

ویژگی‌های فیزیکی - شیمیایی، نسبت ایزوتوپی گوگرد و منبع سیال در ذخیره مس - طلای کالچویه، ایران مرکزی

مریم قربانی کهریزسنگی^۱، سعید علیرضایی^{۲*}، هوشنگ اسدی هارونی^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳- استادیار معدن، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۲/۲۳

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۳/۵/۲۰

چکیده

کانسار مس- طلای کالچویه، در ۲۵ کیلومتری شرق شهرستان کوهپایه در استان اصفهان قرار دارد. این ناحیه در بخش جنوب شرقی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ کجان و در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. داده‌های دورسنجی بر اساس شناسایی دگرسانی‌ها، نشانگر چند آنومالی است که برخی با کانی‌سازی همراه است. کانی‌سازی در کالچویه در قالب دو رگه کوارتز به همراه کانی‌های سولفیدی است. رگه اصلی با امتداد N40E، دارای طول حدود ۲۵۰ متر و ضخامت متغیر از ۳ تا ۵ متر است؛ رگه دیگر، با امتداد N20E، تا ۱۵۰ متر قابل ردیابی است و ضخامت متغیر از ۰.۵ تا ۳ متر دارد. سنگ میزبان در هر دو رگه، گدازه‌های پیروکسن-آندزیتی است. کانسنگ به طور عمده شامل کوارتز توده ای، همراه با گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپریت است. در بخش‌های سطحی، کانسنگ با حضور اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، کربنات‌های آبدار مس، کانیهای اکسیدی سرب و روی و همین‌طور کولیت و کالکوسیت مشخص می‌شود. طلا در نمونه‌های میکروسکوپی مشاهده نشد، اما آنالیز نمونه‌های معرف، تا ۲ گرم در تن طلا نشان داده است. سنگ میزبان تحت تأثیر دگرسانی‌های سیلیسی و پروپیلیتی قرار گرفته است. دگرسانی پروپیلیتی در بیشتر سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری محل دیده می‌شود و ارتباط زایشی با کانی‌سازی ندارد. دگرسانی سیلیسی تا فاصله چندمتر در کمرسنگ‌ها گسترش دارد و با رگچه‌های کوارتز و همین‌طور جان‌شینی بخشی تا کامل سنگ میزبان توسط کوارتز معرفی می‌شود. این دگرسانی، همبستگی مکانی و زایشی با کانی‌سازی دارد. داده‌های میکروترمومتری از کوارتز رگه اصلی و یک نمونه از محدوده خاک نسوز، نشانگر وجود سیالی با شوری پایین (۰.۰ تا ۲.۸ درصد وزنی معادل نمک طعام) است. دمای همگن شدن، بین ۱۷۵-۳۲۵ °C، با میانگین ۲۵۲ °C می‌باشد. شواهد پدیده جوشش، مانند همزیستی میانبارهای غنی از مایع و غنی از بخار مشاهده نشد. شواهد کانی‌شناسی و بافتی جوشش، مانند کلسیت تیغه‌ای، رگچه‌های کالسدونی و برش گرمایی، در تراز کنونی دیده نمی‌شود. ترکیب ایزوتوپی گوگرد در سه نمونه گالن از بخش‌های مختلف رگه اصلی، بین ۱.۷- تا ۲.۴‰ است. با توجه به دمای تشکیل کانسنگ، و با استفاده از معادله لی و لیو (۲۰۰۶)، میزان $\delta^{34}\text{S}$ سیال H_2S در تعادل با گالن، برابر با ۰.۴+ پرمیل محاسبه شده است که می‌تواند نشانگر منبع ماگمایی باشد. سیال گرمایی ممکن است به طور مستقیم از یک منبع ماگمایی برخاسته باشد، یا آنکه گوگرد و فلزات از شستشوی سنگ‌های آذرین تأمین شده باشند. با توجه به ویژگی‌های فیزیکی-شیمیایی سیال و کانی‌شناسی کانسنگ و دگرسانی، ذخیره کالچویه در ردیف ذخایر اپی ترمال فلزات پایه و گرانبها است و ویژگی‌های ذخایر نوع سولفیدی شدن پایین را دارد. در بیشتر این گونه ذخایر، منبع چیره سیال گرمایی، آب زیرزمینی است و فلزات از برهم کنش سیال-سنگ تأمین شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: کالچویه، ایزوتوپ گوگرد، میان بار سیال، اپی ترمال، ایران مرکزی

مقدمه

سیستم‌های رگه‌ای با کانی‌سازی فلزات پایه و گرانبها، گسترش زیادی در ایران دارند. این سیستم‌ها بویژه همراه با مجموعه‌های آتشفشانی سنوزوئیک در کمربند ارومیه - دختر، در زون ارسباران در آذربایجان، در کمربند ترود - چاه شیرین در شمال شرق ایران و در زون لوت در شرق ایران شناخته شده‌اند (اشرف پور و همکاران، ۱۳۸۹، ۲۰۱۲؛ ابراهیمی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مدرک، ۱۳۸۸؛ ریچاردز و همکاران، ۲۰۰۸؛ علیرضایی و همکاران، ۲۰۱۱؛ کوهستانی و همکاران، ۲۰۱۱؛ میزان و همکاران، ۱۳۹۳). این سیستم‌ها در مقیاس ناحیه‌ای در زون‌های فرورانش و در حاشیه ورق‌ها قرار دارند (علیرضایی، ۱۳۸۹؛ سیلیتو، ۱۹۹۷).

سنگهای میزبان، به طور عام شامل گدازه‌ها و مواد آذرآوری فلسیک تا متوسط و گاه مافیک است، اگرچه چیرگی با سنگهای متوسط می‌باشد. رگه‌ها عموماً شامل مقدار زیادی کوارتز و شکل‌های دیگر سیلیس و کربنات‌ها بویژه کلسیت و دولومیت است. کانی‌های فلزی غالباً شامل پیریت، آرسنوپیریت، گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، سولفوسالت‌ها و اکسیدهای آهن می‌باشد. طلا به صورت ذرات ریز میکروسکوپی و زیرمیکروسکوپی (submicroscopic) در کانی‌های سولفیدی و همین طور کانی‌های غیرفلزی مانند کوارتز وجود دارد (شهاب پور، ۱۳۸۸؛ علیرضایی، ۱۳۸۹).

تفاوت‌های مهمی که از نظر ویژگیهای فیزیکی- شیمیایی سیال کانه‌دار، مجموعه‌های دگرسانی، و کانی‌های اقتصادی در انواع مختلف این ذخایر وجود دارد، ناشی از منبع و تحول سیال، منبع فلز، نفوذپذیری و ترکیب کانی‌شناسی سنگهای میزبان، و برهم کنش آب/سنگ است. آگاهی از

خصوصیات سیال کانه‌دار و عوامل کنترل کننده جایگزینی و تشکیل این ذخایر در یک محل خاص، اهمیت زیادی دارد.

گسترش چشمگیر مجموعه‌های ماگمایی سنوزوئیک و پتانسیل بالای ذخایر رگه‌ای فلزات پایه و گرانبها در ایران، ایجاب می‌نماید که سیماهای گوناگون این ذخایر را به خوبی بشناسیم؛ این مطالعه در این راستا انجام شده است. هدف از این پژوهش، شناسایی عوامل کنترل کننده تشکیل کانسنگ، شناسایی منشا سیال کانسار ساز و منشا فلزات، و ارائه یک مدل زایشی برای کانی‌سازی مس در کالچویه است. با توجه به این واقعیت که تشکیل ذخایر معدنی در یک مکان خاص، ناشی از عملکرد فرایندهای زمین شناسی گوناگونی است، هرگونه آگاهی از ویژگی‌های زمین شناسی و کانی‌سازی ناحیه‌ای، به درک مناسب‌تر و بهتر از ذخیره مورد مطالعه کمک خواهد کرد. از این رو، بخش جنوب شرقی ورق کجان (پهنه پیرامون کالچویه)، مورد مطالعه دورسنجی و نمونه برداری اولیه قرار گرفت است. کانسار مس یا مس- طلا - طلای کالچویه، در ناحیه‌ای کوهستانی در فاصله تقریبی ۳۰ کیلومتری شرق شهرستان کوهپایه در استان اصفهان واقع شده است (شکل ۱). این منطقه از نظر تقسیمات زمین شناسی ایران، در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه دختر قرار دارد. محدوده کانی‌سازی، در بخش جنوب شرقی ورق ۱/۱۰۰۰۰۰ کجان قرار گرفته که به طور عمده از سنگهای آتشفشانی سنوزوئیک با ترکیب چیره فلسیک تا حدواسط پوشیده شده است. این منطقه در سال ۱۳۶۰ توسط بخش خصوصی مورد معدنکاری محدود جهت برداشت مس قرار گرفته است.



شکل ۱: موقعیت محدوده کالچوپه (ستاره آبی رنگ) در نقشه راه‌های ناحیه ناین-کوهپایه

مواد و روش ها

این پژوهش بر پایه مطالعات دورسنجی، مشاهدات و برداشتهای صحرایی، نمونه برداری از کانسنگ و سنگ‌های درون گیر، تشخیص انواع دگرسانی، بررسی کانی شناسی کانسنگ، مطالعه میانبارهای سیال و اندازه‌گیری نسبت ایزوتوپی گوگرد استوار است. در مورد ترکیب شیمیایی کانسنگ، از داده‌های موجود استفاده شده است. روش‌های آزمایشگاهی در بخشهای مربوط به آنها توصیف شده است.

