند. بر پایه نتایج PIMA، کانی‌های میکای سفید از نوع مسکوویت، فنژیت و پاراگوینت و کانی‌های رسی بیشتر از نوع کائولینیت، هالوویت و به مقدار کمتر ایلیت و مونت‌موریلونیت هستند. بررسی‌های بیشتر بافتی و سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که سنگ سرشار از فلدسپار در کانسار بوانات، از نوع متاکوارتزومونزدیوریت (موسیوند، ۱۳۸۲) یا متاآرکوز (Mousivand et al., 2007) نیست بلکه در واقع محصول دگرسانی فلدسپاری است. این نوع دگرسانی گسترش زیادی ندارد. البته

بنابراین با توجه به رخداد دگرگونی در کانسار بوانات احتمال دارد بخش زیادی از کانی‌های مارکاسیت به پیریت تبدیل شده باشند.

وجود مقادیر زیاد پیرویت در کانسار بوانات می‌تواند به دلیل فوگاسیته پایین اکسیژن و گوگرد در سیال کانه‌ساز باشد. Marcoux et al. (2008) مقادیر بسیار زیاد پیرویت در نهشته‌های VMS در مراکش مانند کانسار Draa Sfar را ناشی از فوگاسیته پایین اکسیژن دانسته‌اند. به باور Krasnov et al. (1994) در نهشته‌های در حال تشکیل امروزی دارای رسوبات زیاد مانند Middle Valley (در اقیانوس آرام) نیز تشکیل پیرویت و مگنتیت در اثر سیال‌های با فوگاسیته اکسیژن و گوگرد پایین است. Sharpe & Gemmel (2002) نیز وجود پیرویت و مگنتیت را در نهشته Gossan Hill (در استرالیای باختری) به علت پایداری پیرویت در دامنه وسیعی از pH (۲ تا ۷/۵) و شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن دانسته‌اند.

پیرویت می‌تواند در طی دگرگونی پیشرونده درجه بالا از تبدیل پیریت ایجاد شود (Vokes, 1969; Hall et al., 1987; Poulson & Ohmoto, 1989; Wagner & Boyce, 2006). ولی در کانسار بوانات به علت پایین بودن درجه دگرگونی، هیچ‌گونه شواهدی از تشکیل پیرویت از پیریت و ثانویه بودن آن دیده نمی‌شود. بنابراین، این کانی از نوع اولیه است. وجود کلینوکلر زیاد در پهنه‌های دگرسانی بوانات نیز بر پایه Large (1977) نشان‌دهنده pH میان ۴/۳ و ۵/۳ و وجود پیرویت نشانه فوگاسیته پایین گوگرد و اکسیژن در سیال کانه‌ساز است.

مقادیر مس زیاد و روی و سرب کم در کانسار بوانات بر پایه Large (1977) و Franklin et al. (2005) نشانه بالا بودن دمای سیال کانه‌ساز است. گفتنی است که نتایج مطالعات میانبارهای سیال روی رگه‌های کوارتزی پهنه استرینگر نیز نشان‌دهنده این دما است؛ به طوری که بیشترین فراوانی مربوط به محدوده دمایی ۳۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۲). بر پایه مطالعات ایزوتوپی گوگرد روی کانی‌ها و مواد معدنی سولفیدی، میزان $\delta^{34}\text{S}$ در نمونه‌های سولفیدی از $+۴/۸۵$ تا $+۱۶/۰۹$ در هزار متغیر است و مقادیر میان ۸+ و ۹+ در هزار دارای بیشترین فراوانی هستند. میزان $\delta^{34}\text{S}$ برای آب دریا در دوره ژوراسیک برابر ۱۶+ تا ۱۷+ در هزار است (Claypool et al., 1980). بنابراین به نظر می‌رسد بخش مهمی از گوگرد در کانسار بوانات از آب دریای ژوراسیک و شستشوی سنگ‌های آتشفشانی کمربان بوده است (شکل ۱۳). همچنین بررسی ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن روی نمونه‌های کربناتی مربوط به پهنه‌های استرینگر و چینه‌سان و عدسی کربناته در کانسار بوانات نشان داد که میزان $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ در نمونه‌ها از $+۲/۷۷$ تا $-۱۷/۹۴$ (میانگین = $-۱۳/۶۵$) و $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ از $+۱۱/۳۴$ تا $+۳۱/۲۲$ (میانگین = $+۱۵/۹۴$) در هزار است (شکل ۱۴). این مقادیر نشان‌دهنده منشأ آلی برای CO_2 است که با وجود مقادیر زیادی متاپلیت‌های سیاه در معدن تأیید می‌شود. منشأ فلزات نیز همانند دیگر نهشته‌های نوع Besshi (Slack, 1993) می‌تواند از شستشوی سنگ‌های کمربان یا از ماگما باشد.

به‌طور کلی کانسارهای VMS به دو صورت پلوم‌های شناور (buoyant plumes) و استخر شورابه‌ای (brine pool) تشکیل می‌شوند (Solomon et al., 2004). شکل هندسی تخته‌ای شکل پیکره‌های معدنی از معیارهای تشکیل به شیوه استخر شورابه‌ای برای نهشته‌های نوع Besshi است و امروزه نهشته‌های معادل این کانسارها در دریای سرخ به شیوه استخر شورابه‌ای در حال تشکیل هستند (Slack, 1993). البته بود یا نبود پهنه استرینگر در تشکیل به شیوه استخر شورابه‌ای اهمیتی ندارد (Solomon et al., 2004; Solomon, 2008a & b). به باور Solomon et al. (2004) افزون بر نهشته‌های سولفید توده‌ای روی-سرب-مس، برخی از نهشته‌های روی-سرب و نهشته‌های مس نیز به نظر می‌رسد به شیوه استخر شورابه‌ای تشکیل شده باشند. از جمله این نهشته‌ها می‌توان نهشته Atlantis II Deep در دریای سرخ (Scholten et al., 2000) و نهشته Windy Craggy در بریتیش کلمبیا را به عنوان بزرگ‌ترین نهشته

Craig & Vokes, 1993; Marshall et al., 1999 & 2000; Marshall & Spry, 2000; Vokes, 2000a & b) وجود فابریک و بافت‌های کریستالوبلاستیک، پورفیروبلاستیک، الحاق سه‌گانه، کاتاکلاستیک، بودیناز، سایه فشاری، چرخشی و همچنین چین‌خوردگی در یک کانسار نشانه تشکیل ماده معدنی در زمانی پیش از دگرگونی و دگرشکلی است. این بافت‌ها در کانسار بوانات نیز گسترش دارند؛ به طوری که آنچه که امروز دیده می‌شود مجموعه‌ای از بافت‌های اولیه کمتر تغییر شکل یافته (بافت‌های توده‌ای، نواری و لامینه) و بافت‌های حاصل از دگرگونی و دگرشکلی (بافت‌های پیش گفته) است. بنابراین، گسترش این بافت‌ها در کانسار بوانات نشان از تشکیل کانسار در زمانی پیش از دگرگونی و دگرشکلی دارد که به باور موسیوند (۱۳۸۲) و Mousivand et al. (2007) به صورت سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد رخ داده است. همان‌طور که گفته شد فرایند تحرک دوباره موجب ایجاد مقادیر ناچیزی رگه‌ها و عدسی‌های کوارتزی دارای پیریت و کالکوپیریت شده است. مر و همکاران (۱۳۹۰ الف، ب) با مطالعه این رگه‌های کوارتزی تأخیری محصول دگرگونی و دگرشکلی (D1)، دوباره همان نظریه قدیمی دگرگون‌زاد یا دگرگونی (تقی‌پور، ۱۳۷۹؛ لیاقت و تقی‌پور، ۱۳۷۹؛ زراسوندی و همکاران، ۱۳۸۰ و تقی‌پور و مر، ۱۳۸۱) را مطرح و نتیجه‌گیری کرده‌اند که کانسار بوانات از سیال‌های دگرگونی منشأ گرفته است. در حالی که، این رگه‌های دگرگونی در برابر اصل کانی‌زایی اولیه که به صورت سولفید توده‌ای چینه‌سان و چینه‌کران است، فراوانی بسیار ناچیزی دارند. بنابراین، این رگه‌ها نماینده کل کانسار نبوده و صرفاً انجام مطالعه بر روی این رگه‌های تأخیری ناشی از دگرگونی نمی‌تواند چگونگی تشکیل کل کانسار را مشخص نماید.

