

زمین شیمی ایزوتوپ اکسیژن و میانبارهای سیال در کانسار مس و روی سرگز، شمال غرب جیرفت، جنوب شرق ایران

حمید رستمی پور^{*}، مهرداد بهزادی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۷/۷، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۸/۲۳)

چکیده: کانسار مس و روی سولفید توده‌ای سرگز در ۳۰ کیلومتری هوایی شمال غرب شهرستان جیرفت و جنوب شرق ایران قرار دارد. بازالت‌های بالشی با سن تریاس پسین-ژوراسیک پیشین میزبان کانه‌زایی مس و روی سولفید توده‌ای هستند. این کانسار در پهنه ساختاری سندانج-سیرجان واقع است. در این منطقه، پهنه سولفید توده‌ای در مرز ژاسپر و بازالت قرار دارد، به طوری که از سطح به عمق، به ترتیب نخست واحد فلیشی و سپس آندزیت، آذرآواری، ژاسپر، سولفید توده‌ای، رگه - رگچه برشی شده، رگه - رگچه بدون کانه‌زایی و بازالت دیده می‌شود. کانه‌زایی همراه با دگرسانی سیلیسی-کلریتی است. این دگرسانی‌ها از نظر مکانی وابسته به کانه‌زایی هستند. در این پژوهش، خاستگاه سیال‌های کانسار مس به همراه شوری، عمق به دام افتادن و فشار محیط تشکیل کانسار بررسی شده است. بررسی میانبارهای سیال نشان داد که سیال گرمایی مولد کانه‌زایی شامل آب‌های اقیانوسی و دگرگونی است. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن سیال محاسبه شده بین ۱۲- تا ۱۳/۳۶- در هزار بوده که نشان‌دهنده آمیختگی چند سیال با خاستگاه‌های متفاوت (آب جوی و آب اقیانوسی) است. از این رو، کانسار سرگز از سیال‌هایی با ماهیت جوی، اقیانوسی، حوضه‌ای و دگرگونی تشکیل شده است. بررسی میانبارهای سیال نشان داد که سیال‌های کانه‌زا در عمق کم و فشار پایین باعث تشکیل کانسار مس و روی سرگز شده است.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی، ایزوتوپ اکسیژن، میانبارهای سیال، سرگز، جیرفت.

مقدمه

یا زیر آن، در طیف گسترده‌ای از فعالیت‌های زمین‌شناسی قدیمی و عهد حاضر تشکیل می‌شوند. این کانسارها در توالی چینه شناسی رسوبی-آتشفشانی رخ می‌دهند و اغلب منطبق با سنگ‌های آتشفشانی میزبان هستند. به عنوان یک دسته‌بندی، آنها منبع قابل توجهی از عناصر مس، روی، سرب، طلا و نقره جهان با Ge و Ga ، Te ، Bi ، In ، Cd ، Mn ، Se ، S ، Ba ، Co را شامل می‌شوند. درک بهتر تشکیل کانسارهای VMS قدیمی به شدت وابسته به کشف و بررسی دودکش‌های فعال و رسوب دهنده فلزی در کف دریاست. طی سه دهه گذشته، بررسی‌های زیادی بر نهشته‌های سولفید توده‌ای کف دریا و دودکش‌های سیاه انجام شده و تشابه بسیاری بین نهشته‌های عهد حاضر و

نهشته‌های کانسار سولفید توده‌ای (VMS) از مهمترین منابع روی، مس، سرب، نقره و طلای دنیا هستند. با وجود پژوهش‌های گسترده در مقیاس نهشته و در مقیاس ناحیه‌ای، هنوز ویژگی‌های کنترل‌کننده مکان رخداد اقتصادی این نهشته‌ها به خوبی شناسایی نشده است. بر پایه دانش امروزی، نهشته‌های سولفید توده‌ای به طور تصادفی رخ نمی‌دهند، بلکه در زمان‌ها و افق‌های چینه‌شناسی ویژه در دریا و در حوضه‌های کششی فعال (از دید فعالیت آتشفشانی) تشکیل می‌شوند [۱]. نهشته‌های سولفید توده‌ای در ارتباط با آتشفشان بیشتر انباشت چینه‌ای سولفیدی هستند که از سیال‌های گرمایی در کف دریا

^{*}نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۹۱۱۵۳۴۱۴۴، پست الکترونیکی: rostamipoor12@gmail.com



نهشته‌های VMS قدیمی ارائه شده است [۲، ۳].

کانسار مس و روی سرگز در جنوب استان کرمان، در ۳۰ کیلومتری هوایی شهرستان جیرفت در مختصات جغرافیایی $28^{\circ}45'07''$ و $28^{\circ}43'22''$ شرقی و $57^{\circ}20'57''$ و $57^{\circ}23'09''$ شمالی واقع است. برای دسترسی به این کانسار می‌توان از جاده آسفالت جیرفت-اسفندقه و راه خاکی شوسه معدن استفاده نمود. منطقه مورد نظر در نقشه زمین‌شناسی یکصد هزار ورقه اسفندقه واقع است که از نظر ساختاری در بخش جنوب‌شرقی پهنه سندانج-سیرجان قرار دارد. رشته کوه‌های منطقه سرگز شامل واحدهای آتشفشانی تریاس پسین-ژوراسیک پیشین، واحدهای آذرآواری به همراه پهنه فلیش در ژوراسیک هستند که کانه‌زایی سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد نیز در این واحدها رخ داده است. نزدیکترین نهشته‌های معدنی مس به منطقه مورد بررسی، کانسارهای متاع و سورگاه در جنوب‌شرق این منطقه بوده که هر دو از نوع سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد هستند. منطقه سرگز از نظر کانه‌زایی فلزی بسیار قابل توجه است به طوری که در این منطقه، چند معدن آهن و منگنز وجود دارد (به سامانه کاداستر معادن رجوع شود). منطقه سرگز بیشتر از واحدهای آتشفشانی و رسوبی تشکیل شده که نشان‌دهنده فعالیت آتشفشانی در یک حوضه رسوبی کم‌عمق تا فازهای آذرآواری است [۴، ۵]. بدرزاده بر پایه بررسی سنگ‌نگاری، شیمی سنگ‌های منطقه سرگز، پیکره کانسار، زمین‌ساخت منطقه و همچنین هم‌برزادی کانیایی، کانسار سرگز را یک کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد دوخاستگاهی مافیک معرفی کرده است [۶]. البته تاکنون پژوهشی بر میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های اکسیژن سیال‌های مولد کانه‌زایی در این کانسار انجام نشده است. از آنجا که بیشترین حجم حفاری مغزه‌گیری و پودری در این کانسار مربوط به پس از سال ۱۳۹۸ بوده که منجر به کشف پهنه‌های جدید کانه‌زایی نیز شده است، اطلاعات کافی حفاری از بخش‌های مختلف کانسار برای پژوهش‌های جدید در دسترس است. در این پژوهش، با بررسی زمین‌شیمی ایزوتوپ اکسیژن و میانبارهای سیال در کانی کوارتز موجود در دگرسانی کوارتز-کلریت، ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و خاستگاه سیال‌های کانه‌دار تعیین شده است.

روش بررسی

به دلیل هوازدگی‌های سطحی، سعی شد که نمونه‌های سنگی از مغزه‌های حفاری برداشت گردند. تعداد ۴۰ نمونه برای تهیه

مقاطع نازک و ۲۰ نمونه برای تهیه مقاطع صیقلی برای بررسی‌های کانی‌شناسی و کانه‌نگاری از مغزه‌های حفاری و تعداد کمی نیز از رخنمون‌های سطحی تهیه شد و در آزمایشگاه میکروسکوپی دانشگاه شهید بهشتی بررسی گردیدند. بر اساس فراوانی و شفافیت، کانی کوارتز برای بررسی میانبارهای سیال و ایزوتوپ اکسیژن انتخاب شد. از آنجا که در بخش سولفید توده‌ای کانسار هیچ کانی اکسیدی دیده نشد، برای بررسی ویژگی‌های فیزیکی-شیمیایی، منبع و دگرگونی سیال کانه‌دار، ۹ مقطع دوبر-صیقلی (از کانی کوارتز در پهنه رگه - رگچه) تهیه شد. پس از سنگ‌نگاری، تعداد ۸۹ میانبار سیال برای اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی انتخاب شده و با میکروسکوپ قطبشی بررسی گردیدند. ریزدماسنجی با دستگاه لینکام مدل ۶۰۰ THMSG در آزمایشگاه ریزدماسنجی دانشگاه تربیت مدرس انجام شد. این دستگاه قادر به اندازه‌گیری گستره دمایی ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. در مرحله سرمایش، نقطه همگدازی (ظاهر شدن نخستین مایع پس از یخ زدن کامل) [۷]، نقطه ذوب پایانی یخ و هیدروهالیت [۸] و در مرحله گرمایش، دمای همگن‌شدگی (ناپدید شدن حباب گاز) اندازه‌گیری شدند. تعداد ۵ نمونه برای بررسی‌های ایزوتوپ اکسیژن، از پهنه رگه - رگچه‌ای دربردارنده کانه‌زایی برداشت گردید. پس از گرماکافت یک نمونه جامد در دمای بالا (۱۴۵۰ درجه سانتیگراد) در تحلیلگر عنصری، همه اتم‌های اکسیژن موجود در مولکول بر کربن سیاه و کربن شیشه‌ای به CO تبدیل شدند. گاز CO تولید شده از سامانه و ستون عبور می‌کند و از آب موجود در تله آب و همچنین CO در ستون تصفیه و تله خارج می‌شود. پس از حذف همه گازهای مزاحم، ستون دفع CO تا ۱۵۰ درجه سانتیگراد گرم می‌شود و گاز نمونه CO با عبور از تله آب دوم و به درون دستگاه طیف‌سنج جرمی نسبت ایزوتوپی (IRMS) آزاد شده و ایزوتوپ اکسیژن آن اندازه‌گیری می‌شود. آماده‌سازی و آنالیز نمونه‌های ایزوتوپ اکسیژن در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه اراک انجام شد.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه مورد بررسی در پهنه ساختاری سندانج-سیرجان واقع است. برخی پژوهشگران پهنه سندانج-سیرجان با روند شمال-غرب-جنوب‌شرق را بخشی از کمربند کوه‌زایی زاگرس می‌دانند [۹، ۱۰]. ویژگی‌های بارز سندانج - سیرجان به ویژه فرآیندهای دگرگونی آن در همه جا یکسان نیست. در نیمه جنوب شرقی