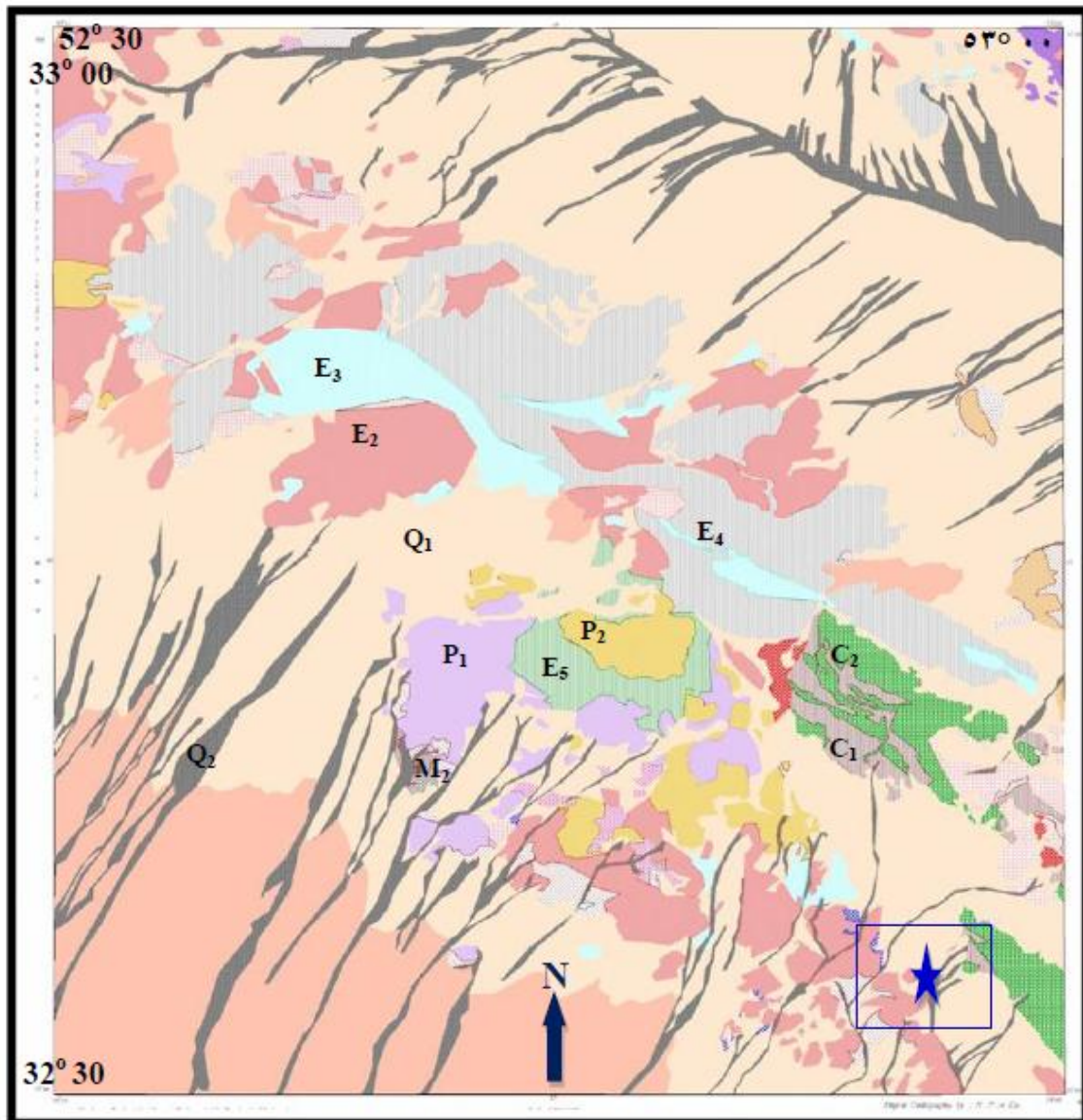
نتایج

زمین شناسی ناحیه کجان: کهن‌ترین واحدهای سنگی منطقه، سنگ‌های دگرگونی با چیرگی شیست و مرمر منسوب به پالئوزوئیک است (شکل ۲). توده‌های نفوذی با ترکیب گرانودیوریت، گرانیت و کوارتز دیوریت در بخش شمال غربی و جنوب شرقی رخنمون دارد (گزارش زمین شناسی برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ کجان، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۴). سنگ‌های اولترا مافیک از نوع هارزبورژیت سرپانتینی به رنگ سبز تا سبز تیره

در بخش شمال خاوری دیده می‌شود. انباشته‌های مزوزوئیک، بیشتر به صورت واحدهای سنگی کرتاسه زیرین نمود پیدا کرده است که شامل کنگلومرای قاعده‌ای، سنگ آهک و سنگ آهک مارنی و گدازه‌های زیردریایی بازیگ است. مجموعه‌های ریوداسیتی و آندزیتی با میان لایه-هایی از آهک پلاژیک نیز رخساره کرتاسه بالایی منطقه را تشکیل می‌دهند (نقشه زمین شناسی کجان، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۴). سنوزوئیک با گسترش واحدهای آتشفشانی-آذرآواری، بویژه در ائوسن، و واحدهای رسوبی قاره‌ای و دریایی کم-عمق مشخص می‌شود.

ائوسن: واحد (E_1): شامل گدازه‌های ریولیتی صورتی رنگ، و گدازه‌های آندزیتی تا بازالتی به رنگ خاکستری مایل به قرمز.

احد (E_2): شامل گدازه‌های پیروکسن آندزیتی تا بازالتی به رنگ خاکستری تا قرمز. واحد (E_3) شامل توف برش اسیدی و لیتیک توف و گدازه-های برشی داسیتی تا ریولیتی به رنگ خاکستری روشن مایل به سبز یا قرمز.



شکل ۲: نقشه زمین شناسی بخش جنوب شرقی ناحیه کجان (ساده شده از برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ کجان، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۴). موقعیت محدوده کالجویه بر روی نقشه مشخص شده است.

خاکستری مایل به قرمز. رسوبات کواترنری شامل شامل آبرفت‌های درشت‌دانه کوهپایه‌ای (Q₁)، آبرفت‌های ریزدانه مناطق پست مانند سیلت، شن، ماسه، گراول (Q₂)، آبرفت‌های بستر آبراهه‌ها یا دامنه ارتفاعات (Q₃)، واریزه‌های دامنه‌ای (Q₄) و انباشته‌های بستر آبراهه‌ها و دره‌ها (Q₅) است.

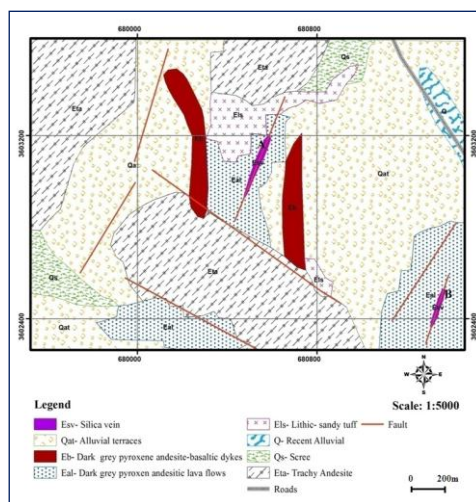
زمین شناسی محدوده کالچویه: بر اساس شواهد صحرایی و با تلفیق تصاویر ETM و نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کجان در محیط GIS، نقشه زمین شناسی ۱/۵۰۰۰ محدوده کانسار کالچویه تهیه شد (شکل ۳).

واحد (E₄) شامل تناوب توف با سیلتستون و ماسه سنگ توفی و شیل توفی، همراه با گدازه‌های آندزیتی تا آندزیت داسیتی. واحد (E₅) شامل تناوبی از کنگلومراهای قرمز رنگ که بیشتر در بخش جنوب شرقی رخنمون دارد.

میوسن: واحد (M₁) شامل آرژیلیت و مارن همراه با لایه‌های کنگلومرا در لایه‌های چند سانتی متری مارن گچ دار.

واحد (M₂) شامل سنگ‌هایی با ترکیب آندزیت به شکل گدازه و گدازه برشی همراه با بازالت.

پلیوسن - کواترنری: واحد (P₁) شامل آگلومرا و توف به رنگ خاکستری روشن، و واحد (P₂) شامل روانه‌های گدازه داسیتی تا آندزیتی به رنگ



شکل ۳: نقشه زمین‌شناسی ۱/۵۰۰۰ محدوده اکتشافی کانسار مس - طلای کالچویه.

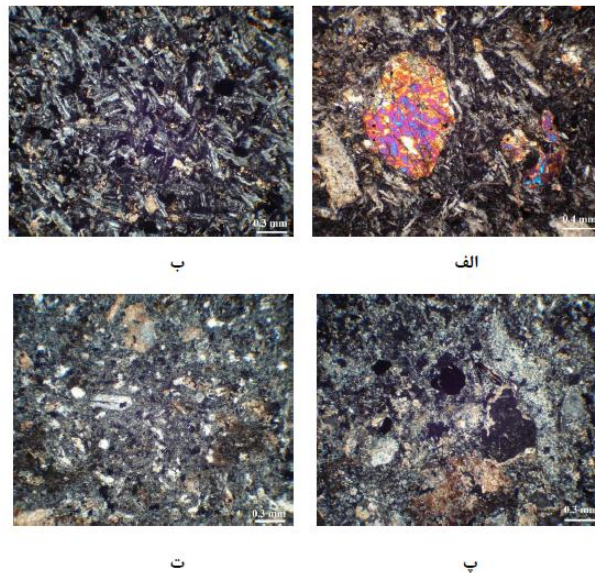
شود (شکل ۴-الف). در نمونه‌های دگرسان شده، پلاژیوکلاز تا حدی توسط کلسیت و اپیدوت جانشین شده، و کلینوپیروکسن کمابیش به کلریت تجزیه شده است. کانی‌های اپاک که به طور عمده شامل اکسیدهای آهن-تیتان است، به صورت بلورهای وجه‌دار و بی وجه و نامنظم وجود دارد که به نظر می‌رسد حالت دوم محصول واکنش‌های دگرسانی است. در حفرات موجود در این سنگ‌ها کلسیت، اپیدوت و کلریت دیده می-

واحدهای سنگی در این محدوده، عمدتاً شامل پیروکسن آندزیت، تراکی آندزیت و مواد آذرآواری (عمدتاً توف، لیتیک توف، کریستال-لیتیک توف و توف ماسه‌ای) می‌باشد. سنگ میزبان رگه‌های کانسنگ در کالچویه، غالباً گدازه‌های پیروکسن-آندزیتی است.