افزون بر این، باید گفت که تشکیل کانسارهای سولفیدی توسط دگرگونی نظریه‌ای قابل قبول نیست چرا که فرایند دگرگونی نمی‌تواند یک کانسار سولفیدی فلزات پایه ایجاد کند (Vokes, 2000a & b). کانسارهای طلای کوهزایی توسط این سیال‌ها می‌تواند تشکیل شوند چرا که طلا در این کانسارها بیشتر توسط کمپلکس‌های بی‌سولفیدی حمل می‌شود. به نظر Vokes (2000a & b)، دگرگونی درجه پایین، در حد رخساره شیبست سبز، نمی‌تواند کانسار سولفیدی فلزات پایه ایجاد کند و حتی تأثیر زیادی هم نمی‌تواند بر کانسارهای پیشین داشته باشد، زیرا سولفیدها پایداری و مقاومت بالا و حلالیت پایینی دارند (Sangster & Scott, 1976; Craig & Vokes, 1993). بر پایه مطالعات Vokes (2000b)، تشکیل کانسار جدید مستلزم درجه دگرگونی خیلی بالا (در حد اولترامورفیسم) و شوری بسیار بالای سیال‌های دگرگونی است و لازمه شوری بالا، وجود تبخیری‌های دگرگون شده در منطقه است تا بتواند سیال‌های خیلی شور ایجاد کند و این سیال‌ها باید حجم سترگی از سنگ‌های منطقه را شستشو و سپس فلزات آن را تمرکز دهند. مطالعات زمین‌شناسی و صحرایی نشان‌دهنده نبود واحدهای تبخیری در کمپلکس سوریان است. بنابراین با توجه به نبود لایه‌های تبخیری و دگرگونی درجه بالا در بوانات، تشکیل کانسار به صورت دگرگونی یا دگرگون‌زاد (تقی‌پور، ۱۳۷۹؛ لیاقت و تقی‌پور، ۱۳۷۹؛ زراسوندی و همکاران، ۱۳۸۰ و تقی‌پور و مر، ۱۳۸۱) قابل قبول نیست زیرا به نظر Cartwright & Oliver (2000)، بیشتر سیال‌های دگرگونی ناحیه‌ای درجه شوری پایین و بنابراین توانایی کمی برای حمل فلزات پایه دارند.

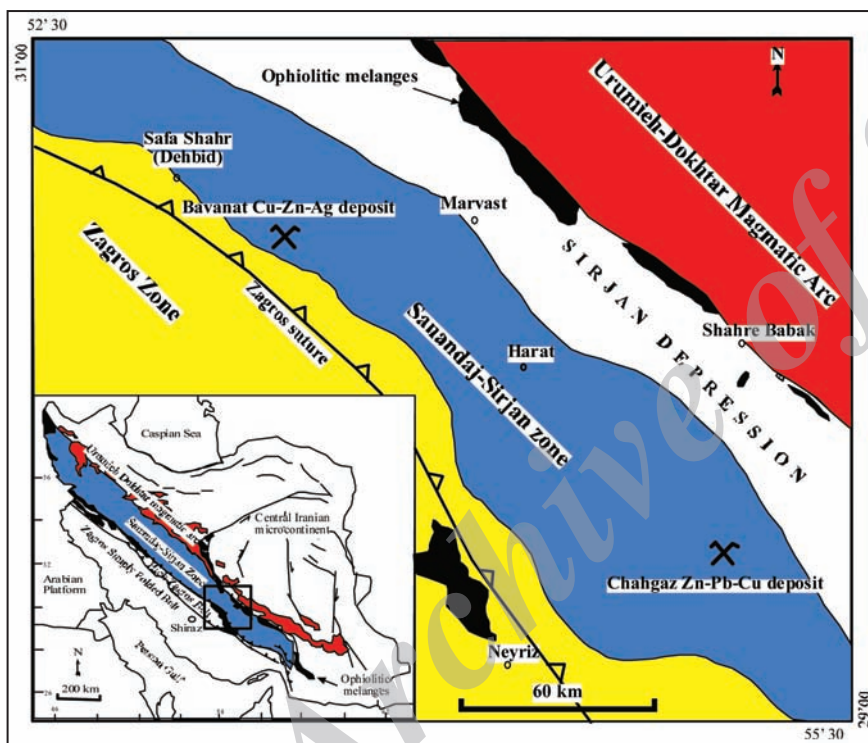
بر پایه Cook et al. (1994)، مارکاسیت در نهشته‌های سولفیدی دگرگون شده کمیاب است و به‌طور معمول در طی دگرگونی به پیریت تبدیل می‌شود. این کانی در دودکش‌های سیاه (Black smokers) و توده‌های سولفیدی موجود در مراکز گسترش میان‌اقیانوسی، یک کانی معمول است؛ اما معادل‌های دگرگون شده آنها دارای مقادیر فراوانی پیریت با مقادیر کمی مارکاسیت هستند و یا اصلاً مارکاسیت ندارند (Craig & Vokes, 1993). بر پایه مطالعات Kullerud (1967) مارکاسیت در حضور سولفور کافی در میان ۱۵۰ تا ۴۰۰ درجه به سرعت به پیریت تبدیل می‌شود.

در مجموع، بر پایه شواهد و اطلاعات به دست آمده، این طور دریافت می‌شود که کانی‌زایی سولفید توده‌ای مس- روی- نقره در منطقه بوانات، در طول گسل‌های همزمان با آتشفشان و رسوب‌گذاری در حوضه‌های گرانی محدود و محبوس (شکل ۱۵) و در اثر نهشته شدن سولفیدها از سیال‌های همرفتی داغ و شور اسیدی احيایی برون‌دمنده رخ داده است (شکل ۱۶).

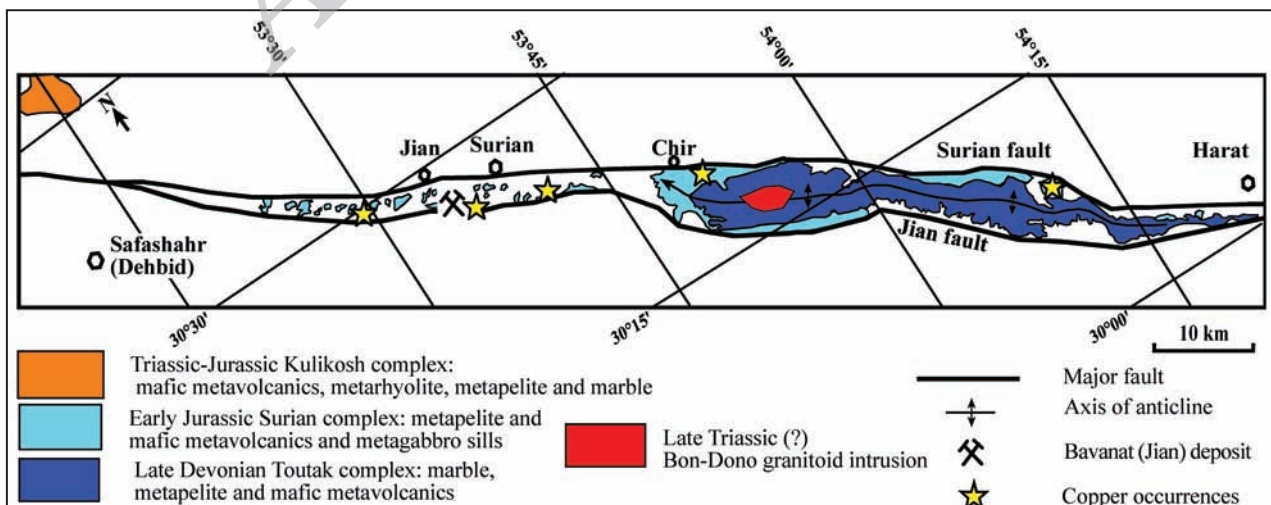
سپاسگزاری

بدین وسیله از حوزه معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس برای حمایت مالی، از مسئولان محترم معدن بوانات (به‌ویژه آقای حاج عوض عباسی) برای فراهم آوردن امکان دسترسی به معدن و مطالعه و نمونه‌برداری از مغزه‌های حفاری و نیز از جناب آقای دکتر محمد محجل برای همکاری در حل مسائل زمین‌ساختی منطقه سپاسگزاری می‌شود.