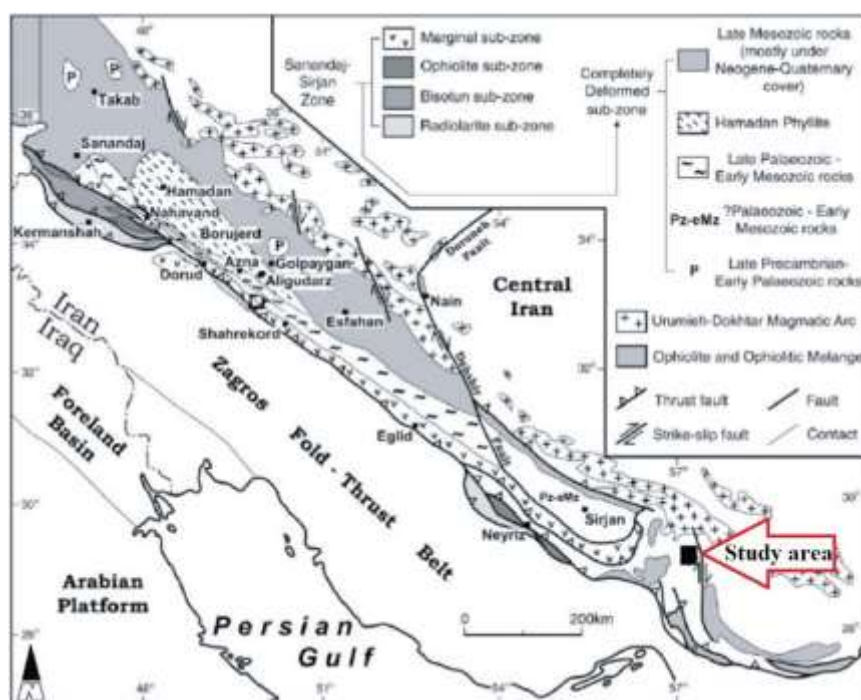
آمفیبولیت اشاره کرد [۱۴، ۱۵]. توالی مزوزوئیک شامل توده-های نفوذی گرانودیوریتی منطقه سرگز (۶ کیلومتری جنوب کانسار سرگز)، تناوبی از ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک توفی، سنگ-آهک، سنگ‌های آذرآواری و سنگ‌های آتشفشانی بازی و حدواسط است که واحدهای بازالتی با ساخت بالشی در بخش پیشین این توالی قرار دارند. سنگ‌های بازالتی میزبان کانه‌زایی سولفید توده‌ای آتشفشانزاد سرگز هستند [۴، ۱۶]. چنان که در شکل ۲ مشخص است، روند کانه‌زایی شمال‌غرب-جنوب‌شرق است که در معرض گسل‌هایی با روند شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و شمال‌غربی-جنوب‌شرقی قرار گرفته‌اند، به طوری که در برخی از بخش‌های کانسار، مرز کانه‌زایی با گسل‌های بیشتر رورانده جابجا شده و کنترل می‌شود.

چنان که بیان شد، گسل‌های منطقه بیشتر رورانده هستند و اثری بر جابجایی افقی پهنه کانه‌زایی ندارند. دایک‌ها آخرین فعالیت آذرین منطقه مورد بررسی را شامل می‌شوند و همه واحدهای سنگی شامل فلیش تا بازالت را قطع کرده‌اند. کانسار سرگز یک کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد دوخاستگاهی مافیک (نوراندا) است [۴، ۶]. پهنه کانه‌زایی سولفید توده‌ای به صورت چین‌ه‌سان بین بازالت و ژاسپر، همراه با کلسیت در زیر واحدهای فلیش و آذرآواری قرار دارد.

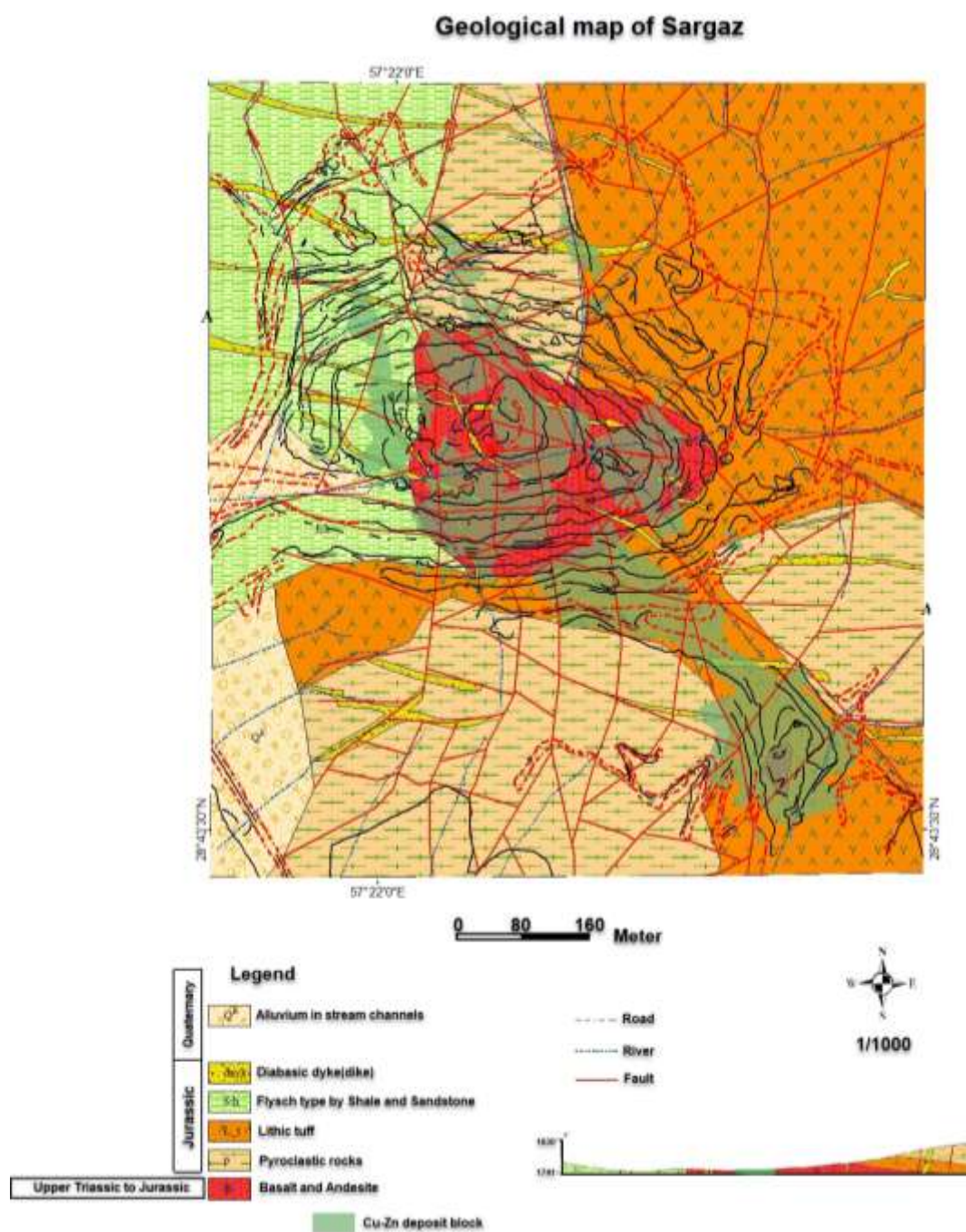
این پهنه، پدیده‌های دگرگونی به طور عمده ناشی از عملکرد کوهزایی سیم‌رین پیشین بوده، در حالی که در نیمه شمالی آن، رویدادهای سیم‌رین میانی به ویژه کوهزایی لارامید از عوامل آذرین نفوذی و دگرگونی هستند. مرز شمال‌شرقی آن با ایران مرکزی به دلیل پوشش گسترده واحدهای ترشیری و عهدحاضر به خوبی قابل تشخیص نیست [۱۱] (شکل ۱). ویژگی‌های زمین‌ساختی این ناحیه برآمده از فرایند کافت اقیانوسی، گسترش اقیانوس نئوتتیس، فروانش و سرانجام بسته شدن این حوضه اقیانوسی هستند [۱۲]. بر پایه نظرهای ارائه شده پیرامون تاریخچه تکامل این پهنه، از آغاز تریاس پسین، سنگ کره اقیانوسی تتیس جوان در اثر فروانش به زیر ورقه ایران شروع به از میان رفتن کرده و موجب جایگیری قوس ماگمایی سنندج-سیرجان به سن تریاس پسین شده است [۱۳]. بدرزاده با بررسی زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی، منطقه سرگز را برآمده از ایجاد یک حوضه پشت قوسی قاره‌ای می‌داند که در اثر فروانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و نازک‌شدگی پوسته قاره‌ای شکل گرفته است [۶].

زمین‌شناسی کانسار

از قدیمی‌ترین واحدهای رخنمون یافته در منطقه سرگز می‌توان به مجموعه‌های دگرگونی شیست، مرمر، فیلیت و



شکل ۱ پهنه سنندج-سیرجان به همراه موقعیت منطقه مورد بررسی [۱۴، ۱۵].

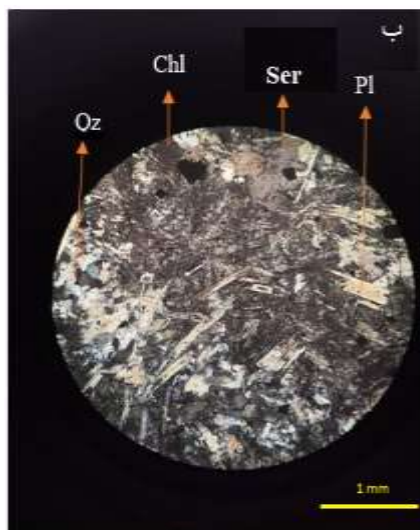


شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰ محدوده مورد بررسی. روند کانه‌زایی به صورت شمال‌غرب-جنوب شرق می‌باشد.

کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری

بازالت: این واحد به طور معمول در بخش‌های شرقی منطقه رخمون دارد که به صورت بالشی نیز دیده می‌شود. به دلیل فعالیت آتشفشانی در کف دریا و اثر آب دریا بر کانی‌های واحدهای آتشفشانی، این واحدها با هوازدگی همراه هستند، به طوری که در مقاطع نازک، کانی‌های مافیک سالم به ندرت

دیده می‌شوند. در مقاطع نازک مورد بررسی، همه کانی‌های مافیک به کلریت تبدیل شده‌اند. پلاژیوکلاز گاهی در حال تبدیل به سریسیت است. نکته قابل توجه حضور پلاژیوکلازهای دم پرستویی بوده که نشان‌دهنده سرد شدن سریع گدازه در کف اقیانوس است [۱۷]. در مقطع مورد بررسی، رگچه‌های کوارتز ثانویه نیز دیده شد (شکل ۳).

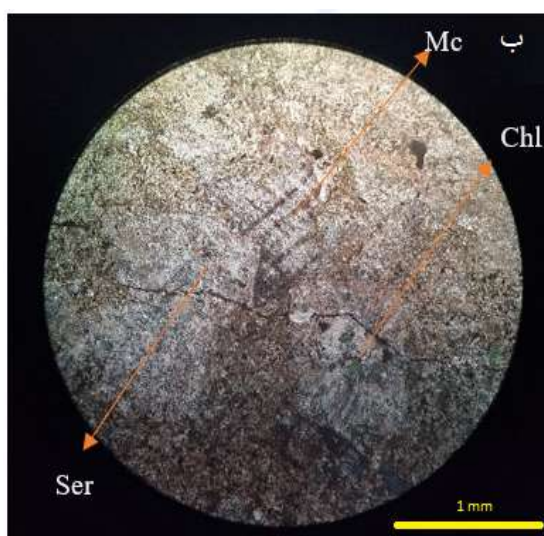


شکل ۳ الف-بازالت با ساخت بالشی در منطقه مورد بررسی، ب- مقطع میکروسکوپی از بازالت‌های منطقه در نور قطبیده متقاطع (Xpl). Oz: کوارتز، Chl: کلریت، Ser: سرپسیت، Pl: پلاژیوکلاز [۱۸].

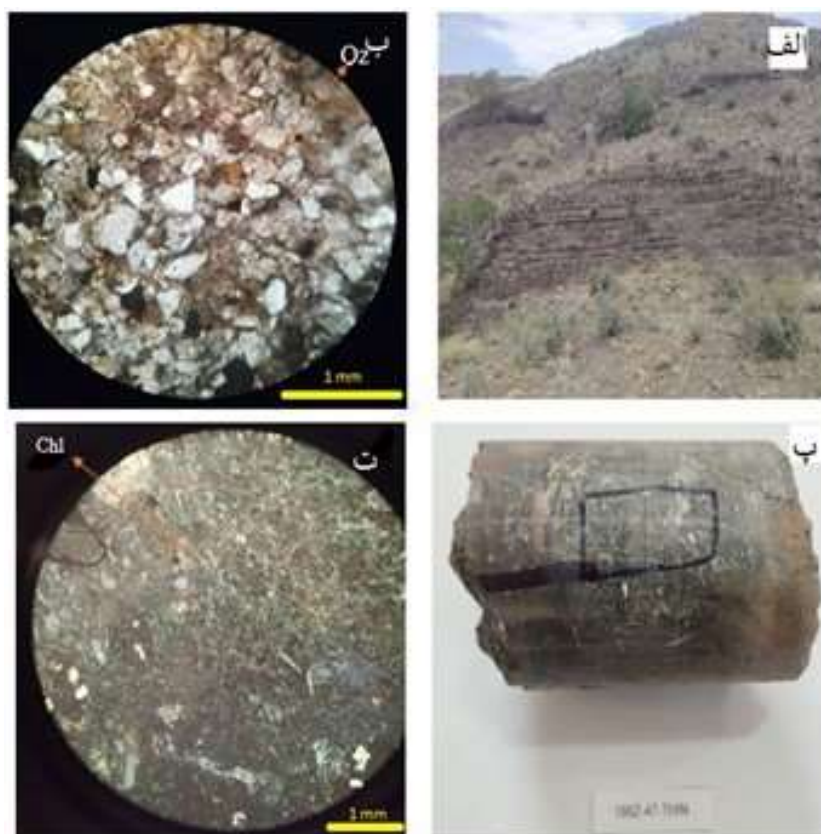
فلش و واحدهای آذرآواری

بخش مرکزی و گاهی غربی منطقه را واحدهای سنگی فلش با سنگ‌های شیل به همراه میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ تشکیل می‌دهند که روی واحدهای آذرآواری (و گاهی آندزیتی) واقع هستند. این واحدها با شیب ملایمی به سمت شمال‌غرب رانده شده‌اند. واحدهای آذرآواری بیشتر از نوع توف و ایگنمبریت هستند (شکل ۵). در شکل ۶، نمایی کلی از منطقه مورد بررسی نشان داده شده است.

آندزیت: بخش عمده منطقه را این واحد سنگی به همراه واحدهای آذرآواری تشکیل می‌دهد. از نظر زمانی، واحدهای آندزیت و آذرآواری پس از واحد بازالتی تشکیل شده‌اند. این واحد نیز مانند بازالت‌های منطقه دستخوش هوازدگی شده است، به طوری که کانی‌های مافیک بیشتر به کلریت دگرسان شده‌اند. این واحد در منطقه به رنگ سبز کم‌رنگ دیده می‌شود و بافت آن در مقطع میکروسکوپی پورفیری است (شکل ۴).



شکل ۴ الف- واحد آندزیتی در نمونه دستی و ب- همان نمونه در مقطع میکروسکوپی که دگرسانی‌های سرپسیتی و کلریتی در آن دیده می‌شوند (XPL). Chl: کلریت، Ser: سرپسیت، Mc: میکروکلین [۱۸].



شکل ۵ الف- واحد ماسه‌سنگ با میان لایه‌های شیل (دید به سمت شمال غرب)، ب- مقطع نازک از واحد ماسه‌سنگی (XPL)، پ- نمونه دستی از واحد توفی در منطقه مورد بررسی و ت- مقطع نازک همان نمونه با زمینه شیشه (سیلیس مخفی بلور) و کلریت (XPL).



شکل ۶ نمایی از محدوده مورد بررسی و واحدهای دربرگیرنده کانسار (معدن) سرگز (دید به سمت شمال). نقشه یک‌هزار تهیه شده بخشی از این تصویر را دربرمی‌گیرد.

دگرسانی

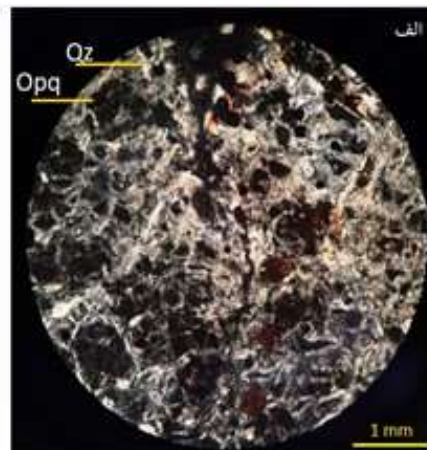
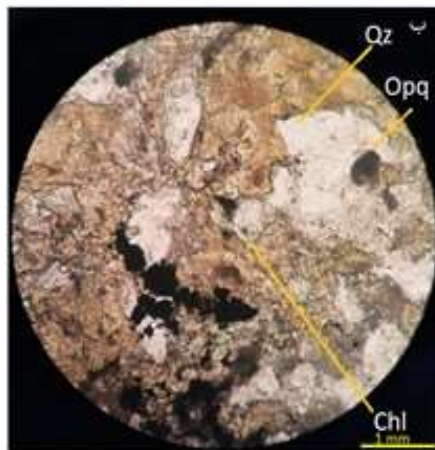
رو اهمیت دارد که با کانه‌زایی رابطه مستقیم دارند و تقریباً در همه مغزه‌های حفاری مورد بررسی همراه با کانه‌زایی مس و روی دیده می‌گردد (شکل ۷). دگرسانی سیلیسی به رنگ

کانی کوارتز اغلب عضو جدایی‌ناپذیر سامانه‌های گرمابی است. بررسی دگرسانی‌های سیلیسی و کلریتی در کانسار سرگز از آن

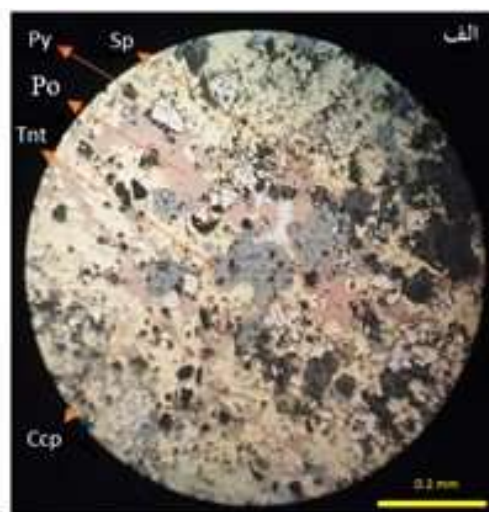
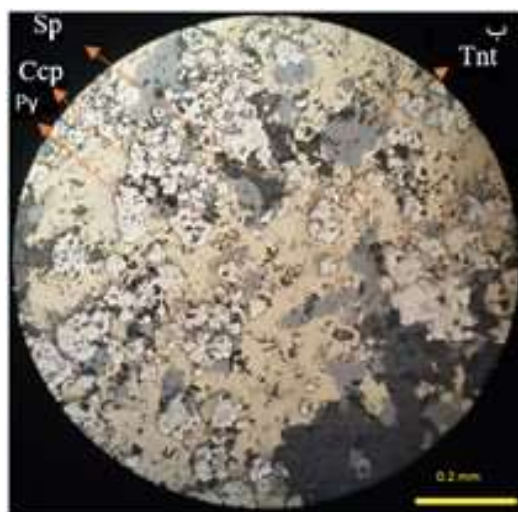
کانه‌نگاری

کالکوپیریت: کانۀ کالکوپیریت مهمترین کانۀ سولفیدی مس است که به‌صورت توده‌ای و رگه‌ای در نمونه‌ها همراه با پیریت، پیروتیت، اسفالریت و تنانتیت حضور دارد (شکل ۸). این کانۀ بی‌شکل است و در هیچ نمونه‌ای به تنهایی دیده نشد. پیریت: در مقاطع صیقلی، پیریت به صورت شکل‌دار، نیمه شکل‌دار و بدون شکل دیده می‌شود. این کانۀ بیشترین همبستگی را با کالکوپیریت و اسفالریت دارد، به طوری‌که در همه مقاطع صیقلی، سایر کانۀ‌های سولفیدی به همراه این کانۀ دیده می‌گردند. در بررسی مغزه‌های حفاری، کانۀ پیریت تقریباً در همه پهنه‌های پرعیار، کم‌عیار و حتی باطله نیز قابل مشاهده است (شکل‌های ۸ و ۹).