پیروکسن-آندزیت، با وجود فینوکریست‌های کلینوپیروکسن و کمی پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و شیشه مشخص می-

سانیدین، کلینوپیروکسن و اندکی کوارتز در زمینه خاکستر آتشفشانی است. این سنگ از نظر دگرسانی، قابل مقایسه با لیتیک توف است. بلورهای پلاژیوکلاز کمایش به اپیدوت و کلسیت تبدیل شده است. کلریت نیز به صورت فراورده تجزیه شیشه در متن سنگ دیده می‌شود (مهوری، ۱۳۸۸). فلدسپاتهای آکالن موجود نیز به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. توف ماسه‌ای، شامل خاکستر آتشفشانی تحول یافته همراه با دانه‌های کوارتز در حد ماسه و سیلت است (شکل ۴-ت).

شود. تراکی آندزیت با بافت تراکیتی و فینوکریست‌های پراکنده مشخص می‌شود. بلورهای کشیده سانیدین و پلاژیوکلاز در زمینه‌های ریزدانه تا شیشه‌ای دیده می‌شود (شکل ۴-ب). لیتیک توف، شامل قطعاتی از سنگ‌های آتشفشانی در زمینه خاکستر آتشفشانی تحول یافته است (شکل ۴-پ). لیتیک‌ها در اثر دگرسانی گرمابی تا حدی به کانی‌های ثانویه مانند اپیدوت، کلریت، کلسیت و سریسیت تجزیه شده‌اند. زمینه سنگ نیز تا حدی توسط کلریت و کربنات‌جانشین شده است. لیتیک-کریستال توف، شامل قطعاتی از سنگ‌های آتشفشانی و بلورهای پلاژیوکلاز،



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی در محدوده ذخیره کالچویه. الف. پیروکسن-آندزیت با بافت پورفیریک- میکرولیتیک. فینوکریست کلینوپیروکسن در زمینه میکرولیت پلاژیوکلاز و شیشه، با اندکی دگرسانی کربناتی در زمینه. ب. تراکی-آندزیت با بافت جریان، شامل بلورهای سانیدین و پلاژیوکلاز. پ. لیتیک توف با دگرسانی کربناتی-رسی. ت. توف ماسه‌ای با کمی دگرسانی کربناتی. تمام تصاویر در XPL.

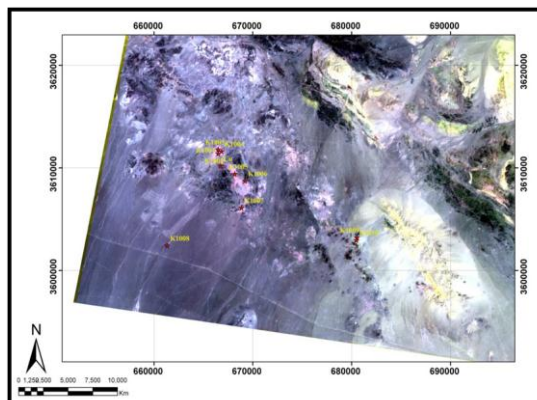
دگرسانی گرمابی: دگرسانی گرمابی شامل مجموعه تغییراتی است که در نتیجه برهم کنش سیال گرمابی و سنگ‌های مسیر مهاجرت آن، تا محل نهشت کانسنگ، ایجاد می‌شود (برای مثال، گیلبرت و پارک، ۱۹۸۶؛ رید، ۱۹۹۷). این تغییرات، علاوه بر تغییر شیمیایی و کانی‌شناسی، شامل تغییر در رنگ و بافت سنگ نیز می‌شود. واکنش سنگ میزبان و سیال تا زمان به تعادل رسیدن ادامه می‌یابد (شهاب پور، ۱۳۸۰). نتیجه این فرآیند، تغییر شیمیایی کانی‌های اولیه و جایگزینی آنها توسط کانی‌های جدید است. سیال گرمابی، اجزای شیمیایی را فراهم می‌آورد و

شامل تغییر در رنگ و بافت سنگ نیز می‌شود. واکنش سنگ میزبان و سیال تا زمان به تعادل رسیدن ادامه می‌یابد (شهاب پور، ۱۳۸۰). نتیجه این فرآیند، تغییر شیمیایی کانی‌های اولیه و جایگزینی آنها توسط کانی‌های جدید است. سیال گرمابی، اجزای شیمیایی را فراهم می‌آورد و

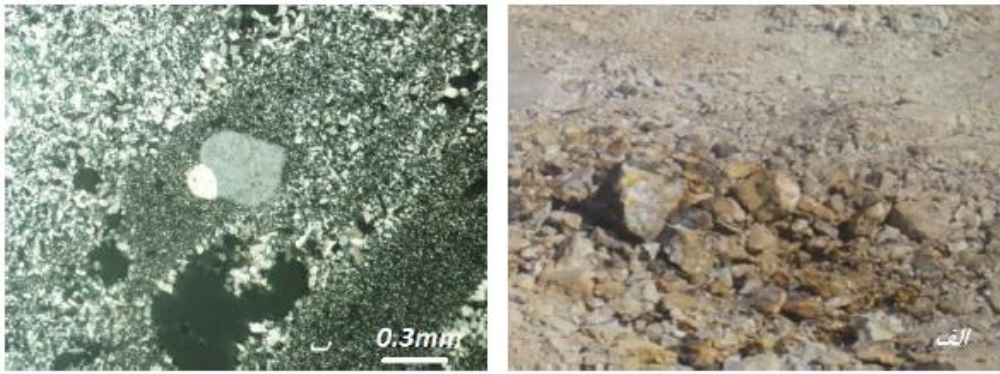
کجان مورد مطالعات دورسنجی با استفاده از تصاویر ASTER و ETM قرار گرفت که توصیف کامل آن در مطالعات قربانی و همکاران (۱۳۹۱) آمده است. چند نوع دگرسانی در این محدوده شناسایی شده است، که مهم‌ترین آنها شامل دگرسانی‌های سیلیسی، رسی و سربستی است که گاه با کانی سازی همراه می‌باشند (شکل ۵). نزدیک‌ترین این مناطق دگرسانی به کالچویه شامل یک منطقه دگرسانی وسیع رسی، سیلیسی و سربستی است که در حال حاضر به عنوان منبع خاک نسوز در حال بهره برداری است. در داخل و جنوب این محدوده، به ترتیب دگرسانی‌های شدید رسی و پروپیلیتی به همراه اکسید-هیدروکسید آهن توسعه چشمگیری دارد و در هر دو مورد، می‌توان آثاری از حضور مس را به صورت ملاکیت مشاهده نمود، که محصول اکسایش و تجزیه کانی‌های سولفیدی اولیه مس، مانند کالکوپیریت است (شکل ۶). سیلیسی شدن با شدت‌های متفاوت رخ داده است. در حالت‌های فراگیر یا پیش رفته، ممکن است فقط بافت سنگ اولیه قابل تشخیص باشد. دگرسانی سیلیسی، همچنین به شکل رگه ها و رگچه‌های کوارتز درشت-دانه دیده می‌شود.

محصولات واکنشی حل پذیر را از محیط دور می-سازد (رید، ۱۹۹۷). دگرسانی در سنگ‌ها، تابع عواملی چون خصوصیات سنگهای میزبان، شامل ترکیب و نفوذپذیری و آنها، خصوصیات فیزیکی-شیمیایی سیال گرمابی، شامل ترکیب و دمای آن، و نسبت سیال/سنگ است (برای مثال، علیرضایی، ۱۳۸۸؛ رید، ۱۹۹۷). دگرسانی گرمابی، علاوه بر گسترش آثار کانی‌سازی و گسترده ساختن دامنه پی جویی و اکتشاف، محصولاتی را شامل می‌شود که نشان دهنده تحول سیال، محیط مهاجرت و منشا سیال گرمابی می‌باشند (کونتاک و کلارک، ۲۰۰۲). ویژگی‌های فیزیکی-شیمیایی سیال‌های گرمابی، توسط منبع و تحول آنها تعیین می‌شود. برای مثال، سیال‌های گرمابی منشاگرفته از ماگماهای کالک-آلکالن نوع I، عموماً به نسبت اسیدی و اکسیدی اند، اما سیال‌های گرمابی با منشا جوی، عموماً احیایی و دارای pH نزدیک به خنثی هستند و نسبت به سیال‌های گرمابی ماگمایی شوری کمتری دارند (برای مثال، رید، ۱۹۹۷؛ هدنکوئیست، ۲۰۰۰).

دگرسانی گرمابی در جنوب شرق ورق کجان: به منظور شناسایی دگرسانی‌ها در محدوده کالچویه و پیرامون آن، بخش جنوب شرقی برگه ۱/۱۰۰۰۰۰



شکل ۵: تصویر RGB 468 استر جنوب شرق کجان (اسدی و همکاران، ۱۳۹۰)، مناطق دگرسانی بر روی تصویر استر محدوده به روش RGB تفکیک شده است، همچنین نقاط بررسی شده در مرحله کنترل صحرایی بر روی تصویر مشخص شده است. محدوده خاک نسوز و محدوده کالچویه به همراه محل‌های نمونه برداری بر روی تصویر علامت گذاری شده است.