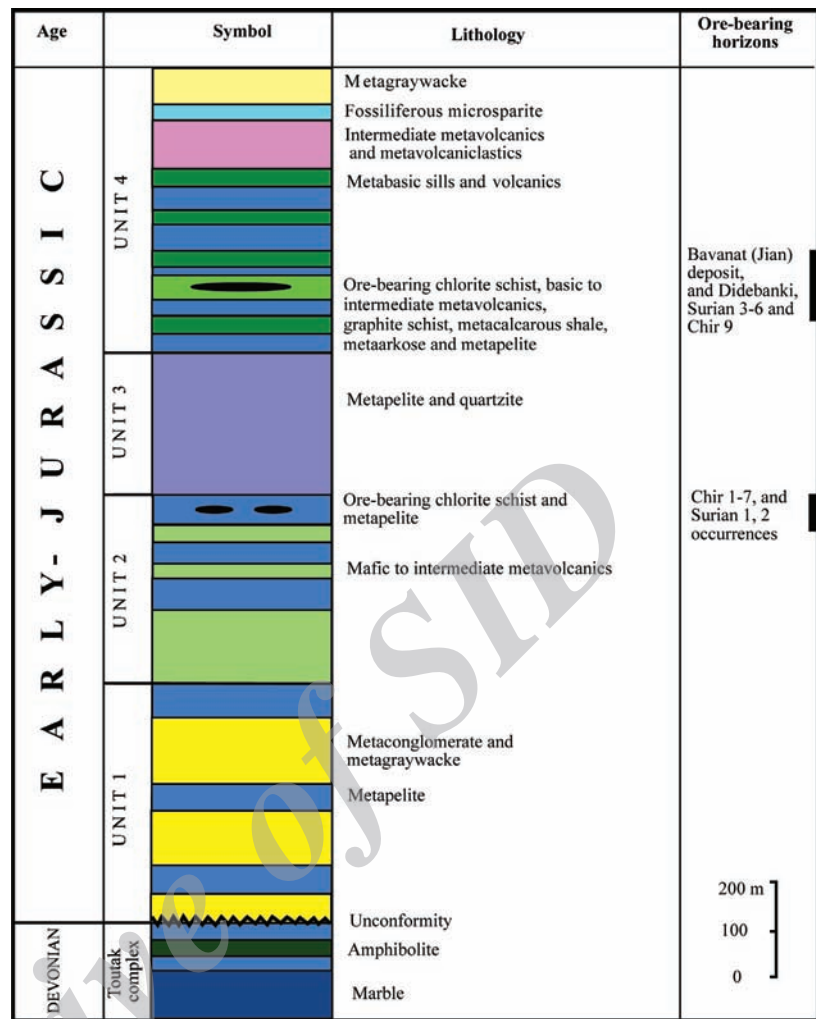
نوع Besshi (Peter & Scott, 1993 & 1999) نام برد (Solomon et al., 2004). ویژگی‌های بسیاری برای کانسارهای تشکیل شده به‌صورت استخر شورابه‌ای توسط Solomon et al. (2004) مطرح شده است. با توجه به وجود برخی ویژگی‌ها در پیکره‌های معدنی کانسار سولفید توده‌ای نوع Besshi بوانات از جمله شکل هندسی تخته‌ای شکل، داشتن پاراژنز کانی‌شناسی احيایی (پیریت- پیروتیت)، دیده نشدن آثار دودکش در مواد معدنی، وجود کرنات‌های رگه‌ای و چینه‌سان و شوری به نسبت بالای میانبارهای سیال، می‌توان گفت که احتمال دارد کانسار بوانات به‌صورت استخر شورابه‌ای تشکیل شده باشد. گسترش کنگلومرای قاعده‌ای در واحد اول توالی سوریان و ماهیت تولیتیک و آلکان و گاهی بونینیتی سنگ‌های بازالتی و حجم بسیار زیاد سنگ‌های رسوبی تخریبی در مقایسه با سنگ‌های آتشفشانی و مافیک بودن ماگما همگی نشان‌دهنده مراحل آغازین کافت کمانی (primitive arc) و همضم و آلودگی کم پوسته‌ای در منطقه بوانات است (Mousivand et al., 2012).



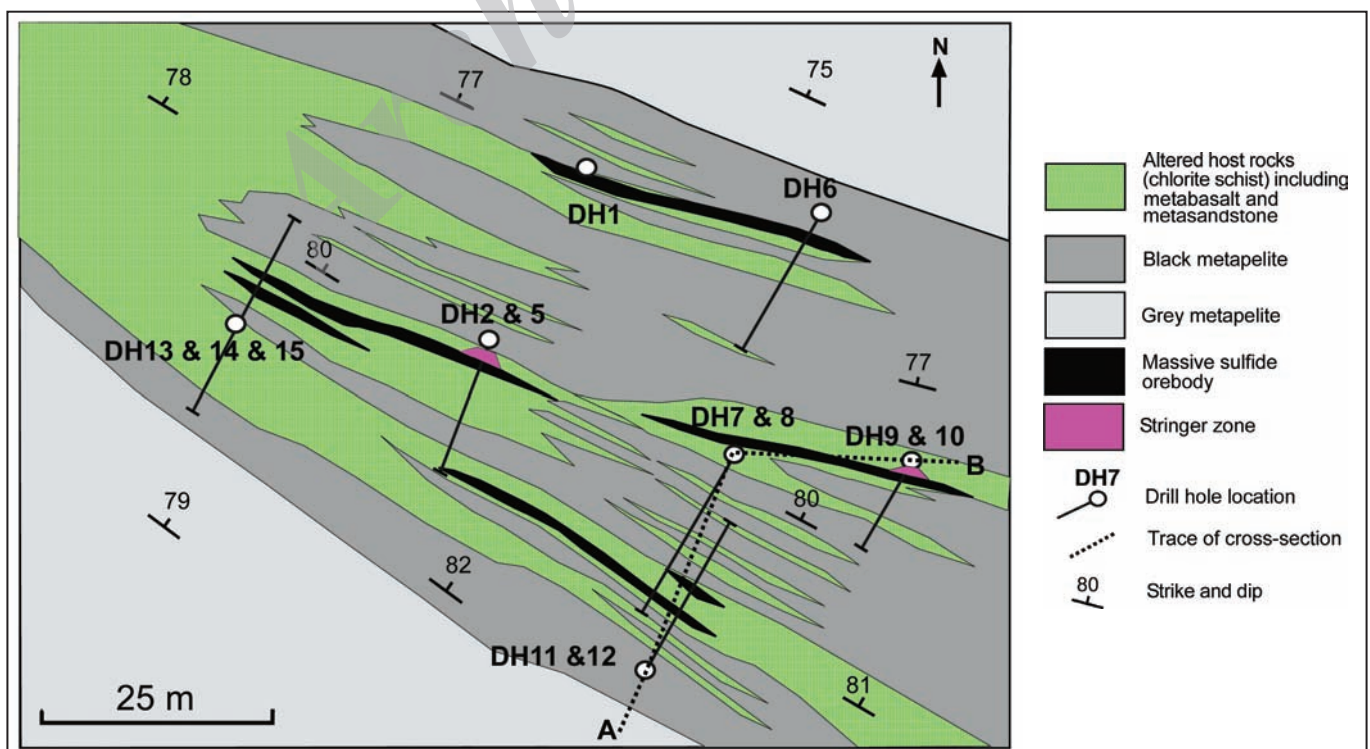
شکل ۱- موقعیت کانسارهای سولفید توده‌ای چاه گز و بوانات در بخشی از پهنه سندج- سیرجان جنوبی بر پایه نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ اقلید (هوشمندزاده و سهیلی، ۱۳۶۹)، نیریز (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۲) و انار (سهیلی، ۱۳۵۹).