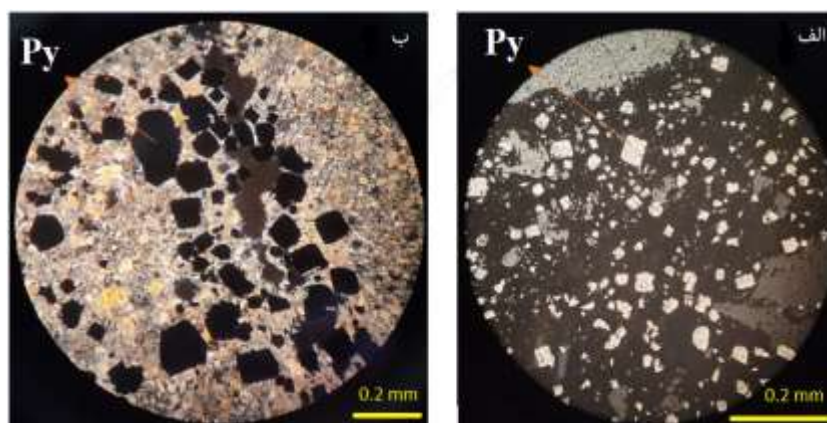
دودی تا شیری و دگرسانی کلریتی به رنگ سبز تیره قابل مشاهده است. به سمت توده معدنی، نسبت دگرسانی سیلیسی بیشتر از دگرسانی کلریتی است و در مغزه‌های حفاری گاهی ضخامت این پهنه دگرسانی به بیش از ۴۰ متر می‌رسد. در فواصل دورتر از کانۀ‌زایی، دگرسانی پروپیلیتی گستردگی بالایی دارد. در مقاطع مورد بررسی، گاهی همه سنگ مادر به سیلیس تبدیل شده اما در پهنه‌های با دگرسانی کلریتی بیشتر، هنوز بافت سنگ میزبان تا حدی حفظ شده است، با این که پلاژیوکلازها درون سنگ میزبان طی مراحل بعدی دچار هوازدگی شده‌اند. در بخش‌های سطحی کانسار، گاهی در اثر اکسایش پیریت و کالکوپیریت، دگرسانی اکسید آهن و مالاکیت نیز دیده می‌شود.



شکل ۷ الف- کانۀ کواتز (Qz) و کانۀ‌های سولفیدی کدر (Opq) در XPL و ب- کانۀ کواتز (Qz)، کلریت (Chl) و کانۀ‌های کدر (Opq) در نور قطبیده صفحه ای (PPL) [۱۸].



شکل ۸ الف - وجود میانبار بی‌شکل پیریت (Py)، پیروتیت (Po)، کالکوپیریت (Ccp)، اسفالریت (Sp) و تنانتیت (Tnt) در مقطع صیقلی و ب- کانۀ‌های پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و تنانتیت در مقطع صیقلی [۱۸].



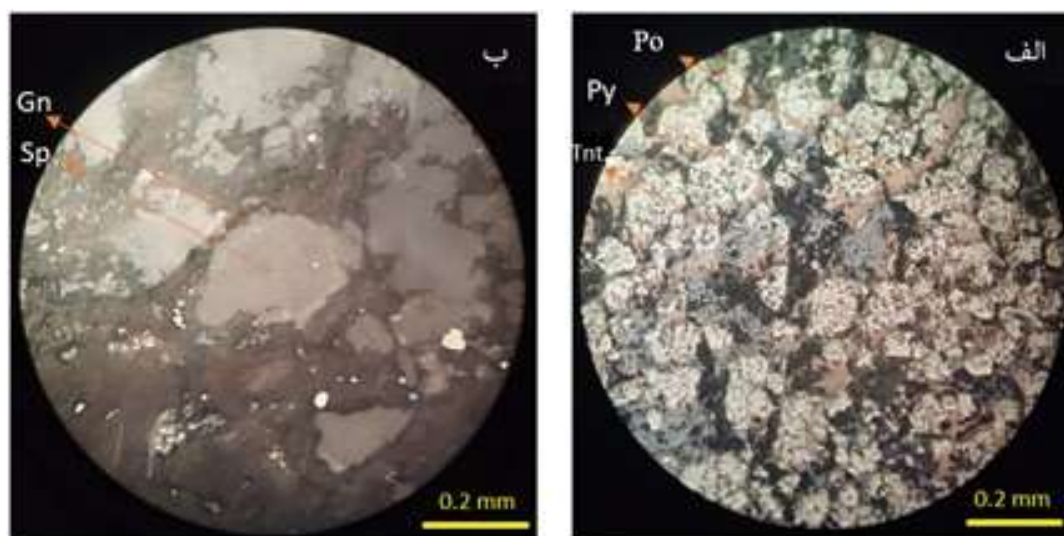
شکل ۹ الف- نمونه کانی شکل‌دار و نیمه شکل‌دار پیریت (Py) در مقطع صیقلی و ب- همان نمونه در مقطع نازک (XPL) [۱۸].

اسفالریت: کانه اسفالریت کاملاً بی‌شکل است و با کانه‌های پیریت، تنانتیت، پیروتیت و کالکوپیریت به صورت هم‌رشدی دیده می‌شود (شکل ۸). کانه اسفالریت گاهی از لبه درحال جان‌شینی با گالن است (شکل ۱۱).

تنانتیت: کانه تنانتیت در مقطع صیقلی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شود، این کانه بی‌شکل بوده و هم‌بزرگ کانه‌های کالکوپیریت، اسفالریت و پیریت است (شکل ۸). از کانه‌های دیگر دیده شده در مقاطع صیقلی می‌توان به پیروتیت، بورتیت، کالکوسیت، کوولیت و ملاکیت اشاره کرد (شکل ۱۰).



شکل ۱۰ الف- کانه‌زایی ملاکیت (Mlc) به صورت رگچه‌ای به همراه دگرسانی اکسید آهن به رنگ نارنجی و قهوه‌ای که شکاف بین واحدهای بازالتی را پر کرده است و ب- مقطع صیقلی کانی ملاکیت که به رنگ سبز دیده می‌شود و پ- مقطع صیقلی کالکوسیت (Cct) به رنگ سفید تا زرد روشن که از لبه درحال تبدیل به کوولیت (Cv) به رنگ آبی کم‌رنگ است و ت- بورتیت‌های (Bn) بدون شکل در مقطع صیقلی. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۸] است.



شکل ۱۱ الف- مقطع صیقلی کانی نیمه شکل‌دار پیریت (Py) به همراه پیروتیت (Po) و تنانتیت (Tnt) و ب- کانی بدون شکل اسفالریت (Sp) که از لبه در حال جانشینی با گالن (Gn) است [۱۸].

بر پایه داده‌های مغزه‌های حفاری و با توجه به شکل‌های ۱۲ و ۱۳، به طور آرمانی درون مغزه‌های حفاری به ترتیب از سطح به عمق (۱) نخست فلیش و (۲) پس از آن آندزیت و آذرآواری دیده می‌گردد. که ضخامت هر یک از این افق‌ها دست کم ده متر است. (۳) در زیر واحد آذرآواری، یک افق نازک ژاسپری-کلسیتی وجود دارد (شکل ۱۲ الف) که (۴) در زیر آن کانه‌زایی سولفید توده‌ای با کانه‌های کالکوپیریت، پیریت، اسفالریت، پیروتیت و تنانتیت دیده می‌شود (شکل‌های ۱۲ ب و پ). ضخامت افق کانه‌دار بین ۸ تا ۲۱ متر و به طور متوسط ۱۵ متر است (شکل ۱۳). (۵) به سمت پایین، کانه‌زایی سولفید توده‌ای با پهنه رگه - رگچه برشی شده کوارتز-کلریتی دارای مقدار کمی پیریت-کالکوپیریت-اسفالریت جایگزین می‌شود، میزان دگرسانی سیلیسی از دگرسانی کلریتی بیشتر است (شکل ۱۲ ت). (۶) پهنه رگه - رگچه بدون کانه‌زایی با رگچه‌های پیریت و سیلیس همراه است (شکل ۱۲ ث). سنگ میزبان پهنه‌های رگه - رگچه بازالت می‌باشد که بافت اولیه آن در پهنه رگه - رگچه بدون کانه‌زایی تا حدودی حفظ شده است. ضخامت این پهنه در مغزه‌های حفاری بیشتر از سایر افق‌هاست (شکل ۱۳).

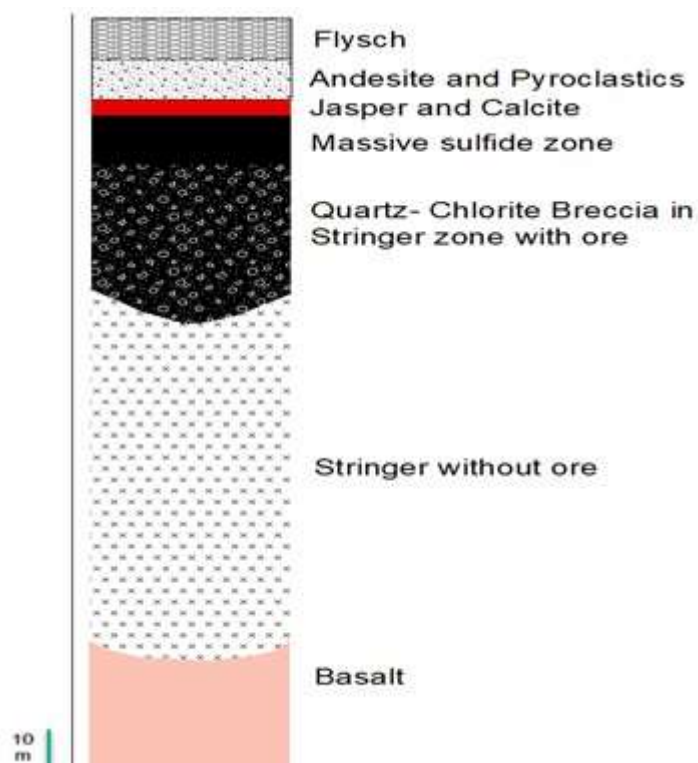
کانسار مس سرگز در تعادل با کوارتز براساس رابطه تفکیک ایزوتوپی کوارتز-آب [۲۰] از مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}O$ کوارتز تفکیک شد. برای این کار از رابطه شارپ $\frac{10^6}{T^2} + -3.5 \frac{10^3}{T}$ استفاده شد که به جای T ، متوسط دمای همگن‌شدگی سیال (۱۶۹ درجه سانتی‌گراد) به کار برده شد [۲۰].