ب

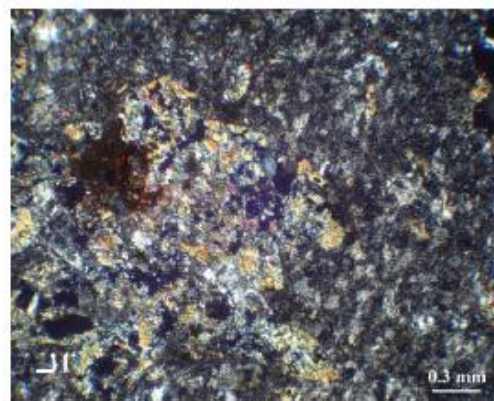
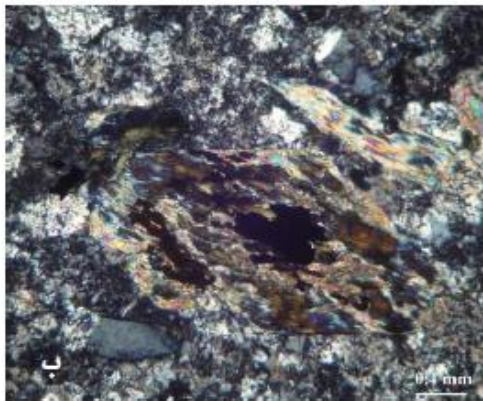
الف

شکل ۶: الف: نمایی از دگرسانی شدید سیلیسی-رسی در محدوده خاک نسوز. آثار کانی‌سازی به صورت اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و همین‌طور مالاکیت دیده می‌شود. ب: تصویر میکروسکوپی از دگرسانی سیلیسی در آندزیت؟ در محدوده خاک نسوز، که بافت و کانی‌شناسی اولیه آن پوشیده شده است. همه کانی‌های اولیه سنگ، به استثنای فینوکریست کوارتز، تجزیه شده و توسط کوارتز ریزبلور جانشین گشته‌اند.

pH خنثی تا قلیایی و در دماهای نسبتاً پایین رخ می‌دهد (رید، ۱۹۹۷). در رخنمون‌های طبیعی، کانی‌های رسی و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن نیز دیده می‌شود که به نظر می‌رسد محصول فرآیندهای هوازدگی هستند. رگچه‌ها و پرشدگی‌های اپیدوت و کلریت نیز به طور محلی در سنگ-های آتشفشانی وجود دارد. سیال احیایی با pH نزدیک به خنثی که مجموعه کانی‌های این دگرسانی را به وجود می‌آورد، محلول غالب در بسیاری از سیستم‌های گرمابی فعال امروزی است که عموماً از چرخش عمیق آبهای جوی ناشی می‌شود (رید، ۱۹۹۷؛ هدنکوئیست و همکاران، ۲۰۰۰).

دگرسانی در سیستم رگه ای کالچویه: به منظور شناسایی انواع دگرسانی‌های گرمابی، علاوه بر مشاهدات صحرایی، مقاطع نازک از نمونه‌های معرف از سنگ‌های میزبان مورد مطالعات پتروگرافی قرار گرفت. انواع دگرسانی‌های شناسایی شده در سیستم رگه‌ای کالچویه به شرح زیر می‌باشد.

دگرسانی پروپیلیتی: سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری پیرامون رگه‌های کانسنگ، تحت تاثیر دگرسانی پروپیلیتی با شدت متفاوت قرار گرفته‌اند، که با رخداد کانی‌های شاخص این دگرسانی (اپیدوت، کلریت و کلسیت) معرفی می‌شود (شکل ۷). این دگرسانی در اثر ورود محلولهای آبگون با



ب

الف

شکل ۷: تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی پروپلیتی. الف. لیتیک توف (نمونه Kal 16) که با کانی‌های اپیدوت و کلسیت معرفی می‌شود. ب. آندزیت (نمونه Kal 15) که با کلریتی شدن و کلسیتی شدن هورنبلند مشخص می‌شود.

کانه‌زایی با محل‌های انباشت سیلیس به صورت رگه یا دگرسانی سیلیسی وجود دارد. چنین ارتباطی با دگرسانی پروپلیتی دیده نمی‌شود. مانند بسیاری از سیستم‌های رگه‌ای دیگر، در کالچویه نیز چند شواهدی از بازشدگی مکرر و نهشت کانسنگ قابل تشخیص است (شکل های ۸ و ۹).

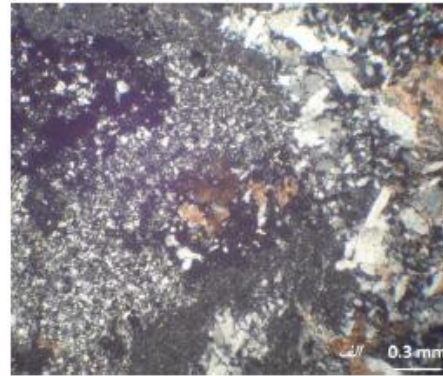
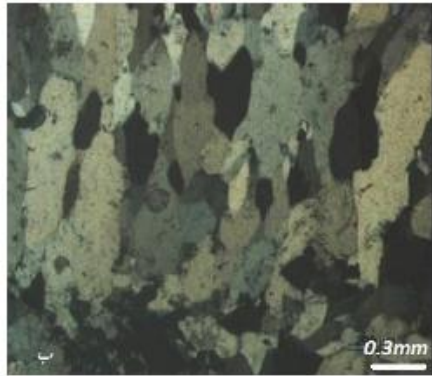
دگرسانی سیلیسی: در سیستم رگه‌ای کالچویه، سیلیسی شدن به شکل رگچه‌های کوارتز و همچنین جانشینی سنگ دیواره توسط سیلیس نمود دارد. زون‌های سیلیسی، در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌ها قرار دارند و سیلیس با بافت توده‌ای، نواری و شانه‌ای فضاهای خالی را پر کرده است. یک ارتباط مکانی و زایشی بین مناطق



ب

الف

شکل ۸: نمایی از مناطق سیلیسی در محدوده رگه اصلی در کالچویه. الف. انباشت کوارتز در امتداد فضاهای باز گسلی در رگه اصلی؛ دید به سمت خاور. ب. رگچه‌های کوارتز در امتداد شکستگی‌ها در سنگ میزبان آندزیتی؛ دید به سمت شمال.



ب

الف

شکل ۹: دگرسانی سیلیسی در سنگ‌های میزبان رگه‌های کانسنگ در کالچویه، الف. سیلیسی شدن شدید همراه با مقداری کلسیت بازمانده. به نظر می‌رسد که پیش از سیلیسی شدن، کربناتی شدن در سنگ میزبان رخ داده است.

XPL نمونه Kal 07. ب- بافت شانه‌ای در یک رگچه کوارتز؛ نمونه Kal 18.

N40E، حدود ۱۵۰ متر طول دارد و ضخامت آن از ۱ تا ۲.۵ متر (میانگین ۱.۵ متر) متغیر است. سنگ درونگیر هر دو رگه، پیروکسن آندزیت است و کانه‌زایی گرمابی عمدتاً به صورت پرکننده فضاهای خالی در سنگ میزبان رخ داده است.

کانی‌سازی: ذخیره رگه‌های کالچویه شامل ۲ سیستم رگه کوارتز درشت بلور به همراه کانی‌های سولفیدی و اکسیدی فلزات پایه است. رگه بزرگ-تر، A، نزدیک به ۲۵۰ متر طول در امتداد N20E، و ضخامتی متغیر از ۳ تا ۵ متر (میانگین حدود ۴ متر) دارد (شکل ۱۰). رگه دیگر، B، با امتداد



ب

الف

شکل ۱۰: الف. نمایی از رگه اصلی کانسنگ (رگه A) در سنگ میزبان پیروکسن-آندزیت. به دلیل مقاومت فیزیکی- شیمیایی بالای کوارتز در شرایط سطحی، رگه کانسنگ برجسته‌تر از سنگ‌های میزبان دیده می‌شود. ب. نمای نزدیکی از رگه کوارتز توده‌ای با لکه‌های پراکنده مالاکیت.

شده، اگرچه در مراحل آغازین با کانی‌سازی سولفیدی همراه نبوده است. بر اساس شواهد صحرایی و مطالعه مقاطع صیقلی نمونه‌های کانسنگ از این دو سیستم رگه، به نظر می‌رسد که رگه A، رگه اصلی در محدوده مورد مطالعه

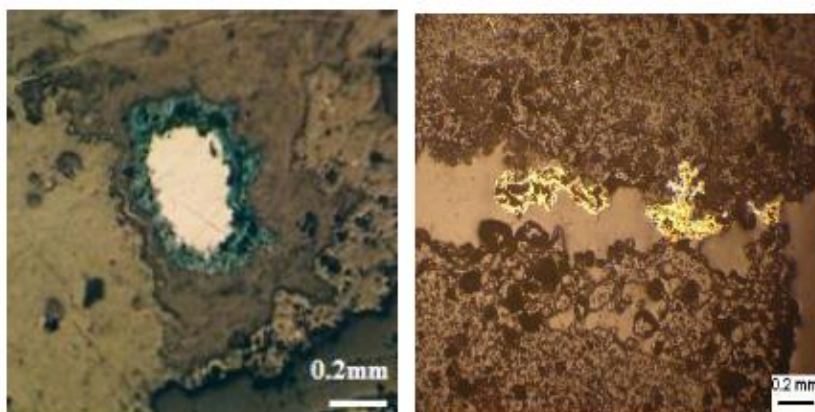
کوارتز به طور عمده با بافت توده‌ای وجود دارد (شکل ۱۰). به سمت حاشیه رگه‌ها و در برخی شکستگی‌ها و بازشدگی‌های فرعی، بافت‌های برشی، نواری و شانه‌ای نیز به طور محلی دیده می‌شود. کوارتز از همان آغاز دوره نهشت تشکیل

است (شکل ۱۱-ب). گالن در بیشتر نمونه‌ها، دارای حاشیه‌ای از کانی‌های اکسیدی سرب (سروسیت و انگلزیت) و همین‌طور کالکوسیت و کوولیت است. اسفالریت نیز تا حد زیادی به کانی‌های اکسیدی که در شرایط سطحی پایدار هستند، تبدیل شده است. بنابراین، کانه‌زایی هیپوژن در این سیستم رگه، شامل کالکوپیریت، گالن و اسفالریت است؛ کوولیت، کالکوسیت به همراه مالاکیت و آزوریت و همین‌طور کانی‌های اکسیدی سرب و روی و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، کانی‌های ثانوی و مرتبط با فرایندهای سوپرژن را تشکیل می‌دهند. طرحی ساده شده از پارائنز و توالی پارائنتیکی کانسنگ در جدول ۱ ارائه شده است.