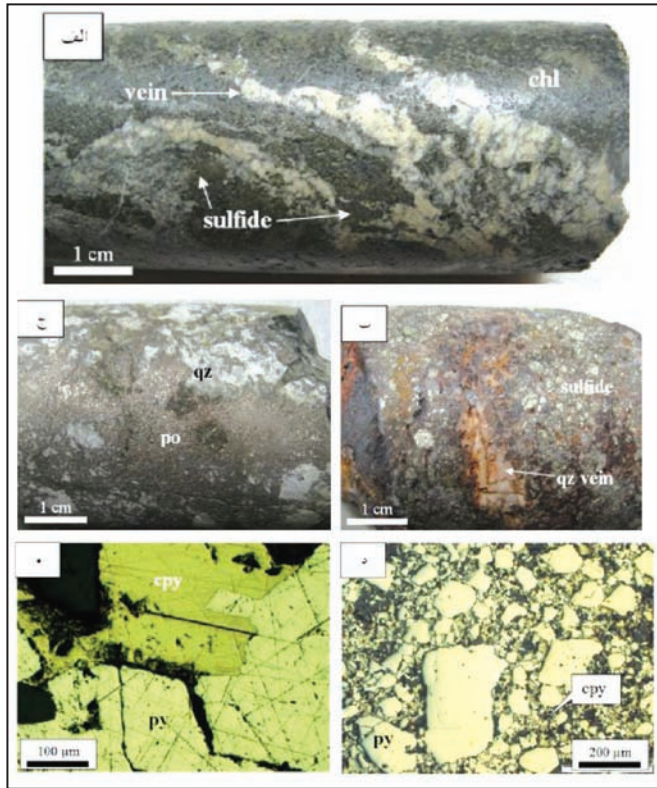
شکل ۲- گسترش مجموعه آتشفشانی- رسوبی سوریان در بخشی از پهنه سندج- سیرجان جنوبی در منطقه بوانات و موقعیت کانه‌زایی‌های بسیار مس در آن. گرانت بدنو در مرکز تاقدیس توتک رخنمون دارد (تغییر یافته پس از (Mousivand et al. (2007).



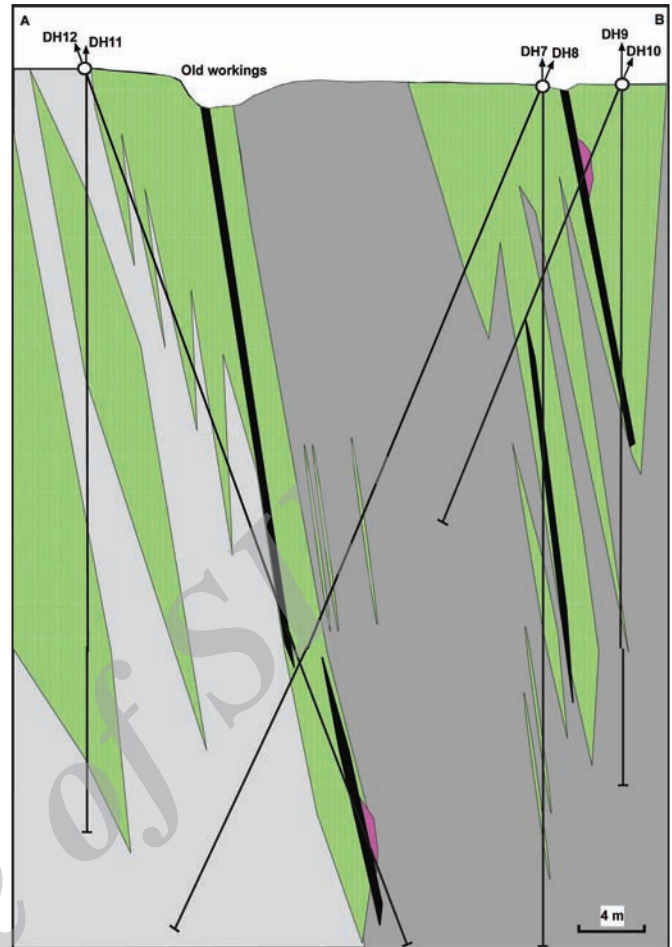
شکل ۳- توالی چینه‌شناسی مجموعه آتشفشانی- رسوبی سوریان و افق‌های کانه‌دار آن (تغییر یافته پس از Mousivand et al. (2007)).



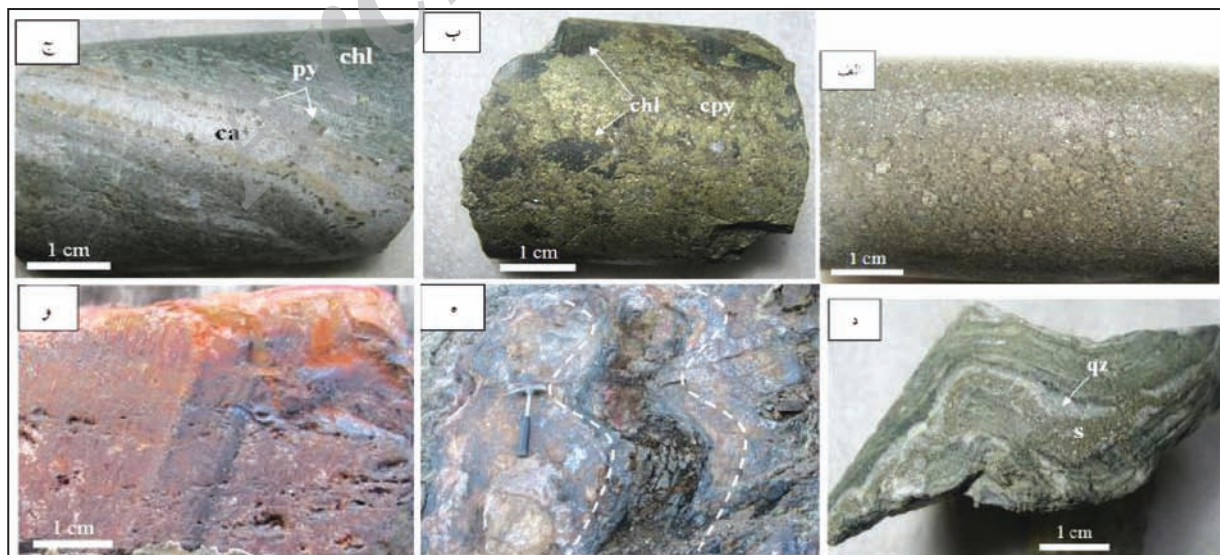
شکل ۴- تصویر سطحی از پیکرهای معدنی و سنگ‌های توالی میزبان در ژرفاهای مختلف معدن بوانات (بر پایه مطالعه گمانه‌ها).



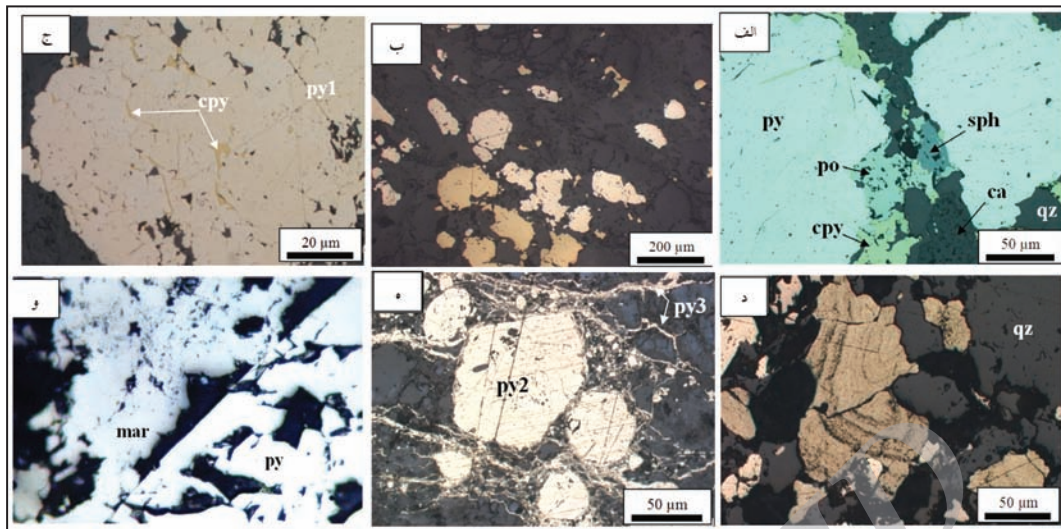
شکل ۶- تصاویری از رخساره مجموعه دهانه‌ای: الف) رگه های کربناتی-کوارتزی-سولفیدی (vein) در رخساره استرینگر که در جهت‌های مختلف درون سنگ به شدت دگرسان کلریتی (chl) قرار دارند؛ ب) رگه کوارتزی پهنه استرینگر درون پیریت توده‌ای برشی؛ ج) قطعات کوارتزی در زمینه‌ای از پیرویت (po)؛ د) بافت برشی در پیریت توده‌ای با زمینه کالکوپیریت (cpy)؛ ه) جانشینی کالکوپیریت به جای پیریت (py).