مقادیر ایزوتوپ اکسیژن سیال محاسبه شده بین ۱۳/۳۶- تا ۲/۱- در هزار است. بر اساس شکل ۱۴، خاستگاه اکسیژن سیال گرمابی مولد کانه‌زایی آب جوی، آب سنگ‌های گرانی و آب اقیانوسی است. در ۶ کیلومتری جنوب کانسار سرگز، یک توده نفوذی گرانودیوریتی به سن ژوراسیک پسین به درون واحدهای آتشفشانی و رسوبی منطقه نفوذ کرده است [۲۱]. این احتمال وجود دارد که پس از تشکیل کانسار سرگز، سیال‌های گرمابی بر این توده کانسار نیز اثر گذاشته باشند و آثار این سیال‌های بیگانه در نمودار ایزوتوپ اکسیژن کانسار دیده می‌شوند. آب-های جوی ممکن است در اثر فعالیت‌های گرمابی پس از تشکیل کانسار به درون رگه‌ها نفوذ کرده باشند. از آنجا که نوع کانسار مس و روی سرگز سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد در نظر گرفته شده است، می‌توان گفت که آمیختگی آب‌های جوی و آب‌های اقیانوسی منجر به سیال‌های گرمابی مولد کانه‌زایی شده و یا اینکه آب‌های جوی تشکیل‌دهنده عمده سیال‌های کانه‌ساز بوده‌اند که ترکیب ایزوتوپی آنها در نتیجه واکنش با سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی تغییر یافته است [۲۲].

استفاده از نتایج تجزیه‌های ایزوتوپی برای تعیین خاستگاه سیال‌های گرمابی دارای اهمیت ویژه‌ای است [۱۹]. مقادیر اندازه‌گیری شده ایزوتوپ اکسیژن کوارتز نسبت به استاندارد آب اقیانوس‌ها بین $+0.64$ تا $+11.9$ با میانگین $+6.3$ در هزار است (جدول ۱). ترکیب ایزوتوپی اکسیژن سیال کانه‌زا در



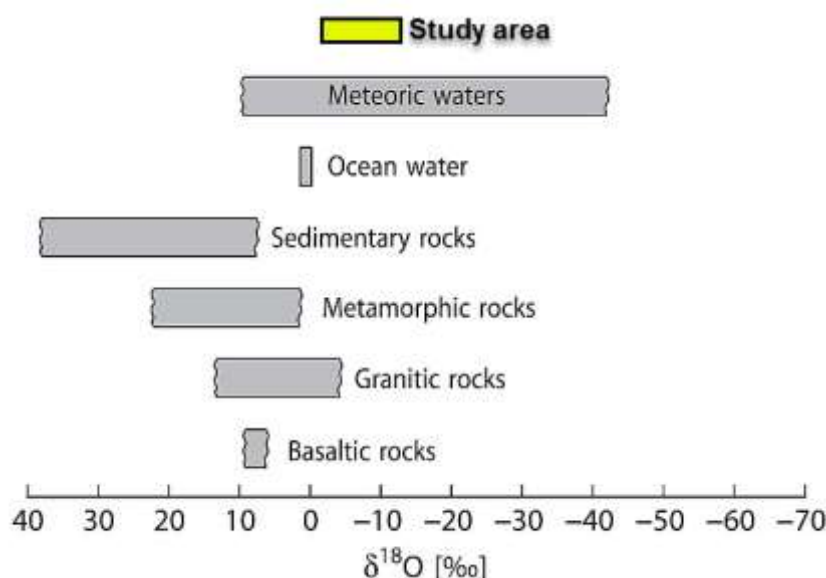
شکل ۱۲ الف- مرز بین کانه‌زایی سولفید توده‌ای با ژاسپر و کلسیت درون مغزه حفاری برش خورده که به رنگ نارنجی نشان داده شده است. ب- نمونه دستی از کالکوپیریت در پهنه سولفید توده‌ای. پ- کانه‌زایی سولفید توده‌ای درون مغزه‌های حفاری در زیر افق ژاسپری. ت- پهنه رگه - رگچه برشی درون مغزه حفاری که با رنگ نارنجی مشخص شده است. این پهنه نیز در زیر پهنه سولفید توده‌ای قرار دارد و دارای مقادیر کمی کانی‌های پیریت و کالکوپیریت است. ث- پهنه رگه-رگچه‌ای با زمینه بازالت به همراه رگچه‌های پیریتی و سیلیسی و ج- بازالت پایینی



شکل ۱۳ مقطع چینه‌شناسی کانسار سرگز

جدول ۱ مقادیر ایزوتوپ اکسیژن سیال نسبت به ایزوتوپ اکسیژن کوارتز.

نمونه	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Quartz}} (\text{‰})$ VSMOW $\pm 1\sigma$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Water}} (\text{‰})$ VSMOW $\pm 1\sigma$
186-87-IS, O	+۱۱٫۹	-۲٫۱
198-81-IS, O	+۰٫۶۴	-۱۳٫۳۶
195-52-IS, O	+۵٫۳	-۸٫۷
195-76-IS, O	+۶٫۰	-۸
180-107-IS-O	+۷٫۷	-۶٫۳

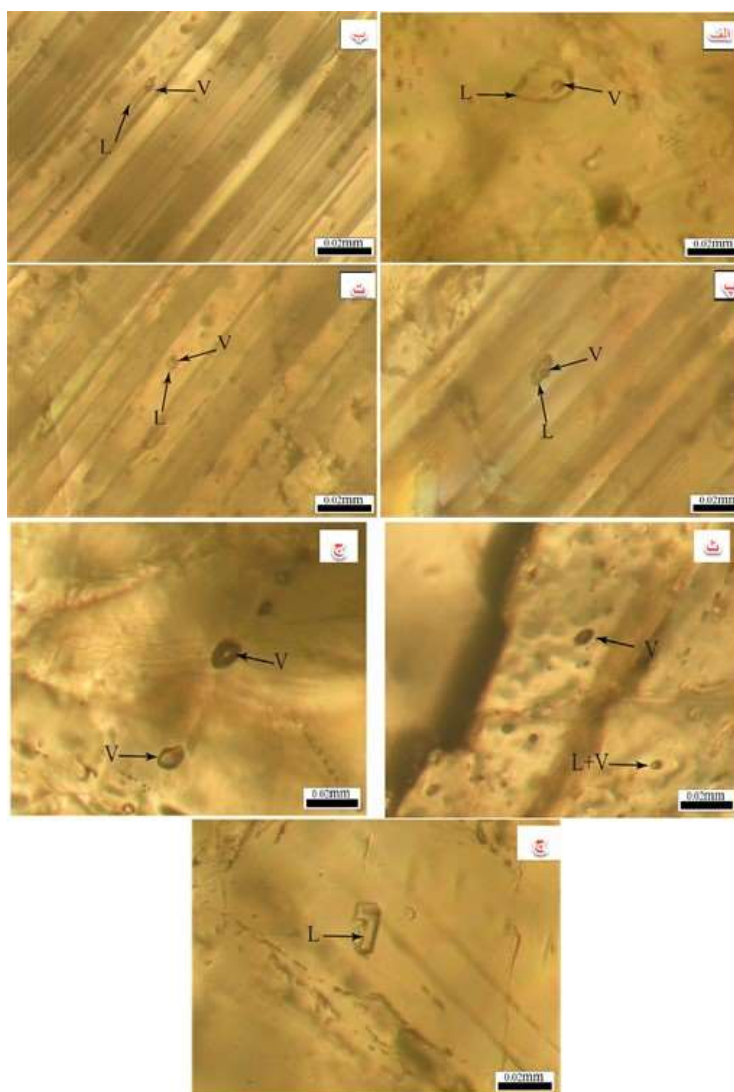


شکل ۱۴ موقعیت ترکیب ایزوتوپی اکسیژن سیال مولد کانه‌زایی در کانسار سولفید توده‌ای سرگز نسبت به منابع تعیین شده [۲۳].

بررسی سیال‌های درگیر

شکل میانبارهای سیال تا حدی با ساختار بلوری کانی میزبان کنترل می‌شود [۲۴]. رایج‌ترین شکل میانبارهای سیال در نمونه‌ها، انفرادی و دنباله‌ای است. میانبارهای سیال اولیه با شواهدی چون قرارگیری در پهنه‌های رشد بلور، توزیع تصادفی در سه بعد، مجزا بودن از میانبارهای سیال کناری و اندازه قابل توجه نسبت به کانی میزبان تشخیص داده می‌شوند [۲۵]. بر اساس تقسیم‌بندی گلدشتاین [۲۶]، در نمونه‌های مورد بررسی ۳ نوع میانبار سیال قابل تشخیص است که عبارتند از دو فاز غنی از مایع و گاز، تک فاز (L-V) غنی از گاز (V) و تک فاز غنی از مایع (L). در میانبار سیال دوفازی، فاز حباب گاز همراه با فاز مایع وجود دارد. بیشترین حجم میانبار سیال را فاز مایع دربرمی‌گیرد و فاز گازی تنها ۵ تا ۳۰٪ حجم میانبارهای سیال بررسی شده را شامل می‌شود. بیشترین نوع میانبار سیال بررسی شده در نمونه‌ها این نوع است (شکل‌های ۱۵ الف تا ت).