طلا در نمونه‌های میکروسکوپی مشاهده نشد؛ اما آنالیز نمونه‌های معرف از کانسنگ رگه A تا نزدیک به ۱ گرم در تن طلا نشان داده است. طلا در این نوع ذخایر رگه‌ای عموماً بسیار ریزدانه (در حد میکرون) است و عدم مشاهده آن در مقاطع صیقلی، به هیچ روی حاکی از نبود آن نیست (هدنکوئیست و همکاران، ۲۰۰۰؛ کوریت، ۲۰۰۲). طلا عموماً به صورت میانبار (انکلوزیون) در داخل کانی‌های سولفیدی یا کوارتز وجود دارد.

است. در رگه B، آثار پراکنده کانه‌زایی مس به صورت مالاکیت در بخش‌های سطحی دیده می‌شود.

در بخش‌های سطحی رگه A، که دسترسی وجود دارد، کانی‌های سولفیدی گالن، اسفالریت، کوولیت، کالکوسیت و کالکوپیریت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و کانی‌های اکسیدی فلزات پایه، مانند مالاکیت، آزوریت، اسمیت زونیت، سروسیت و انگلزیت دیده می‌شود. کانی‌های سولفیدی به صورت پراکنده و ریز بلور و نیز به صورت رگچه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۱۱-الف). در بخش‌های سطحی، پیریت تا حد بسیار زیادی به کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن تبدیل شده است. کالکوپیریت تا حد زیادی اکسیده و تجزیه شده و توسط گوتیت جایگزین گشته است. بخشی از مس آزاد شده از تجزیه کالکوپیریت، به صورت کانی‌های اکسیدی مس، مانند مالاکیت تثبیت شده است؛ بخشی نیز انتقال یافته و در شرایط احیایی در زیر سطح آب زیرزمینی دیرینه، به دلیل گرایش کالکوفیلی شدید خود، جانشین یون‌های فلزی دیگر در شبکه کانی‌های سولفیدی مانند کالکوپیریت و گالن شده و به صورت کانی‌های ثانوی کالکوسیت و کوولیت تثبیت گشته



شکل ۱۱: تصاویر میکروسکوپی از کانسنگ الف. کالکوپیریت به صورت پراکنده در رگچه کوارتز. نمونه Kal-24. ب. گالن که از حاشیه توسط کوولیت و کالکوسیت (آبی و خاکستری رنگ) جایگزین شده است نمونه Kal-26.

جدول ۱: نمایش شماتیک پارائنز و توالی پارائزنی کانی‌ها در کالچویه

کانی‌ها	مرحله هیپوژن		مرحله سوپرژن
	قبل از کانی‌زایی	مرحله کانی‌سازی سولفیدی	هوازدگی، اکسایش و رسوب دوباره
کوارتز			
کالین			
اسفالریت			
کالکوپیریت			
کولیت			
کالکوسیت			
مالاکیت			
آزوریت			
سروسیت			
انگلیزیت			
اسمیت زونیت			
اکسی-هیدروکسید آهن			

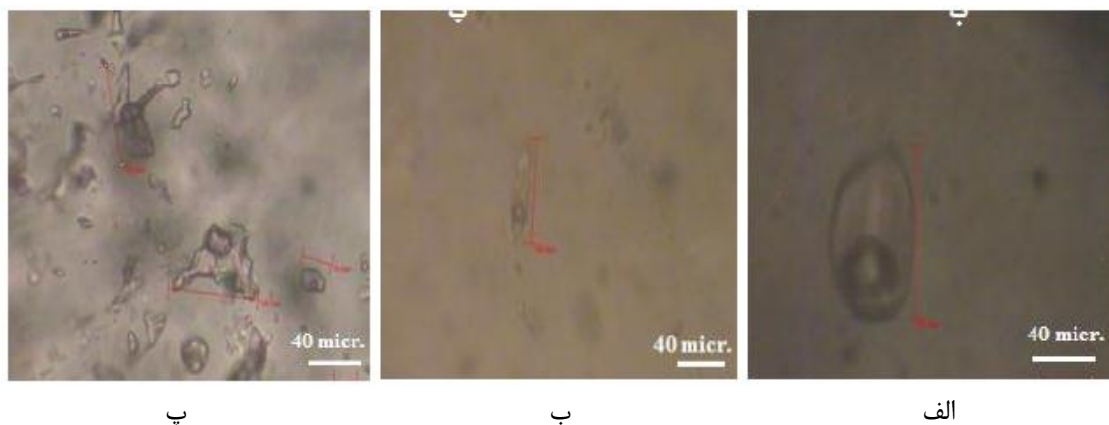
اند، و یا دانه‌های کانی که ضمن به دام افتادن سیال اسیر شده‌اند، که در این حالت به آنها کانی یا فاز اسیر شده (captive phase) می‌گویند. اگرچه میانبرهای سیال، با اندازه‌های متفاوت (کوچک‌تر از یک میکرومتر تا یک میلی‌متر و حتی بزرگ‌تر) و در کانی‌های گوناگون پدید می‌آیند، اما در بیشتر مطالعات، از میانبرهای سیال موجود در کانی‌های شفاف و با اندازه ۵ تا ۲۰ میکرومتر استفاده می‌شود (ون دن کرکوف و هاین، ۲۰۰۱). مطالعه میانبرهای سیال بهترین ابزار در مطالعه برهم کنش سیال-سنگ و درک چگونگی تشکیل کانسارهای گرمابی و فرآیندهای دگرسانی است (ویلکینسون، ۲۰۰۱). در سیستم رگه‌ای کالچویه، کوارتز فراوان است و در تعادل با کانیهای سولفیدی دیده می‌شود. به منظور مطالعه میانبرهای سیال، چهار نمونه از کوارتز رگه‌ای همراه با کانی‌سازی سولفیدی در رگه A کالچویه، و یک نمونه کوارتز رگه‌ای از محدوده خاک نسوز

میانبرهای سیال: همزمان با رشد بلورها، مقداری از سیال دربرگیرنده آنها در بلور به دام می‌افتد و به تشکیل میانبر سیال منجر می‌شود. از این رو، میانبر سیال (fluid inclusion) به هر میانبری گفته می‌شود که حاوی فازی از سیال در دما و فشار زمان تشکیل بلور است. ترکیب این سیال، از آب خالص تا شورابهایی با شوری متغیر، گاز یا مایعات گازدار، گدازه‌های سیلیکاتی، سولفیدی و کربناتی متغیر است (بودنار، ۲۰۰۳). میانبرهای سیال عموماً سیستم‌های بسته‌ای هستند که ترکیب، حجم و چگالی آنها در طول زمان کمابیش ثابت است، اگرچه دمای آنها تغییر می‌کند. به استثنای میانبرهای مذاب، میانبرهای سیال در دمای اتاق ممکن است شامل یک فاز مایع یا چند فاز مایع ناهم آمیز (immiscible)، یک حباب بخار و گاه شامل یک یا چند فاز جامد باشند. فازهای جامد ممکن است فازهای نوزادی باشند که به هنگام سرد شدن سیال تشکیل شده

جهت تعیین درصد شوری و چگالی، و ترسیم نمودارها از نرم افزار مدل سازی PVTX (Software Modeling for Fluid Inclusion V Linkam 2.6) طراحی شده توسط شرکت استفاده شده است. با توجه به محدودیت در تعداد اندازه‌گیری‌ها و نیز اهمیت بیشتر میانبرهای اولیه نسبت به دو گروه دیگر، و پرهیز از هرگونه خطا در تعبیر و تفسیر داده‌ها، تمامی اندازه‌گیری‌ها بر روی میانبرهای سیال اولیه انجام شد. میانبرهای سیال در نمونه‌های کوارتز، از نظر شکل عموماً بدون شکل هندسی خاص، گرد، میله‌ای، کشیده و نیز با شکل بلوری منفی (negative crystal form) دیده می‌شوند (شکل ۱۲). ابعاد آنها از ۴ تا ۴۰ میکرون متغیر است.

(نزدیک‌ترین رخداد کانی‌سازی به کالچویه) انتخاب شد. سپس مقاطع دوبر صیقلی به ضخامت ۱۲۰ تا ۱۵۰ میکرون تهیه شد و مطالعه پتروگرافی صورت گرفت. میانبرهای اولیه، شبه ثانویه و ثانویه، بر اساس معیارهای ارائه شده توسط رودر (۱۹۷۹) شناسایی و فراوانی، شکل و ابعاد میانبرهای سیال، و همین‌طور فازهای موجود در دمای اتاق بررسی شد.