شکل ۵- مقطع AB در کانسار بوانات که در امتداد گمانه‌های شماره ۷، ۸، ۹، ۱۰ و ۱۱ رسم شده است. Zr نشان‌دهنده موقعیت نمونه‌های برداشت شده از سنگ‌های آذرآواری میزبان برای سن سنجی است (موقعیت مقطع در شکل ۴ مشخص شده است).



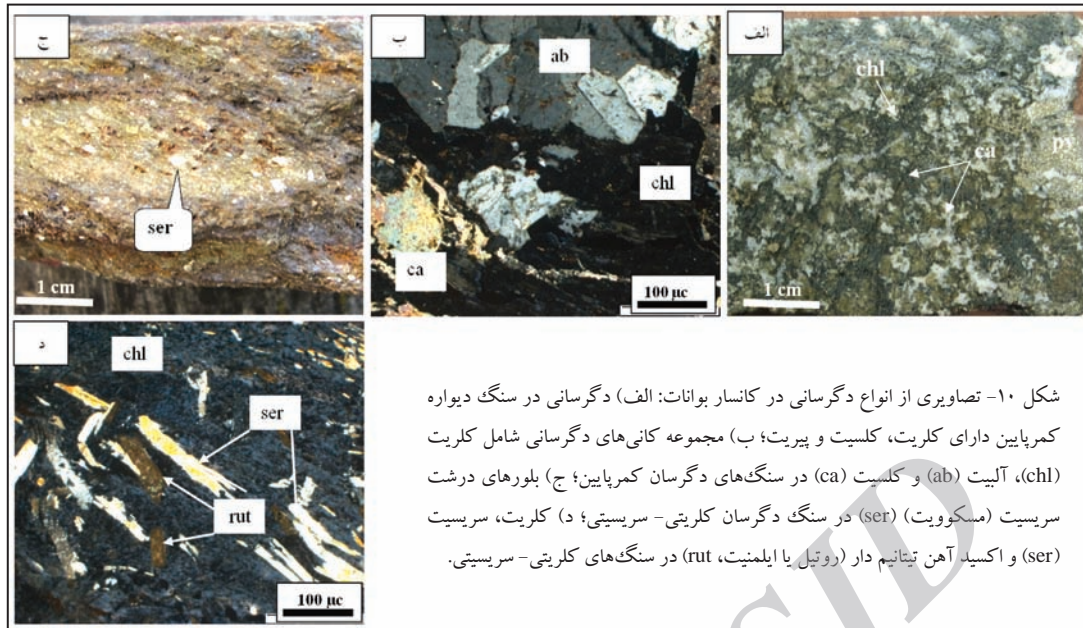
شکل ۷- تصاویری از رخساره لایه ای-نواری. الف) ماده معدنی سولفید توده‌ای غنی از پیریت دارای دانه‌های درشت پیریت خرد شده در زمینه‌ای از پیریت دانه‌ریز، کوارتز و دیگر سولفیدها؛ ب) کالکوپیریت (cpy) توده‌ای که دارای قطعاتی کلریتی (chl) از پهنه استرینگر است؛ ج) بافت نواری-لامینه که دارای پیریت (py)، کلسیت (ca) و کلریت (chl) است؛ د) نوار غنی از سولفید (s) درون کلریت‌شیبست که دچار دگرشکلی و چین خوردگی شده و در آن سیلیس (qz) در اثر تحرک دوباره در کناره‌ها تمرکز یافته است؛ ه) چین خوردگی در رسوبات گرمابی غنی از آهن و منگنز؛ و) چرت غنی از آهن و منگنز که سرشار از هماتیت و کوارتز دانه‌ریز است.



شکل ۸- الف) رگچه غنی از پیروتیت (po)، کالکوپیریت (cpy)، اسفالریت (sph)، کربنات (ca) و کوارتز (Q) درون ماده معدنی غنی از پیریت (py) در رخساره لایه‌ای؛ ب) نمایی از پیریت نسل اول در رخساره لایه‌ای که برخی از آنها از دگرشکلی مصون مانده‌اند؛ ج) فضای میان کانی‌های پیریت نسل اول (py1) متبلور، توسط کالکوپیریت پر شده است؛ د) پیریت کلوفرم نسل اول در زمینه‌ای از کوارتز که معمولاً به صورت بی شکل و دارای پهنه‌بندی درونی است؛ ه) تبلور دوباره کانی‌های پیریت نسل اول و تشکیل پیریت نسل دوم (py2) که نیمه‌شکل دار هستند و در پیرامون آنها کانی‌های پیریت نسل سوم (py3) و محصول دگرشکلی تشکیل شده‌اند؛ و) مارکاسیت (mar) بی شکل در کنار پیریت (py).

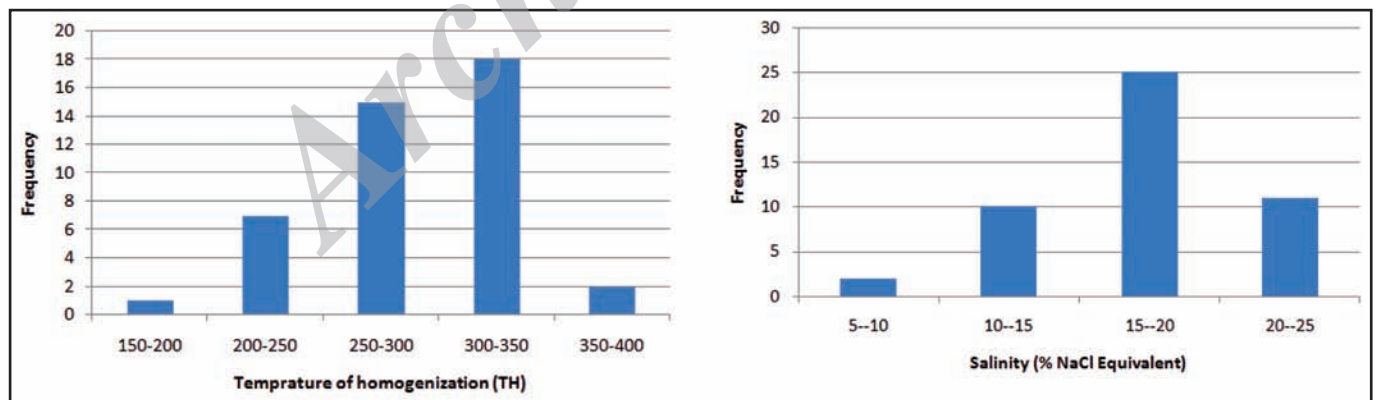
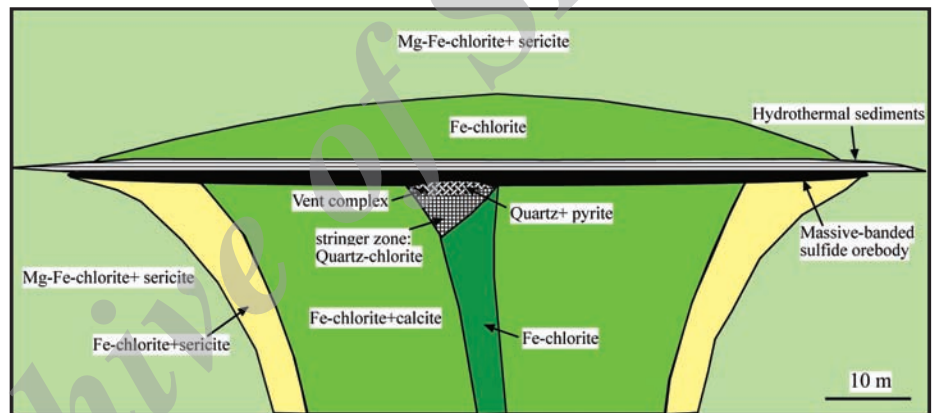
Mineral	Volcanic-exhalative		Regional Metamorphism and deformation		Oxidation/supergene enrichment
	Stringer ore	Stratiform ore	Prograde	Retrograde	
			D1 → D2	D3	
Magnetite	—	—	—	—	
Pyrrhotite	—	—	—	—	
Pyrite	—	—	—	—	
Marcasite	—	—	—	—	
Chalcopyrite	—	—	—	—	
Cubanite	—	—	—	—	
Sphalerite	—	—	—	—	
Galena	—	—	—	—	
Chlorite	—	—	—	—	
Sericite/phengite	—	—	—	—	
Albite	—	—	—	—	
Quartz	—	—	—	—	
Calcite	—	—	—	—	—
Kaolinite/clay minerals	—	—	—	—	—
Rutile	—	—	—	—	
Chalcocite	—	—	—	—	—
Covellite	—	—	—	—	—
Cuprite	—	—	—	—	—
Native copper	—	—	—	—	—
Malachite/Azurite	—	—	—	—	—
Fe/ Mn-oxides	—	—	—	—	—
Siderite-Goethite	—	—	—	—	—
Turquoise	—	—	—	—	—
Textures and Structures	Disseminated ore	—	—	—	
	Laminated, banded and massive ore	—	—	—	
	Vein-type ore	—	—	—	
	Crenulation	—	—	—	
	Strain fringes and boudins	—	—	—	