در میانبارهای سیال تک‌فازی گازی، حباب تنها فاز تشکیل دهنده است. از این رو، از این نوع سیال‌ها نمی‌توان برای ریزدماسنجی استفاده نمود. این میانبارها فراوانی زیادی در نمونه‌ها دارند و به صورت ثانویه نیز دیده می‌گردند. آنها بیشتر به شکل بیضوی با رنگ تیره و کمتر به رنگ روشن دیده می‌شوند (شکل‌های ۱۵ ث و ج). اندازه‌ی آنها از ۲ تا ۱۰ میکرون است. ۳ میانبارهای تک فاز مایع فراوانی کمی در نمونه‌ها دارند و بیشتر به شکل نامنظم و بیضوی دیده می‌شوند (شکل ۱۵ چ). اندازه‌ی آنها از ۵ تا ۱۲ میکرون است. در این نوع از میانبارهای سیال، فاز مایع همه حجم میانبارهای سیال را در بر می‌گیرد و فاز گازی وجود ندارد. از این رو از این نوع از سیال‌ها نمی‌توان برای ریزدماسنجی استفاده نمود. فراوانی این نوع میانبارهای سیال بسیار کم است. نبود فاز جامد (هالیت) در میانبارهای سیال به دلیل شوری متوسط تا پایین سیال‌های کانه‌ساز است [۲۷].



شکل ۱۵ تصویر میکروسکوپی از میانبرهای سیال. الف- میانبر سیال دوفازی مایع-گاز با شکل‌های مختلف، ب- کشیدگی میانبر سیال که می‌تواند ناشی از به دام افتادن سیال در راستای رخ‌های کانی کوارتز طی تبلور باشد. پ و ت- میانبر سیال دوفازی مایع و بخار، ث- میانبر سیال تک فازی گازی و دوفازی مایع و گاز، ج- میانبرهای سیال تک فازی گازی ثانویه که در یک ردیف قرار گرفته‌اند و چ- میانبر سیال تک فازی مایع.

خاستگاه سیال کانه‌ساز و عمق تشکیل کانسار

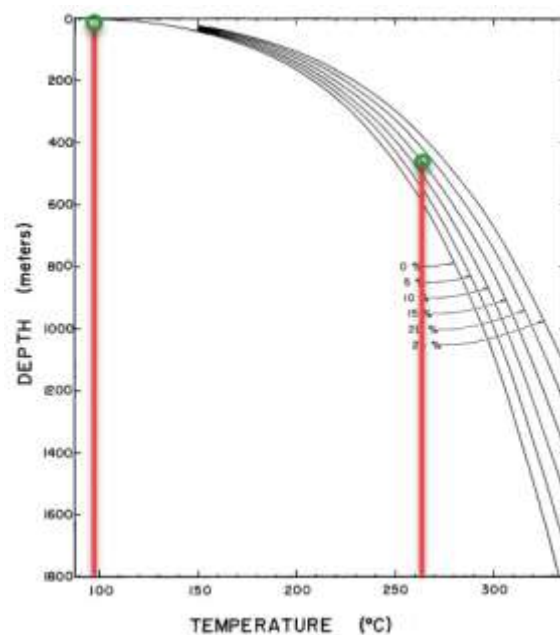
چنان که در شکل ۱۶ الف مشخص است، کمینه و بیشینه دمای همگن‌شدگی مایع و بخار ۹۸ و ۲۶۴ درجه سانتی‌گراد است. از این رو، عمق جوشش سیال‌های کانه‌زا از ۰ تا ۴۱۰ متر متغیر است. از آنجا که کانسار سرگز از نوع سولفید توده‌ای است، می‌توان جوشش سیال در عمق صفر متری را به دودکش‌های سیاه دربردارنده کانه‌زایی یا تشکیل چرت در بخش پسین آن و عمق ۴۱۰ متر را به قسمت‌های پایینی پهنه رگه - رگچه ارتباط داد. کمینه دمای همگن‌شدگی مایع و بخار ۹۸ درجه سانتی‌گراد مربوط به نمونه مغزه برداشت شده از عمق

۳۸ متری و بیشینه دمای همگن‌شدگی مایع و بخار ۲۶۴ درجه سانتی‌گراد مربوط به نمونه مغزه از عمق ۱۸۰ متری است. از این رو جابجایی ترازهای ارتفاعی توسط گسل‌های قدیمی و خطای دستگاهی را نیز باید در نظر گرفت. دمای همگن‌شدگی سیال در گستره ۹۸ تا ۲۶۴ درجه سانتی‌گراد با میانگین ۱۶۵ درجه سانتی‌گراد، درجه شوری بین ۱/۷۴ تا ۱۰/۷۳ با میانگین ۵/۵۳ درصد، معادل درصد وزنی نمک طعام است. در جدول ۲ داده‌های میانبرهای سیال آورده شده است. از آنجا که بخش عمده میانبرهای سیال کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد سرگز در گستره سیال‌های با خاستگاه دریایی، سیال حوضه‌ای

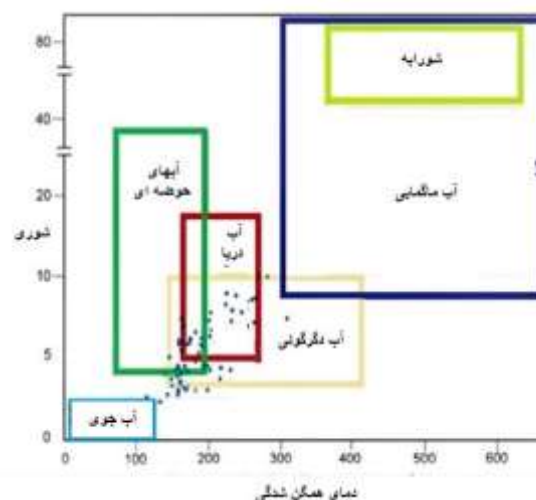
احتمال وجود دارد که سیال دگرگونی که در تشکیل کانسار سرگز نقش داشته است، از واحدهای دگرگونه قدیمی این منطقه تامین شده باشد.

از شکل ۱۶ ب می‌توان چنین برداشت کرد که با توجه به محیط دریایی تشکیل کانسار، خاستگاه سیال کانه‌زایی از آمیختگی آب دریا و آب حوضه‌ای با آب‌های دگرگونی واحدهای پیشین بوده که در آن نسبت آب دریا بیشتر بوده است، سپس چرخش سیال گرمایی در بازالت‌های بالشی موجب هضم عناصر در خود شده است [۲۹].

(حوضه‌های آبی ساحلی جدامانده از آب اقیانوس‌ها) و دگرگونی قرار دارد (شکل ۱۶ ب)، به نظر می‌رسد که چند سیال در تشکیل کانسار مورد بررسی مشارکت داشته‌اند [۲۸] که نقش سیال با خاستگاه دریایی بیشتر از بقیه است. با توجه به نقشه یکصد هزار ورقه اسفندقه، در مسیر رودخانه منطقه سرگز رخنمون‌هایی از واحدهای دگرگونه میکاشیست، سرپانتینیت شیست، آمفیبولیت شیست، گارنت شیست و اکتینولیت شیست به سن پالئوزوئیک-تریاس وجود دارد. سنگ میزبان کانه‌زایی مس سرگز نیز از ژوراسیک است [۲۱]، از این رو این



شکل ۱۶ الف منحنی دمای همگن‌شدگی سیال برای میانبرهای غنی از مایع و بخار که روی منحنی‌های عمق نقطه جوش برای سیال‌ها با شوری‌های مختلف قرار گرفته‌اند [۳۰]. در دمای 264°C ، درجه همگن‌شدگی - شوری سیال نزدیک به ۱۰ است و بر منحنی شوری ۱۰ قرار می‌گیرد.



شکل ۱۶ ب موقعیت دمای همگن‌شدگی میانبرهای سیال نسبت به شوری [۳۱] که چنان که مشخص است بیشتر نقاط در گستره آب دریایی، آب دگرگونی و کمتر در گستره آب حوضه‌ای و جوی قرار دارند، به طوری که بیشتر نمونه‌ها در گستره آب دریایی قرار دارند.

جدول ۲ داده‌های میانبرهای سیال کانسار سرگز.

۳,۷۱	۱۲۰	-۲,۲	L-V	195-80-FI	۴۶
۹,۶۰	۲۰۵	-۶,۳	L-V	195-80-FI	۴۷
۹,۰۸	۱۹۶	-۵,۹	L-V	195-80-FI	۴۸
۷,۱۷	۲۱۷	-۴,۵	L-V	195-80-FI	۴۹
۹,۳۴	۲۰۸	-۶,۱	L-V	195-80-FI	۵۰
۷,۵۹	۱۷۲	-۴,۸	L-V	195-80-FI	۵۱
۶,۳۰	۱۹۳	-۳,۹	L-V	195-80-FI	۵۲
۴,۳۴	۱۳۵	-۲,۶	L-V	195-80-FI	۵۳
۷,۸۶	۱۷۹	-۵	L-V	195-80-FI	۵۴
۳,۳۹	۱۸۵	-۲	L-V	195-49-FI	۵۵
۲,۵۷	۱۵۶	-۱,۵	L-V	195-49-FI	۵۶
۴,۰۳	۱۷۳	-۲,۴	L-V	195-49-FI	۵۷
۲,۵۷	۱۴۵	-۱,۵	L-V	195-49-FI	۵۸
۸,۶۸	۱۹۶	-۵,۶	L-V	195-52-FI	۵۹
۴,۹۶	۱۸۹	-۳	L-V	195-52-FI	۶۰
۸,۱۴	۲۰۶	-۵,۲	L-V	195-52-FI	۶۱
۷,۴۵	۱۸۳	-۴,۷	L-V	195-52-FI	۶۲
۲,۲۴	۱۲۳	-۱,۳	L-V	198-70-FI	۶۳
۲,۹۰	۱۲۸	-۱,۷	L-V	198-70-FI	۶۴
۶,۷۴	۱۵۶	-۴,۲	L-V	198-70-FI	۶۵
۶,۳۰	۱۸۴	-۳,۹	L-V	198-70-FI	۶۶
۴,۳۴	۱۶۵	-۲,۶	L-V	198-70-FI	۶۷
۱,۷۴	۱۴۴	-۱	L-V	198-70-FI	۶۸
۷,۷۳	۱۳۹	-۴,۹	L-V	198-70-FI	۶۹
۵,۸۶	۱۳۶	-۳,۶	L-V	198-70-FI	۷۰
۶,۷۴	۱۹۳	-۴,۲	L-V	198-70-FI	۷۱
۴,۳۴	۱۷۰	-۲,۶	L-V	198-70-FI	۷۲
۶,۳۰	۱۵۰	-۳,۹	L-V	193-105-FI	۷۳
۸,۹۵	۲۱۶	-۵,۸	L-V	193-105-FI	۷۴
۹,۲۱	۲۲۷	-۶	L-V	193-105-FI	۷۵
۴,۸۰	۱۹۲	-۲,۹	L-V	193-105-FI	۷۶
۶,۱۶	۱۳۶	-۳,۸	L-V	193-105-FI	۷۷
۱۰,۷۳	۲۳۰	-۷,۲	L-V	193-105-FI	۷۸
۵,۸۶	۱۶۲	-۳,۶	L-V	193-105-FI	۷۹
۲,۲۴	۱۲۳	-۱,۳	L-V	19-72-FI	۸۰
۲,۹۰	۱۲۸	-۱,۷	L-V	197-72-FI	۸۱
۶,۷۴	۱۵۶	-۴,۲	L-V	197-72-FI	۸۲
۶,۳۰	۱۸۴	-۳,۹	L-V	197-72-FI	۸۳
۴,۳۴	۱۶۵	-۲,۶	L-V	197-72-FI	۸۴
۱,۷۴	۱۱۴	-۱	L-V	197-72-FI	۸۵
۷,۷۳	۱۳۹	-۴,۹	L-V	197-72-FI	۸۶
۵,۸۶	۱۳۶	-۳,۶	L-V	197-72-FI	۸۷
۶,۷۴	۱۹۳	-۴,۲	L-V	197-72-FI	۸۸
۴,۳۴	۱۷۰	-۲,۶	L-V	197-72-FI	۸۹