اندازه‌گیری‌های میکروترمومتری، در سازمان زمین‌شناسی کشور و با استفاده از صفحه گرم و سردشونده مدل MDS600 ساخت شرکت Linkam با دامنه دمای ۱۹۰- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد و میکروسکوپ Nikon مدل Ep200 با عدسی‌های شیئی 10x-50x-100x صورت گرفت.



شکل ۱۲: برخی شکل‌های میانبرهای سیال در نمونه‌های کوارتز کالچویه، الف- شکل بلوری منفی، نمونه Kal21، ب- نامنظم، نمونه Kal 21

- میانبرهای سیال با دو فاز مایع و فاز بخار (V+)
 (LH_2O+LCO_2) : در این نوع نیز بخش عمده حجم میانبر را مایع تشکیل می‌دهد، با این تفاوت که فاز مایع ترکیبی از دو نوع مایع، یعنی H_2O و CO_2 می‌باشد (شکل ۱۳-ب).

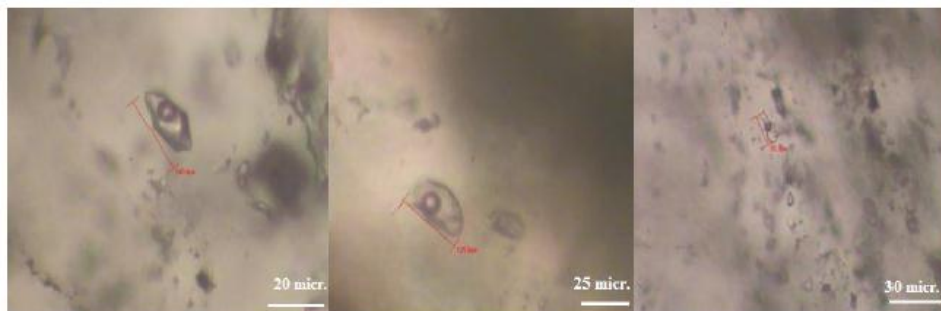
- میانبرهای سیال تک فازی مایع (L): در این نوع، میانبر سیال اساساً شامل فاز مایع است (شکل ۱۳-پ).

براساس نوع فازهای تشکیل دهنده، سه نوع مختلف میانبر سیال در نمونه‌های محدوده مورد بحث مشاهده شد:

- میانبرهای سیال دوفازی مایع-بخار غنی از مایع (L+V): در این نوع میانبر سیال، فاز مایع همراه با فاز حباب بخار وجود دارد. عمده حجم میانبر را در این نوع، فاز مایع در بر می‌گیرد و فاز بخار تنها ۳۵-۱۰ درصد حجم آن را تشکیل می‌دهد (شکل ۱۳-الف).

شفرد و همکاران (۱۹۸۵) برای سیستم $H_2O-NaCl$ ، محاسبه شده است. میزان شوری میانبرهای سیال در نمونه‌های کالچویه، بین ۰.۰ تا ۲.۸ و برای نمونه محدودده خاک نسوز بین ۰.۶-۲.۴ درصد وزنی معادل نمک طعام به دست آمده است (شکل ۱۴-ب). مقادیر بدست آمده، تاحدی کمتر از مقادیر گزارش شده توسط حسینی دینانی و همکاران (۱۳۹۱) است. این مولفین مقادیر شوری تا ۰.۶٪ وزنی معادل نمک طعام گزارش کرده اند، اگرچه بیشتر مقادیر در محدوده ۰ تا ۰.۳٪ وزنی معادل نمک طعام قرار می‌گیرد. تغییرات شوری در برابر دمای همگن شدن برای تمام اندازه‌گیری ها در شکل ۱۵ ارائه شده است. همان گونه که دیده می‌شود، هیچ روند یا همبستگی خاصی بین این دو متغیر وجود ندارد.

در مطالعه میکروترمومتری میانبرهای سیال، از میانبرهای حاوی CO_2 (نوع دوم) به دلیل احتمال تشکیل کلاتریت و در نتیجه بدست آمدن مقادیر غیر عادی برای T_m ، و همچنین از میانبرهای تک فازی (نوع سوم) استفاده نشد. اندازه‌گیری های شوری و دمای همگن شدن در نمونه های مورد بررسی، مربوط به میانبرهای دوفازی مایع- بخار می باشد. در نمونه‌های کالچویه و نمونه مربوط به محدوده خاک نسوز، دمای همگن شدن بین ۱۷۵ تا ۳۲۵ درجه سانتی‌گراد متغیر است. در نمونه‌های کالچویه، بیشتر داده ها در دامنه دمای $275^{\circ}C$ - $250^{\circ}C$ قرار می‌گیرند و میانگین دما برابر $252^{\circ}C$ می‌باشد (شکل ۱۴-الف). میانگین دما در نمونه محدوده خاک نسوز $240^{\circ}C$ می‌باشد. شوری میانبرهای سیال، با تعیین دمای ذوب آخرین ذره یخ و استفاده از جدول پیشنهادی



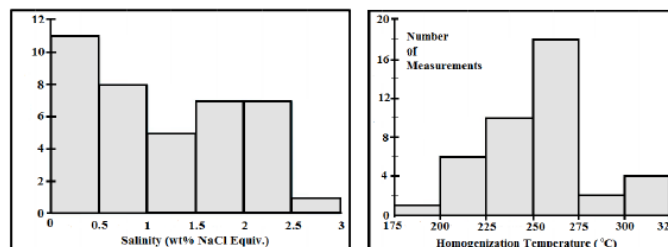
پ

ب

الف

شکل ۱۳: میانبرهای سیال براساس نوع فازها. الف. دوفازی مایع-بخار. ب. میانبرهای سیال با دو فاز مایع و فاز بخار.

پ. میانبرهای سیال تک فازی مایع

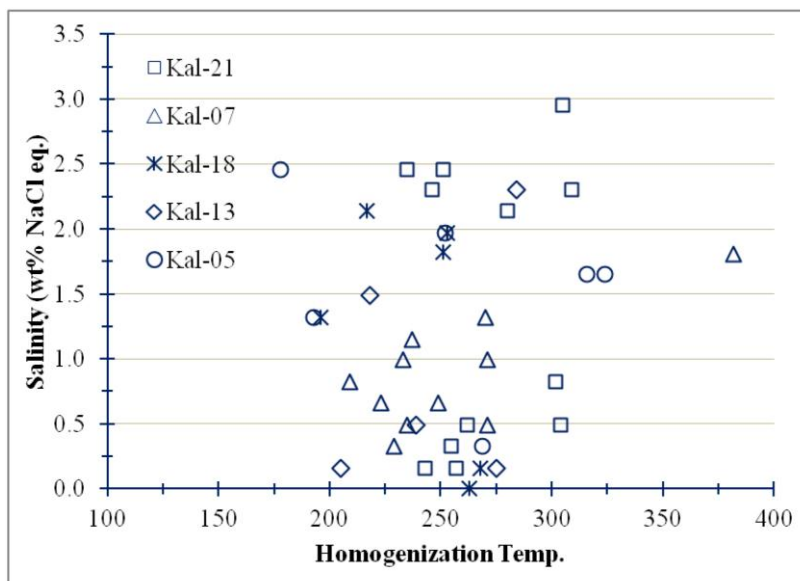


ب

الف

شکل ۱۴: الف. نمودار هیستوگرام دمای همگن شدن و ب. نمودار هیستوگرام شوری در نمونه های کوارتز رگه ای

کالچویه.



شکل ۱۵: تغییرات شوری در برابر دمای همگن شدن برای تمام اندازه گیری ها؛ نمونه Kal-05 مربوط به محدوده خاک نسوز و سایر نمونه ها از رگه اصلی کالجویه است.

نظر گرفته شده است (کروز و همکاران، ۱۹۹۷). گاز مورد استفاده در اندازه گیری های ایزوتوپی با طیف سنج جرمی، غالباً SO₂ می باشد، اگرچه SF₆ نیز به دلیل تک-ایزوتوپی بودن فلئوئر، ماده مناسبی است. جهت آماده سازی نمونه ها برای تجزیه ایزوتوپی، ابتدا سولفیدهای خالص با استفاده از یک عامل اکسید کننده مانند CuO، Cu₂O، Cu₂O₅، یا O₂ به SO₂ تبدیل می شوند (سیل، ۲۰۰۶). برای جداسازی گوگرد سولفاتها، به یک عامل اسیدی و کاهنده مناسب، مانند فسفریک اسید قلعی (II) نیاز است. کانسارهای رگه ای فلزات پایه و گرانها شامل طیف گسترده ای از کانسارها است. تفسیر زایش این کانسارها از روی نسبت های ایزوتوپی آنها مشکل است و به نظر می رسد که تنها رده بندی معنی دار در مورد این کانسارها مربوط به دمای نهشت کانسنگ باشد (علیرضایی، ۱۳۸۸). مطالعه این کانسارها نشان داده است که در بسیاری موارد، بیش از یک سیال با ترکیب ایزوتوپی O و H و C و S متفاوت در تشکیل یک کانسار واحد دخالت داشته است. یکی از این سیالها که در بسیاری از

نسبت ایزوتوپی گوگرد: ایزوتوپ ها اتم هایی هستند که هسته آنها تعداد پروتون مساوی، اما تعداد نوترون متفاوتی دارد. مطالعه ایزوتوپ های پایدار، یکی از کاراترین شیوه ها در مطالعه کانسارها می باشد، زیرا اطلاعاتی در مورد منبع سیال و اجزای تشکیل دهنده کانسنگ، دمای تشکیل کانسنگ، و میزان برهم کنش سیال سنگ فراهم می آورد (اوموتو و رای، ۱۹۷۹؛ اوموتو و گلدها، ۱۹۹۷؛ کمبل ولارسن، ۱۹۹۸). گوگرد در بیشتر محیط های طبیعی وجود دارد. گوگرد دهمین عنصر فراوان در کره زمین و چهاردهمین عنصر فراوان در پوسته زمین است. این عنصر از اجزای اصلی کانسنگ های سولفیدی است و همچنین به صورت سولفات در رسوبات تبخیری، به صورت یک تشکیل دهنده فرعی در سنگ های آذرین، رسوبی و دگرگونی و یا به صورت ترکیب با مواد آلی در سراسر زیست کره وجود دارد (علیرضایی، ۱۳۸۸؛ سیل، ۲۰۰۶). استاندارد جهانی برای اندازه گیری ترکیب ایزوتوپی گوگرد تروپلیت شخانه آهنی کانین دیابلو (CDT) است که δ³⁴S آن به طور قراردادی برابر با ۰% در

بخش‌های شمالی، مرکزی و جنوبی رگه اصلی در کالچویه جهت آنالیز ایزوتوپی گوگرد انتخاب و آماده سازی شد.