شکل ۹- توالی پاراژنزی کانی‌ها و بافت و ساخت ماده معدنی در کانسار بوانات.

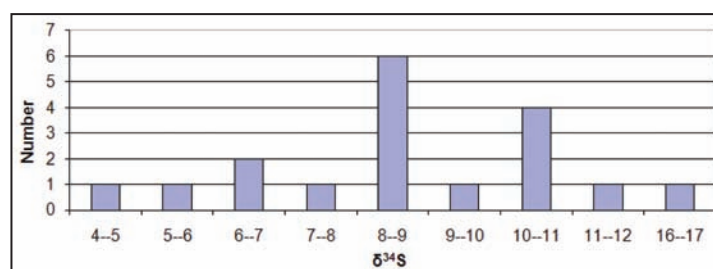


شکل ۱۰- تصاویری از انواع دگرسانی در کانسار بوانات: الف) دگرسانی در سنگ دیواره کمربندی دارای کلریت، کلسیت و پیریت؛ ب) مجموعه کانی‌های دگرسانی شامل کلریت (chl)، آلپیت (ab) و کلسیت (ca) در سنگ‌های دگرسان کمربندی؛ ج) بلورهای درشت سربیسیت (مسکوویت) (ser) در سنگ دگرسان کلریتی- سربیسیتی؛ د) کلریت، سربیسیت (ser) و اکسید آهن تیتانیم دار (روتیل یا ایلمنیت، rut) در سنگ‌های کلریتی- سربیسیتی.

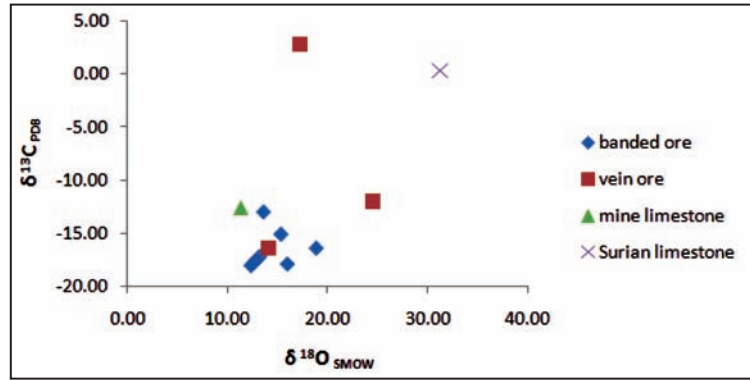
شکل ۱۱- طرحی نمادین از پهنه‌بندی دگرسانی در پیرامون پیکره‌های معدنی کانسار بوانات بر پایه داده‌های EPMA و استفاده از دستگاه PIMA.



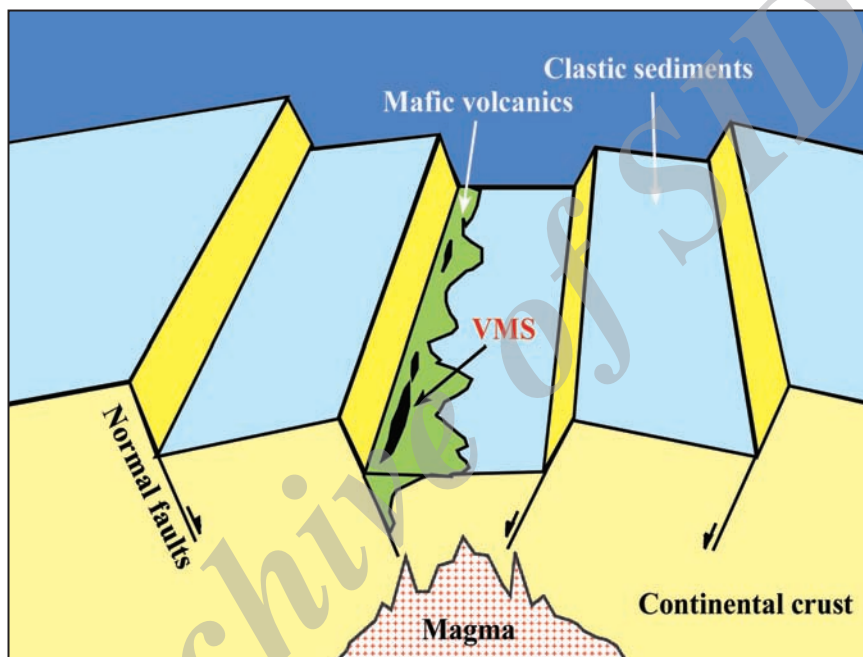
شکل ۱۲- مقادیر درجه همگن‌شدگی و شوری میانبارهای سیال در پهنه استرینگر کانسار مس بوانات.



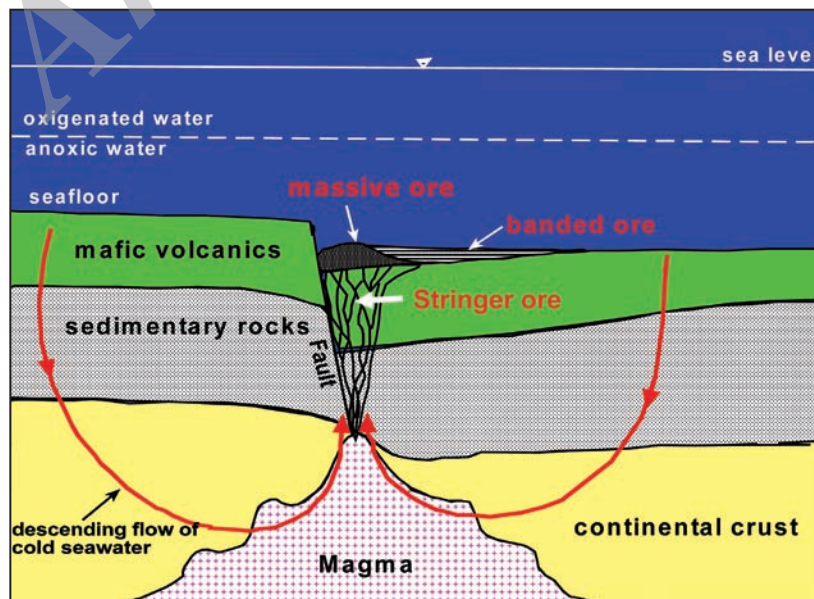
شکل ۱۳- نمودار فراوانی مقادیر delta 34S در نمونه‌های سولفیدی کانسار بوانات.



شکل ۱۴- نمودار مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن در نمونه‌های کربناتی همراه کانه‌زایی در کانسار بوانات.



شکل ۱۵- محیط تشکیل کافت درون کماتی آغازین برای رخداد کانه‌زایی VMS در منطقه بوانات.



شکل ۱۶- چگونگی تشکیل رخساره‌های مختلف معدنی در کانسار بوانات در اثر گسترش سامانه همرفتی زیر دریایی.