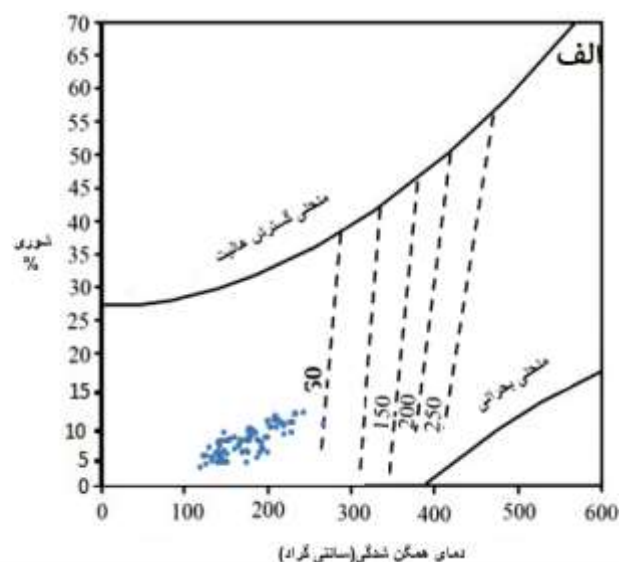
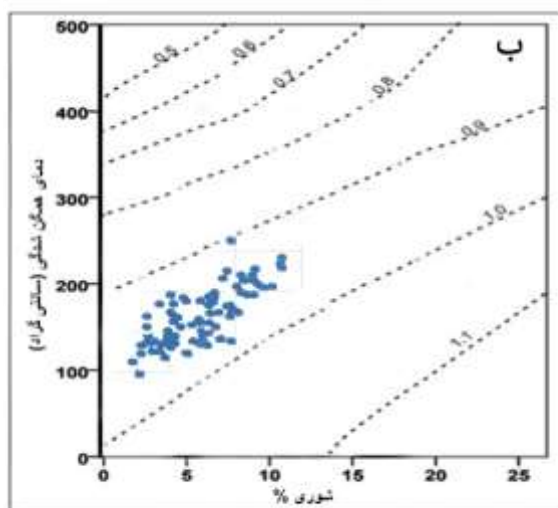
شماره	نمونه	فاز	Tice(oC)	Th V-L(oC)	شوری (wt%)
۱	117-38-FI	L-V	-۱,۲	۹۸	۲,۰۷
۲	117-38-FI	L-V	-۳,۲	۱۶۰	۵,۲۶
۳	117-38-FI	L-V	-۳	۱۲۵	۴,۹۶
۴	117-38-FI	L-V	-۳,۵	۱۶۴	۵,۷۱
۵	117-38-FI	L-V	-۴	۱۷۳	۶,۴۵
۶	117-38-FI	L-V	-۲,۵	۱۸۶	۴,۱۸
۷	117-38-FI	L-V	-۳,۹	۱۶۳	۶,۳۰
۸	117-38-FI	L-V	-۴,۳	۱۷۵	۶,۸۸
۹	117-38-FI	L-V	-۲,۶	۱۴۳	۴,۳۴
۱۰	117-38-FI	L-V	-۳,۳	۱۳۹	۵,۴۱
۱۱	186-90-FI	L-V	-۱,۴	۱۳۶	۲,۴۱
۱۲	186-90-FI	L-V	-۱,۸	۱۲۸	۳,۰۶
۱۳	186-90-FI	L-V	-۲,۲	۱۳۹	۳,۷۱
۱۴	186-90-FI	L-V	-۲,۵	۱۳۶	۴,۱۸
۱۵	186-90-FI	L-V	-۱,۹	۱۳۸	۳,۲۳
۱۶	186-90-FI	L-V	-۱,۵	۱۳۵	۲,۵۷
۱۷	186-90-FI	L-V	-۵,۴	۳۱۵	۸,۴۱
۱۸	186-90-FI	L-V	-۵,۹	۲۲۳	۹,۰۸
۱۹	186-90-FI	L-V	-۴,۷	۲۲۵	۷,۴۵
۲۰	186-90-FI	L-V	-۱,۶	۱۴۲	۲,۷۴
۲۱	186-90-FI	L-V	-۲,۴	۱۳۲	۴,۰۳
۲۲	186-90-FI	L-V	-۲	۱۲۷	۳,۳۹
۲۳	186-90-FI	L-V	-۱,۶	۱۴۶	۲,۷۴
۲۴	186-90-FI	L-V	-۲,۳	۱۳۹	۳,۸۷
۲۵	186-90-FI	L-V	-۳,۶	۱۸۹	۵,۸۶
۲۶	186-90-FI	L-V	-۱,۵	۱۷۰	۲,۵۷
۲۷	186-90-FI	L-V	-۲,۸	۱۵۶	۴,۶۵
۲۸	186-90-FI	L-V	-۳,۷	۱۳۹	۶,۰۱
۲۹	186-90-FI	L-V	-۴,۵	۱۴۲	۷,۱۷
۳۰	194-180-FI	L-V	-۲,۱	۱۳۴	۳,۵۵
۳۱	194-180-FI	L-V	-۲,۵	۱۴۴	۴,۱۸
۳۲	194-180-FI	L-V	-۶,۷۰	۲۰۶	۱۰,۱۱
۳۳	194-180-FI	L-V	-۴,۹۰	۲۶۴	۷,۷۳
۳۴	194-180-FI	L-V	-۳,۷	۱۴۹	۶,۰۱
۳۵	194-180-FI	L-V	-۴,۲	۱۹۵	۶,۷۴
۳۶	194-180-FI	L-V	-۲,۵۰	۱۶۵	۴,۱۸
۳۷	194-180-FI	L-V	-۶,۱	۲۱۰	۹,۳۴
۳۸	194-180-FI	L-V	-۵,۲	۱۷۴	۸,۱۴
۳۹	194-180-FI	L-V	-۱,۵	۱۳۶	۲,۵۷
۴۰	194-180-FI	L-V	-۲,۳	۱۴۷	۳,۸۷
۴۱	194-180-FI	L-V	-۳,۶	۱۴۶	۵,۸۶
۴۲	194-180-FI	L-V	-۲,۴	۱۹۷	۴,۰۳
۴۳	194-180-FI	L-V	-۱,۳	۱۳۵	۲,۲۴
۴۴	195-80-FI	L-V	-۷,۲	۲۴۱	۱۰,۷۳
۴۵	195-80-FI	L-V	-۵,۳	۲۰۰	۸,۲۸

تعیین فشار و چگالی

برای تعیین فشار تشکیل کانسار از منحنی دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری استفاده شد (شکل ۱۷ الف). چنان که دیده می‌شود، همه نمونه‌ها در زیر منحنی اشباع نمک قرار گرفته‌اند. قرار گرفتن نمونه‌ها بین منحنی بحرانی و منحنی اشباع نمک نشان‌دهنده دما و شوری به نسبت پایین این نمونه‌هاست [۲۲]. بر اساس نمودار بدست آمده از دمای همگن‌شدگی و شوری، کانسار در فشار ۵۰ بار و کمتر از آن تشکیل شده است (شکل ۱۷ الف) و با توجه به میانگین شوری ۷ درصد، تشکیل کانسار در عمق کمتر از ۵۵۰ متر بوده است [۳۰]. برپایه شکل ۱۷ ب، کاهش دمای همگن‌شدگی از ۲۶۴ درجه سانتی‌گراد به ۹۸ درجه سانتی‌گراد سبب افزایش چگالی از ۰/۹ تا نزدیک به ۱ گرم بر سانتی‌متر مکعب می‌شود. بر این اساس، یک انطباق منفی چگالی نسبت به افزایش شوری و دما وجود دارد. این احتمال وجود دارد که در دماهای کمتر، مقدار بخار بیشتری در کانی‌ها محبوس گردد.

تعیین فشار و چگالی

برای تعیین فشار تشکیل کانسار از منحنی دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری استفاده شد (شکل ۱۷ الف). چنان که دیده می‌شود، همه نمونه‌ها در زیر منحنی اشباع نمک قرار گرفته‌اند. قرار گرفتن نمونه‌ها بین منحنی بحرانی و منحنی اشباع نمک نشان‌دهنده دما و شوری به نسبت پایین این نمونه‌هاست [۳۲]. بر اساس نمودار بدست آمده از دمای همگن‌شدگی و شوری، کانسار در فشار ۵۰ بار و کمتر از آن تشکیل شده است (شکل ۱۷ الف) و با توجه به میانگین شوری ۷ درصد، تشکیل کانسار در عمق کمتر از ۵۵۰ متر بوده است [۳۰]. برپایه شکل ۱۷ ب، کاهش دمای همگن‌شدگی از ۲۶۴ درجه سانتی‌گراد به ۹۸ درجه سانتی‌گراد سبب افزایش چگالی از ۰/۹ تا نزدیک به ۱ گرم بر سانتی‌متر مکعب می‌شود. بر این اساس، یک انطباق منفی چگالی نسبت به افزایش شوری و دما وجود دارد. این احتمال وجود دارد که در دماهای کمتر، مقدار بخار بیشتری در کانی‌ها محبوس گردد.