آنالیز ایزوتوپی گاز SO_2 با استفاده از اسپکترومتر جرمی مدل Thermo Finning Delta Plus، در آزمایشگاه ایزوتوپ‌های پایدار G.G. Hatch در دانشگاه اتاوا، کانادا، صورت گرفت. خطای آنالیز در حد ± 0.1 در هزار می‌باشد. نتایج حاصل بر اساس استاندارد CDT (ترویلیت کانیون دیابلو) به صورت در هزار (‰) در جدول ۲ ارائه شده است. برای تعیین $\delta^{34}S$ سیال H_2S در تعادل با کانی گالن، از معادله لی و لیو (۲۰۰۶) و مقادیر بیشینه، کمینه و میانگین دمای همگن شدن میانبراهای سیال استفاده شده است. به این ترتیب، مقدار $\delta^{34}S$ برابر با $+0.4$ در هزار را می‌توان به عنوان میانگین ترکیب ایزوتوپی سیال کانه دار در نظر گرفت.

کانسارها ردیابی شده، آب جوی است. در بسیاری از این نوع کانسارها، سیالهای متفاوتی وارد سامانه رگه شده و مجموعه‌های خاصی از کانیها را پدید آورده اند؛ برای مثال یک سیال سولفیدها و سیال دیگر کربنات‌ها را رسوب داده است (اوموتو، ۱۹۸۶).

گالن، اسفالریت و کالکوپیریت، کانی‌های سولفیدی هیپوزن در سیستم رگه‌ای کالچویه می‌باشند، اگرچه در این میان گالن فراوان‌ترین کانی سولفیدی در بخش‌های سطحی است. با توجه به نبود کانی‌های سولفاتی هیپوزن، مانند باریت یا آلونیت، دست کم در سطح رخنمون کنونی، می‌توان تصور کرد که گوگرد در سیال کانسنگ ساز به صورت گونه‌های (species) احیایی (H_2S و HS) حضور داشته است. به منظور شناسایی مقادیر $\delta^{34}S$ سیال کانی‌ساز، ۳ نمونه گالن از

جدول ۲: محاسبه مقدار $\delta^{34}S$ سیال H_2S در تعادل با کانی گالن در محدوده کالچویه با استفاده از دمای همگن شدن و معادله لی و لیو (۲۰۰۶).

Sample Code	$\delta^{34}S$ Measured ‰	$\delta^{34}S$ Calculated ‰ T=325 °C	$\delta^{34}S$ Calculated ‰ T=175 °C	$\delta^{34}S$ Calculated ‰ T=252 °C
Kal-29	-1.7	+0.1	+1.5	+0.6
Kal-30	-1.9	-0.1	+1.3	+0.4
Kal-31	-2.4	+0.6	+0.8	-0.1

سولفاتی سبب می‌شود که فازهای سولفیدی سبک (از نظر ایزوتوپی) به وجود می‌آید. حقیقی (۱۳۸۹) و علیرضایی و همکاران (۲۰۱۱) با مطالعه ایزوتوپی کانسنگ‌های سولفیدی و سولفیدی - سولفاتی در ذخایر اپی ترمال کمربند تروود- چاه شیرین نشان دادند که تشکیل باریت در تعادل با فازهای سولفیدی می‌تواند سبب تهی شدگی شدید ^{34}S (تا ۱۰ پرمیل) در کانی‌های سولفیدی گردد.

مقدار $\delta^{34}S$ برای سیال H_2S در تعادل با کانی گالن، بین -0.1 تا $+0.6$ در هزار محاسبه شده است که در محدوده ترکیب ایزوتوپی منابع گوگرد

ترکیب ایزوتوپی گوگرد در سولفیدهای گرمابی، به عوامل مختلفی از جمله ترکیب ایزوتوپی گوگرد منبع و شرایط فیزیکی شیمیایی (دما، pH، fO_2) سیال گرمابی به هنگام چرخش و فرآیند نهشت کانسنگ بستگی دارد. مقادیر $\delta^{34}S$ برای سه نمونه گالن در کالچویه، بین -1.7 ‰ تا -2.4 ‰ اندازه گیری شده است. با توجه به نبود کانی‌های سولفاتی، حداقل در سطح رخنمون کنونی رگه، می‌توان تصور کرد که گوگرد در سیال به طور عمده به صورت گونه‌های احیایی وجود داشته است. تشکیل همزمان و تعادلی سولفید- سولفات، به دلیل گرایش شدید ^{34}S به تمرکز در فاز

سیلیسی به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و سیلیسی شدن قسمت هایی از سنگ میزبان دیده می‌شود. وجود کانی هایی مانند اپیدوت و کلریت و کلسیت در سنگ میزبان، رخداد دگرسانی پروپلیتی را تأیید می‌نماید. ارتباط دگرسانی سیلیسی با کانه زایی، با توجه به منطبق بودن زون های کانه زایی بر مناطق انباشت سیلیس در سنگ میزبان، و همین طور سیلیسی شدن سنگ ها تا فاصله ای از رگه‌ها، به خوبی آشکار است. اما دگرسانی پروپلیتی ارتباطی با کانه‌زایی در این سیستم ندارد و با شدت‌های متفاوت در بیشتر سنگ های آتشفشانی و آذرآواری پیرامون رگه های کانسنگ دیده می‌شود. به نظر می‌رسد که این دگرسانی، پیش از کانه‌زایی در منطقه رخ داده است.

کانی‌زایی در این سیستم شامل دو بخش هیپوژن با رخداد کانی‌های سولفیدی گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و پیریت، و بخش سوپرژن با حضور اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، کربنات‌های آبدار مس، کانی‌های اکسیدی سرب و روی، و اندکی کوولیت و کالکوسیت می‌باشد. در مرحله سوپرژن که پس از بالا آمدگی و فرسایش سنگ‌های روپوش رخ داده است، کانسنگ دستخوش هوازدگی و اکسایش گشته است. تجزیه و اکسایش کالکوپیریت، به آزاد شدن مس و تشکیل کربنات‌های آبدار مس به واسطه حضور یون کربنات در آب‌های جوی شده است. ضمن این فرآیند، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن نیز پدید آمده است. بخشی از مس توسط آب‌های اسیدی انتقال یافته و در قالب کانی‌های کوولیت و کالکوسیت جانشین کانی‌های سولفیدی اولیه، بویژه گالن، گشته است. داده‌های میکروترموتری، وجود سیالی با شوری پایین را در محدوده کالچویه و محدوده خاک نسوز (۰.۰ تا ۲.۸ درصد وزنی معدل نمک طعام) نشان می‌دهد. دمای همگن شدن، بین

ماگمایی است. متاسفانه، کانی‌های سولفیدی دیگر در سطح زمین به شدت اکسیده شده‌اند و امکان تهیه نمونه مناسب برای اندازه گیری ایزوتوپی وجود نداشت. در شرایط تعادلی، گالن نسبت به پیریت و کالکوپیریت از نظر ایزوتوپی تا حدی سبک تر است (علیرضایی، ۱۳۸۹). با توجه به دمای تشکیل کانسنگ، می‌توان انتظار داشت که این دو کانی، در حد ۲ تا ۳ پرمیل سنگین تر از گالن باشند. در هر صورت، مقدار $\delta^{34}\text{S}$ سیال کانه‌دار در محدوده ترکیب ایزوتوپی منابع گوگرد ماگمایی خواهد بود. سیال سولفیدی در کالچویه ممکن است مستقیماً از یک منبع ماگمایی برخاسته باشد، یا آنکه گوگرد احیایی در اثر واکنش یک سیال گرمایی با سنگ‌های آذرین، از این سنگها شسته شده باشد.