جدول ۱- مقایسه ویژگی‌های مختلف کانسارهای VMS بوانات و نوع بشی.

ویژگی‌ها	کانسار بوانات	نوع بشی یا پلیتیک مافیک
محیط زمین‌ساختی	کمانی آغازین (primitive arc)	پشت کمانی (back-arc)، کافت‌های قاره‌ای
سنگ‌های میزبان و همراه	آذرآواری، ماسه‌سنگ، شیل سیاه، بازالت، بازالت-آندزیت	گدازه‌های بازالتی، آندزیتی-بازالتی، شیل سیاه، سیلتستون و ماسه‌سنگ
سن کانه‌زایی و سنگ میزبان	ژوراسیک زیرین	پر کامبرین (Matchless در نامیبیا)، تریاس (Windy Craggy در کانادا)، ژوراسیک (Besshi در ژاپن)
شکل هندسی پیکره‌های معدنی	تخته‌ای شکل	تخته‌ای شکل
پهنه استرینگر	دارد	دارد
ساخت و بافت	توده‌ای، نواری، لامینه، دانه‌پراکنده، رگه‌ای و انواع ساخت و بافت‌های ناشی از دگرشکلی	توده‌ای، نواری، لامینه، دانه‌پراکنده، رگه‌ای و انواع ساخت و بافت‌های ناشی از دگرشکلی
کانی‌های معدنی اولیه	پیریت، کالکوپیریت، پیروتیت، اسفالریت، مارکاسیت، گالن، مگنتیت، کوبانیت، مگنتیت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، مگنتیت، پیروتیت
کانی‌های باطله	کلریت، کوارتز، کربنات، سریسیت	کلریت، کوارتز، سریسیت، اپیدوت
دگرسانی	کلریتی، کلریتی-سریسیتی، کلریتی-کربناتی، کوارتز-کلریتی، سیلیسی	کلریتی، سیلیسی، سریسیتی، اپیدوتی
ژئوشیمی ماده معدنی	Co و Se زیاد	Co و Se زیاد
پهنه‌بندی فلزی	واضح	واضح
پالایش پهنه‌ای	خفیف	خفیف
مراجع	موسیوند (۱۳۸۲)؛ (Mousivand et al. (2007; 2012)؛ موسیوند (۱۳۸۹)	Fox (1984); Klemm et al. (1989); Slack (1993); Hoy (1995); Peter & Scott (1999); Wilton (2000); Franklin et al. (2005)

کتابنگاری

اویسی، ب.، ۱۳۸۰- نقشه زمین‌شناسی یکصد هزارم سوریان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

بدرزاده، ز.، ۱۳۸۸- پترولوژی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی بازالتی شمال غرب جیرفت با نگرشی ویژه بر کانه‌زایی مس- روی (VMS) همراه آنها. رساله دکترای پترولوژی، دانشگاه تربیت مدرس.

بدرزاده، ز.، سبزه‌بی، م.، راستاد، ا.، امامی، م. و خیمنو، د.، ۱۳۸۹- مراحل مختلف کانه‌زایی سولفیدی در کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد سرگز، شمال باختر جیرفت، سنندج- سیرجان جنوبی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۶.

تاج‌الدین، ح.، راستاد، ا.، یعقوب‌پور، ع. و محجل، م.، ۱۳۸۹- مراحل تشکیل و تکوین کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلای باریکا، خاور سردشت، شمال باختر پهنه دگرگونه سنندج- سیرجان: براساس مطالعه ساخت، بافت و میکروترموتری سیالات درگیر. فصلنامه زمین‌شناسی اقتصادی، سال دوم، شماره ۱، ص. ۹۷.

تقی‌پور، ن. و مر، ف.، ۱۳۸۱- مطالعات بافتی و عناصر نادر خاکی (REE) در رخدادهای مس جیان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال دهم، شماره یک، بهار و تابستان ۸۱، صص. ۵۱ تا ۶۵.

تقی‌پور، ن.، ۱۳۷۹- زمین‌شناسی و ژئورخدادهای مس جیان، استان فارس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شیراز، ۲۰۱ ص.

زراسوندی، ع.، لیاقت، س. و مر، ف.، ۱۳۸۰- طرح پی‌جویی ژئوشیمیایی مس در منطقه بوانات، استان فارس، مجموعه مقالات پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تهران.

سبزه‌بی، م.، اشراقی، ص.، روشن‌روان، ج.، امینی، ب.، سراج، م. و علائی‌مهابادی، س.، ۱۳۷۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نیریز، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

سهیلی، م.، ۱۳۵۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ انار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

شهیدی، ع.، ۱۳۷۹الف- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جیان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

شهیدی، ع.، ۱۳۷۹ب- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ده بید، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

لیاقت، س. و تقی‌پور، ن.، ۱۳۷۹- چگونگی تشکیل ذخیره مس جیان، مجموعه مقالات پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز.

مر، ف.، اسدی، س. و فتاحی، ن.، ۱۳۹۰الف- زمین‌شناسی و زمین‌دماسنجی کانسار مس جیان (بوانات)، زون سنندج- سیرجان، شمال شرق استان فارس، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته دانشگاه شهیدچمران اهواز، تابستان ۹۰، شماره ۱، جلد ۱.

- مر، ف.، فتاحی، ن. و اسدی، س.، ۱۳۹۰ب- تکامل سیال دگرگونی- گرمایی با استفاده از شواهد دما فشارسنجی و ایزوتوپ های پایدار در کانسار مس بوانات، زون سندج- سیرجان، مجموعه مقالات پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- مغفوری، س.، موسیوند، ف. و راستاد، ا.، ۱۳۹۰- کانه زایی مس- روی سولفید توده ای آتشفشان زاد تپ بشی در حوضه پشت قوسی سبزوار، سی امین گردهمایی علوم زمین. موسیوند، ف.، ۱۳۸۲- کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه زایی مس در مجموعه آتشفشانی- روسویی سوریان در منطقه بوانات، استان فارس، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۶۰ص.
- موسیوند، ف.، ۱۳۸۹- زمین شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار روی- سرب- مس چاه گز و مقایسه آن با کانسار سولفید توده ای آتشفشان زاد مس- روی- نقره بوانات در پهنه سندج- سیرجان جنوبی. رساله دکتری زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، ۵۰۵ص.
- موسیوند، ف.، راستاد، ا. و امامی، م.، ۱۳۸۲- مس بوانات؛ کانه زایی سولفید توده ای آتشفشان زاد تپ بشی در ایران، مجموعه مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- موسیوند، ف.، راستاد، ا.، پیتز، ج. و سولومون، م.، ۱۳۹۰- کانه زایی سولفید توده ای آتشفشان زاد روی- سرب- مس نوع Bathurst در منطقه چاه گز، جنوب شهر بابک، پهنه سندج- سیرجان جنوبی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۲، صص. ۱۵۲ تا ۱۶۴.
- هوشمندزاده، ع. و سهیلی، م.، ۱۳۶۹- شرح نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ اقلید، گزارش شماره G10 سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- هوشمندزاده، ع.، اوهایان، ت.، سهیلی، م.، ر.، طراز، ح.، آقانیاتی، س. ع.، سهیلی، م.، آزر، ف.، آلریک، ج. و ویروژو، د.، ۱۳۶۹- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ اقلید، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- یارمحمدی، ع.، ۱۳۸۵- کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه زایی طلای باریکا، شمال شرق سردشت، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس.
- یارمحمدی، ع.، راستاد، ا.، محجل، م. و شمسا، م. ج.، ۱۳۸۷- رخداد طلای باریکا: کانه زایی تپ ماسیو سولفید ولکانوژنیک غنی از طلا در ایران، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۱، صص. ۴۷ تا ۶۰.