شکل ۱۷ الف- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری، منحنی اشباع نمک و منحنی بحرانی [۳۳] و ب- منحنی شوری نسبت به دمای همگن‌شدگی سیال برای تعیین چگالی سیال [۳۴].

برداشت

در این پژوهش، بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری به همراه بررسی‌های ایزوتوپی اکسیژن انجام و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی میانبارهای سیال کانی کوارتز در کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد سرگز تعیین گردید. کانه‌زایی به صورت سولفید توده‌ای و رگه - رگچه است. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن سیال کانه‌زا در کانسار مس و روی سرگز در تعادل با رگه‌های کوارتزی تفکیک شد. بررسی‌ها نشان داد که سیال گرمابی مولد کانه‌زایی شامل آب‌های جوی و اقیانوسی است. شواهد ریزدماسنجی میانبارهای سیال کانسار مس و روی سرگز نشان‌دهنده خاستگاه بیشتر دریایی و دگرگونی سیال‌های کانسار ساز است. اغلب میانبارها دوفازی با فاز غالب مایع هستند. شواهد فیزیکوشیمیایی میانبارهای سیال بیانگر تشکیل کانسار در فشار کمتر از ۵۰ بار و عمق بین ۰ تا ۴۱۰ متر است. در بررسی‌های سنگ‌شناسی میانبارهای سیال هیچ فاز جامدی دیده نشد که می‌تواند به دلیل کم بودن شوری سیال برای تشکیل بلور باشد، چنان که چگالی سیال نیز کمتر از ۱ گرم بر سانتی‌متر مکعب است.

قدردانی

نگارندگان از زحمات شرکت طلایه داران مس جی‌رفت و شرکت بهساز کانسار پارس بوم سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

- Geophysical Monograph*", American Geophysical Union, 91 (1995), 115–157.
<https://doi.org/10.1029/GM091p0115>
- [3] Rona P.A., Scott S.D., "A special issue on sea-floor hydrothermal mineralization: New perspectives-Preface", *Economic Geology*, 88 (1993), 1933–1976.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.8.1935>
- [4] Badrzadeh Z., Timothy J., Barrett M., Gimeno D., Sabzehei M., Aghazadeh M., "Geology, mineralogy, and sulfur isotope geochemistry of the Sargaz Cu-Zn volcanogenic massive sulfide deposit, Sanandaj-Sirjan Zone", *Iran. Miner Deposita journal*. 46 (2011), 905–923.
<http://dx.doi.org/10.1007/s00126-011-0357-4>
- [5] Badrzadeh Z., Sabzehei M., Rastad E., Emami E. H., Gimeno D., "Various stages of Sulfide mineralization in Sargaz volcanogenic massive sulfide deposit, Northwest Jiroft, Soudern Sanandaj-Sirjan", *Iran. Geosciences*. 19 (2010), 71-78. <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.55653>.
- [6] Badrzadeh Z., "petrology, geochemistry and petrogenesis of pillow lavas in Sargez region (north west of Jiroft) with a special view on copper ore and massive zinc (VMS) associated with them", *Iran. PhD thesis, Tarbiat Modares University*, (2009) 139.
- [7] Mosera M.R., Rankin H.A., Milledge, "Hydrocarbon-bearing fluid inclusions in fluorite associated with the Windy Knoll bitumen deposit, UK", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56 (1992), 155-168. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90123-Z](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90123-Z)
- [8] Haynes F.M., "Determination of fluid inclusion compositions by sequential freezing". *Economic Geology* 80 (1985), 1436–1439.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.5.1436>
- [9] Mohajjel M., Fergusson C. L., "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", *Iran. Journal of Structural Geology*. 22 (2000), 1125–1139. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00023-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00023-7)
- [10] Soleimani M., Faghih A., Bagherpour B., Adibinejad M., Sobhani S., "Deformation microthermometry in the Toutak gneiss dome based on petrofabric characteristics of quartz crystal, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt", *Iran. Advanced applied geology Journal*. 14 (2024), 106-121.
- [1] Allen R. L., Weihed P., Blundell D., Crawford T., Davidson G., Galley A., Gibson H., Hannington M., Herzig P., Large R., Lentz D., Maslennikov V., McCutcheon S., Peter J. M., Tornos F., "Global comparisons of volcanic-hosted massive sulphide districts. In: Blundell, D. J., Neubauer, F. and Von Quadt, A. (editors), *The timing and location of major ore deposits in an evolving orogen*", Iran. Geological Society, London, Special Publications, 204 (2002), 13-37.
<https://doi.org/10.1007/s00126-012-0407-6>
- [2] Hannington M.D., Jonasson I.R., Herzig P.M., Petersen S., "Physical and chemical processes of seafloor mineralization at midocean ridges, in Humphris, S.E., Zierenberg, R.A., Mullineaux, L.S., and Thomson, R.E., eds., *Seafloor hydrothermal systems: Physical, chemical, biological and geological interactions:*

- [21] Shahraki ghadimi A., "Esfandagheh geological map of 1:100000", Iran. Geological and mineral exploration Survey of Iran, (2004).
- [22] Esmali M., Lotfi N., Nezafati N., "Mineralogy, and genesis of Khalyfehlou copper deposit based on host rock geochemical data and O-S isotope characteristics", Iran. Geosciences, 28 (2019), 33-46. <https://doi.org/10.22071/gsj.2019.84248>.
- [23] Hoefs J., "Stable Isotope Geochemistry", 4th edn. Springer-Verlag, Berlin, (1997), 68. <https://link.springer.com/content/pdf/-۹۷۸/۱۰,۱۰۰۷۰,۷۰۷۰۸-۵۴۰-۳.pdf>.
- [24] Sabahi F., Lotfi M., Afzali P., Nezafati N., "Mineralization, Fluid inclusion and Sulfur stable isotope studies in the Gardane-shir Pb-n deposit, Ardestan, Isfahan province", Iran. Journal of Earth Sciences. 119 (2021), 177-186. <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.115540.1377>.
- [25] Rahimi cheshmegachi H., Yazdi M., Gholizadeh K., "Mineralogy, Geochemistry, fluid inclusions of Karat iron Skarn deposit, Sangen, NE of Iran", Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 32 (2024), <http://ijcm.ir/article-1-1862-fa.html>
- [26] Goldstein R.H., "Petrographic Analysis of Fluid Inclusions. In: Samson, I. Anderson, A. Marshall D. (Ed.), Fluid inclusions: Analysis and interpretation", Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, 32 (2003), 9-53.
- [27] Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M. H., Javidi Moghaddam M., "Alteration, mineralization, geochemistry and fluid inclusion studies in Chah Noghereh Pb-Zn deposit, NW Birjand, Lut Block", Iran. Advanced Applied Geology. 11 (2021), 298-317. <https://doi.org/10.22055/AAG.2020.32440.2088>.
- [28] Cruz Perez M., Canet C., Franco S., Camprubi A., González Partida E., Rajabi A., "Boiling and depth calculations in active and fossil hydrothermal systems: A comparative approach based on fluid inclusion case studies from Mexico", Ore Geology Reviews Journal. 72 (2016), 603-611. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.08.016>.
- [29] Jamieson J.W., Hannington M.D., Petersen S., Tivey M.K., "Volcanogenic Massive Sulfides". In: Harff, J., Meschede, M., Petersen, S., Thiede, J. <https://doi.org/10.22055/AAG.2023.43423.2360>.
- [11] Aghanabati A., "Geology of Iran". Geological and mineral exploration organization of Iran, (2004).
- [12] Sheikholeslami M.R., "Tectonostratigraphic units of southeastern part of Sanandaj-Sirjan zone", Iran. geosciences, 95 (2015), 243-252. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42068>
- [13] Ghasemi A., Talbot C. J. "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian", geosciences26 (2006), 683-693. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2005.01.003>.
- [14] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran", Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 21 (2003), 397-412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4).
- [15] Badrzadeh Z., "Mineralogy and geochemistry of hydrothermal alteration zones underlying the Sargaz Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, SE of Kerman", Iran. Petrology journal. 48 (2022), 77-100. <https://dx.doi.org/10.22108/ijp.2022.132135.1262>.
- [16] Babakhani A., "Geological map of Sabzevaran (scale 1: 250.000)", Iran. Geology survey of Iran, (1992).
- [17] Michael P. J., Chase R. L., "The influence of primary magma composition, H₂O and pressure on Mid-Ocean Ridge basalt differentiation", Mineral Petrol, 96 (1987), 245-263. <https://doi.org/10.1007/BF00375237>.
- [18] Whitney D., Evans B., "Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals". American Mineralogist. 95 (2010), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- [19] Huang D. Z., Wang X. Y., Yang X. Y., Li G. M., Huang S. Q., Liu Z., Peng Z. H., Qiu R. L., "Geochemistry of gold deposits in the Zhangbaling tectonic belt, Anhui province, China", International Geology Review. 53 (2011), 612-634. <http://DOI: 10.1080/00206814.2010.496225>.
- [20] Sharp Z.D., Gibbons J.A., Maltsev O., Atudorei V., Pack A., Sengupta S., Shock E.L., Knauth L.P., "A calibration of the triple oxygen isotope fractionation in the SiO₂-H₂O system and applications to natural samples", Geochimica et Cosmochimica Acta 186 (2016), 105-119. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.04.047>.

West of Iran", Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy. 27 (2019), 723-738. <https://doi.org/10.29252/ijcm.27.3.723>.

[33] Roedder E., "Fluid inclusions, Reviews in Mineralogy", Mineralogical Society of America., Washington, (1984).

<https://doi.org/10.1515/9781501508271>

[34] Zhang Y.G., Frantz J.D., "Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaClKClCaCl₂H₂O using synthetic fluid inclusions", Chemical Geology. 64 (1987), 335-350. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(87\)90012-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90012-X).

(eds) Encyclopedia of Marine Geosciences. Springer, Dordrecht, (2014).

https://doi.org/10.1007/978-94-007-6644-0_37-1

[30] Haas J.L., "The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure". Economic Geology Journal. 66 (1971), 940– 946. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.6.940>.

[31] Kesler S.E., "Ore-forming fluids", Elements, 1 (2005), 13–18.

<https://doi.org/10.2113/gselements.1.1.13>

[32] Nam nabat e., Ghorbani M., Tabatabaei S.H., "Characteristics of the ore-forming fluid of the gold-bearing quartz vein system, based on the investigation of fluid samples, Anderian, North-