References

- Alric, G. & Virlogeux, D., 1977- Petrographic et geochimie de roches metamorphiques et magmatiques de la region de Deh-Bid-Bawanat. These 3eme cycle, Gerenoible.
- Badrzadeh, Z., Barrett, T. J., Peter, J. M., Gimeno, D., Sabzehei, M. & Aghazadeh, M., 2011- Geology, Mineralogy and sulfur isotope geochemistry of the Sargaz Cu-Zn volcanogenic massive sulfide deposit, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. Mineralium Deposita. DOI 10.1007/s00126-011-0357-4.
- Cartwright, I. & Oliver, N. H. S., 2000- Metamorphic fluids and their relationship to the formation of metamorphosed and metamorphogenic Ore deposits, Reviews in Economic Geology, v.11, p.81-96.
- Claypool, G., Holser, W. T., Kaplan, I. R., Sakai, H. & Zak, I., 1980- The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. Chem. Geol. 28, 199-260.
- Cook, N. J., Klemd, R. & Okrusch, M., 1994- Sulphide mineralogy, metamorphism and formation in the Matchless massive sulphide deposit, Namibia: Mineral. Deposita, 29, p.1-15.
- Craig, J. R. & Vokes, F. M., 1993- The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview. Mineralogical Magazine, 57, 3-18.
- Fox, J. S., 1984- Besshi-type volcanogenic sulphide deposits- a Review. Canada. Inst. Mining Met. Bull., 77, no.864, 57-68.
- Franklin, J. M., Gibson, H. L., Galley, A. G. & Jonasson, I. R., 2005- Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, in Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., and Richards, J. P., eds., Economic Geology 100th Anniversary Volume: Littleton, CO, Society of Economic Geologists, p. 523-560.
- Gibson, H. L., Allen, R. L., Riverin, G. & Lane, T. E., 2007- The VMS Model: Advances and Application to Exploration Targeting. In: Milkereit, B. (ed.) Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration, p. 713-730.
- Hall, A. J., Boyce, A. J. & Fallick, A. E., 1987- Iron sulphides in metasediments: isotopic support for a retrogressive pyrrhotite to pyrite reaction: Chemical Geology, v. 65, p. 305-310.
- Hoy, T., 1995- Besshi Massive Sulfide, in Selected British Columbia Mineral deposit profiles, volum 1-Metallics and Coal, Lefebure, D.V. and Ray, G.E., Editors, British Columbia Ministry of Energy of Employment and Investment, open file 1995-20, p.40-50.
- Klemd, R., Maiden, K. J. & Okrusch, M., 1989- The Matchless copper deposit, south west Africa/ Namibia : a deformed and metamorphosed massive sulphide deposit. Econ. Geol. 82 : 587-599.
- Krasnov, S., Stepanova, T. & Stepanova, M., 1994- Chemical composition and formation of a massive sulfide deposit, Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Vol. 139, Part B—Scientific Results. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 353-372.
- Kullerud, G., 1967- Sulfide studies. In researches in geochemistry (P.H., Adleson, ed.), 2, Wiley, New York, P.286-321.
- Large, R. R., 1977- Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. Economic Geology 72, 549- 572.
- Marcoux, E., Belkabar, A., Gibson, H. L., Lentz, D. & Ruffet, G., 2008- Draa Sfar, Morocco: A Visean (331 Ma) pyrrhotite-rich, polymetallic volcanogenic massive sulphide deposit in a Hercynian sediment-dominant terrane. Ore Geology Reviews 33, 307-328.

- Marshall, B. & Spry, P. G., 2000- Discriminating between regional metamorphic remobilization and syntectonic emplacement in the genesis of massive sulfide ores: *Reviews in Economic Geology*, v.11, p.39-79.
- Marshall, B., Larocque, A. C. L. & Vokes, F. M., 1999- Extensive remobilisation in massive sulphide deposits: A fluid affair, in Stanley et al: *Mineral deposits: processes to processing*, Balkema, Rotterdam, Brookfield. 955-958.
- Marshall, B., Vokes, F. M. & Larocque, A. C. L., 2000- Regional metamorphic Remobilization : Upgrading and formation of ore deposits. *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits. Econ. Geol.* 11, 19-37.
- 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: *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, 183: 297-315.
- Mousivand, F., Rastad, E., Meffre, S., Peter, J. M., Mohajjel, M. & Emami, M. H., 2012- Age and tectonic setting of the Bavanat Besshi-type Cu-Zn-Ag deposit, Sanandaj-Sirjan zone, Southern Iran. *Mineralium Deposita*. 47:911-931
- Mousivand, F., Rastad, E., Meffre, S., Peter, J. M., Solomon, M. & Khin Zaw, 2011- U-Pb geochronology and Pb isotope characteristics of the Chahgaz volcanogenic massive sulfide deposit, South of Iran. *International Geology Review*, 53 (10): 1239-1262.
- Peter, J. & Scott, S. D., 1993- Fluid inclusion and light stable isotope geochemistry of the Windy Craggy Besshi-Type massive sulfide deposit, NW British Columbia. *Resource Geology Special Issue* 17, 229-248.
- Peter, J. M. & Scott, S. D., 1999- Windy Craggy, Northwestern British Columbia: The World's Largest Besshi-Type Deposit, in Barrie, C.T., and Hannington, M.D., eds., *Volcanic-associated massive Sulfide deposits: processes and Examples in modern and ancient Settings: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, V.8, p.261-295.
- Poulson, S. R. & Ohmoto, H., 1989- Devolatilization equilibria in graphite-pyrite-pyrrhotite bearing pelites with application to magma-pelite interaction: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 101, p. 418-425.
- Sangster, D. F. & Scott, S. D., 1976- Precambrian stratabound, massive Cu-Zn-Pb sulfide ores of north America, in Wolf, K.H.(eds.), *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits: Elsevier Scientific publishing Co., Amsterdam*, v.6, p.1320-221.
- Scholten, J. C., Stoffers, P., Garbe-Schönberg, D. & Moammar, M., 2000- Hydrothermal mineralization in the Red Sea. In: Cronan, D.S. (Ed.), *Handbook of Marine Mineral Deposits*. CRC Press, London, pp. 369- 395
- Sharpe, R. & Gemmill, J. B., 2002- The Archean Cu-Zn Magnetite-rich Gossan Hill volcanic-hosted massive sulfide deposit, Western Australia: Genesis of a multistage hydrothermal system. *Economic Geology* 97, 517- 539.
- Slack, J. F., 1993- Descriptive and Grade-tonnage Models for Besshi-type Massive Sulphide Deposits, in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M., eds. *Mineral Deposit. Modeling: Geological Association of Canada, Special paper* 40, P.343-371.
- Solomon, M., 2008a- 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, p. 329-351
- Solomon, M., 2008b- Brine-pool deposition for the Zn-Pb-Cu massive sulphide deposits of the Bathurst mining camp, New Brunswick, Canada. II. Ocean anoxia during mineralisation. *Ore Geology Reviews*, 33, p. 352-360
- Solomon, M., Tornos, F., Large, R. R., Badham, J. N. P., Both, R. A. & Zaw, K., 2004- Zn-Pb-Cu volcanic hosted massive sulfide deposits: criteria for distinguishing brine pool-Type from black smoker type sulfide deposition. *Ore Geology Reviews*, 25, 259-283.
- Vokes, F. M. & Craig, J. R., 1993- Post-recrystallization mobilization phenomena in metamorphosed stratabound sulphide ores. *Mineral. Mag.* 57:19-28.
- Vokes, F. M., 1969- A Review of the metamorphism of sulphide deposits: *Earth-Sci. Rev.*, 5, p.99-143.
- Vokes, F. M., 1995- Metamorphosed ores-A retrospective overview. in *Mineral deposits*, Rotterdam, Bookfield.
- Vokes, F. M., 2000a- Textural aspects of metamorphosed Sulphide ores , in MSF Mini-symposium, Espoo p.97-101. Finland, Kojonen, K., Carlson, P. and Lahti, S., ed 509. *Extended Abstracts*.
- Vokes, F. M., 2000b- Ores and metamorphism: Introduction and historical perspectives. *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits. Rev. Econ. Geol.* 11, 1-17.
- Wagner, T. & Boyce, A. J., 2006- pyrite metamorphism in the devonian hunsrück slate of germany: insights from laser microprobe sulfur isotope analysis and thermodynamic modeling. *American Journal of Science*, Vol. 306, September, 2006, P. 525-552,
- Wilton, D., 2000- Besshi-type VMS deposits (part I & II), U.S. Geol. Survey open – file Report.
- Yarmohammadi, A., Rastad, E., Mousivand, F. & Watanabe, M., 2008- Barika Au-Ag-(Zn-Pb-Cu) deposit: First recognition of gold-rich Kuroko-type VMS mineralization in Iran. 33rd Int Geol Congress, Oslo.