بحث و نتیجه گیری

آگاهی از فرآیندهای کانسنگ سازی در ذخایر گرمایی، نیازمند شناخت ماهیت و منبع سیال کانه‌دار، ویژگی های فیزیکی-شیمیایی سیال، و واکنش های میان سیال - سنگ است. آگاهی از ویژگی‌های زمین شناسی و کانی‌سازی ناحیه‌ای، در درک بهتر از رخدادهای کانی‌سازی و پی چویی و اکتشاف ناحیه ای کانسنگ نقش بسزایی دارد. کانی‌سازی در کالچویه، در قالب دو رگه اصلی کوارتز درشت بلور به همراه کانی‌های سولفیدی است که در اینجا با نام های A و B معرفی شده‌اند. بر اساس مشاهدات صحرائی و مطالعات میکروسکوپی، رگه A رگه اصلی کانسنگ در منطقه است؛ رگه B حاوی کانی‌زایی چندانی در تراز کنونی نیست. سنگ میزبان رگه‌های کانسنگ، عموماً واحد پیروکسن آندزیت است. دو نوع دگرسانی سیلیسی و پروپلیتی در کمرسنگ‌ها شناسایی شده است. دگرسانی

تشکیل کمپلکس و حمل مقادیر زیاد فلزات پایه ضروری است. در دما و شوری پایین سیال گرمایی، کمپلکس‌های سولفیدی فلزات پایه پایدارند (بارنز، ۱۹۹۷). از این رو، ممکن است بخشی از فلز توسط کمپلکس‌های سولفیدی حمل شده باشد (برای مثال، برای ویت و همکاران، ۲۰۰۲). نسبت $\delta^{34}\text{S}$ در سه نمونه گالن از رگه اصلی کالچویه، از ۱.۷ - تا ۲.۴ - متغیر است. با توجه به میانگین دمای تشکیل کانسنگ از داده‌های میانبار سیال، و با استفاده از معادله لی و لیو (۲۰۰۶)، میزان $\delta^{34}\text{S}$ در سیال H_2S در تعادل با کانی گالن، برابر با ۰.۴ + پرمیل محاسبه شده است، که می‌تواند نشانگر یک منبع ماگمایی برای گوگرد در سیال گرمایی مولد کانسنگ کالچویه باشد. سیال گرمایی ممکن است به طور مستقیم از یک منبع ماگمایی برخاسته باشد، یا آنکه گوگرد از شستشوی سنگ‌های آذرین تأمین شده باشد (ارتمن، ۲۰۱۰). با توجه به این که هیچ کانی سولفات هیپوژن، مانند باریت، در کالچویه وجود ندارد، هیچ تفکیک ایزوتوپی سولفید-سولفات رخ نداده است و مقدار $\delta^{34}\text{S}$ محاسبه شده می‌تواند معرف خوبی برای ترکیب ایزوتوپی گوگرد سیال گرمایی باشد. سیستم‌های رگه‌ای فلزات پایه و گرانبها (اپی ترمال) با تفاوت‌هایی در ویژگی‌های فیزیکی شیمیایی سیال کانی‌ساز، کانی‌های اقتصادی، حالت اکسیداسیون و کانی‌های سولفیدی، و مجموعه‌های دگرسانی مشخص می‌شوند (تیلور، ۱۹۹۶؛ هدنکوئیست و همکاران، ۲۰۰۰). بر اساس درجه سولفیدی شدن و مجموعه کانی‌های سولفیدی، می‌توان سیستم‌های رگه‌ای را به دو گروه سیستم‌های گرمایی آتشفشانی و سیستم‌های ژئوترمال تقسیم نمود (هدنکوئیست و همکاران، ۲۰۰۰). نوع اول تحت عنوان سولفیدی شدن بالا high- sulfidation و

۱۷۵ تا ۳۲۵ درجه سانتی‌گراد متغیر است و میانگین آن ۲۵۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. تفاوت چندانی در میزان شوری سیال و دمای تشکیل کوارتز در کالچویه و محدوده خاک نسوز وجود ندارد. با توجه به عمق تشکیل این نوع ذخایر رگه‌ای، که عموماً کمتر از ۱۵۰۰ متر از سطح توپوگرافی دیرینه است (برای مثال، سیلیتو و هدنکوئیست، ۲۰۰۳؛ سیمونز و همکاران، ۲۰۰۵) و پایین بودن فشار لیتوستاتیک، دمای همگن شدن چندان کمتر از دمای به دام افتادن یا دمای تشکیل کانسنگ نیست. شواهد جوشش، مانند همنشینی میانبارهای سیال غنی از مایع و غنی از بخار، و همین‌طور شواهد کانی‌شناسی و بافتی آن، مانند وجود کلسیت تیغه‌ای، هم‌رشدی کوارتز و کلسیت، کالسدونی و برش گرمایی (تامسون و همکاران، ۱۹۹۱؛ مور، ۲۰۰۰؛ سیمونز، ۲۰۰۰)، در تراز رخنمون کنونی در کالچویه دیده نمی‌شود. توزیع نامنظم مقادیر شوری نسبت به دمای همگن شدن را می‌توان به هم آمیزی دو سیال، رخداد جوشش همراه با متراکم شدن فاز بخار در افق‌های بالایی، سرد شدن در طول زمان و پدیده باریک‌شدگی (necking down) نسبت داد. در مورد باریک‌شدگی، در مطالعه میانبارهای سیال، نهایت کوشش به کار رفت تا شواهد این پدیده شناسایی و از اندازه‌گیری این نوع میانبارها پرهیز شود. تغییرات شوری سیال نسبت به دمای همگن شدن در کالچویه را می‌توان با هم آمیزی دو سیال با شوری متفاوت و همین‌طور سرد شدن توضیح داد. اگرچه شوری پایین سیال، شاخص بیشتر کانسارهای اپی‌ترمال است (برای مثال، سیمونز و همکاران، ۲۰۰۵)، اما وجود مقادیر قابل توجه کانی‌های سولفیدی فلزات پایه (در تراز رخنمون کنونی کانسنگ) با شوری بسیار پایین سیال گرمایی هماهنگ نیست، چراکه یون کلرید برای

شناسان اینچنین استنباط می‌کنند که ذخایر چشمه‌های آب گرم نیز به صورت زیررده دیگری از ذخایر گرمابی، به ویژه نوع سولفیداسیون پایین باشند و بیشتر با زون‌های دگرسانی توسط بخارات گرم و اسیدی همراه هستند (تیلور، ۱۹۹۶).

بر اساس ویژگی‌های کانی‌سازی و دگرسانی، و شوری و دمای سیال گرمابی، ذخیره رگه‌ای کالجویه در ردیف ذخایر اپی ترمال فلزات پایه و گرانبها بوده و ویژگی‌های ذخایر اپی ترمال نوع سولفیدی شدن پایین را دارا می‌باشد. ویژگی‌های کانی شناسی کانسنگ، دگرسانی و میانبارهای سیال، هماهنگ با یک منبع ماگمایی برای سیال نیست. فلزات و گوگرد، ممکن است توسط سیال گرمابی با منشا جوی از سنگ‌های آذرین میزبان شسته شده باشد. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن می‌تواند به شناخت بهتر از سیال کمک کند.

قدردانی: این پروژه با حمایت مالی شرکت درسا پرداز انجام شده است. از همکاری جناب آقای دکتر مکی زاده از دانشگاه اصفهان و سرکار خانم مهندس پادیار از سازمان زمین شناسی کشور که ما را در انجام این پروژه یاری نمودند، نهایت تشکر و قدردانی را ابراز می‌داریم.

جنوب غرب نیشابور، شمال شرق ایران، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.

- امامی، م.ه، صادقی، م.م. و عمرانی، س.ج.، ۱۳۷۱. نقشه ماگماتیسیم ایران، سازمان زمین شناسی ایران.

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ ص.

- حسینی دینانی، ه.، باقری، ه. و شمسی پور دهکردی، ر.، ۱۳۹۱. مطالعات کانه‌سازی و ژئوشیمی اندیس مس کالجویه، جنوب غرب نایین.

نوع دوم تحت عنوان سولفیدی شدن پایین low-sulfidation شناخته می‌شود. در نوع اول که در نزدیکی دهانه‌های آتشفشان تشکیل می‌شوند، توده‌های نفوذی کم عمق مولد سیال گرمابی‌اند. سیال گرمابی در این نوع، سیالی با شوری و دمای بالا، اسیدی و اکسیده است. (اینودی و همکاران، ۲۰۰۳؛ هدنکوئیست و همکاران، ۲۰۰۰). نوع دوم معمولاً دور از ساختارهای آتشفشانی و حتی گاه بدون ارتباط زمانی و لیتولوژیکی با آنها تشکیل می‌شوند و سیال گرمابی مولد آنها، غالباً آبهای جوی و یا زیرزمینی است، دما و شوری پایینی دارد و احیایی است. ذخایر نوع سولفیداسیون پایین در طیف گسترده‌ای از سنگ‌های میزبان، از بازالت تا ریولیت، تشکیل می‌شوند (هدنکوئیست و همکاران، ۲۰۰۰). این تیپ عموماً با حضور و فراوانی نسبی گالن و اسفالریت مشخص می‌شود (جان و والاس، ۲۰۰۰). میان این دو گروه، یک روند تحولی وجود دارد به این صورت که در بسیاری از سیستم‌های رگه‌ای شاهد ویژگی‌های بینابین این دو گروه هستیم. این گروه بینابین، با عنوان سولفیدی شدن متوسط Intermediate-Sulfidation شناخته می‌شوند (هدنکوئیست و همکاران، ۲۰۰۰). به علاوه بعضی از زمین

منابع:

- ابراهیمی، س.، ۱۳۸۷. کانی شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و مکانیسم تشکیل رگه‌های طلادار شرف آباد آذربایجان شرقی، ایران، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.

- اسدی هارونی، ه.، ۱۳۹۰. کاربرد دورسنجی در اکتشاف ذخایر معدنی، کارگاه آموزشی نظام مهندسی معدن، استان اصفهان.

- اشرف پور، ا.، ۱۳۸۶. ویژگی‌های زمین شناسی، کانی شناسی و دگرسانی محدوده طلای ارغش،

- مهوری، ر.، ۱۳۸۸. مطالعات پترولوژیکی و کانی-
شناسی دگرسانی‌های گرمابی در گردنه ملا احمد،
پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.
- مدرک، ه.، ۱۳۸۸. ویژگی‌های کانی سازی-
دگرسانی و ماهیت سیال کانه ساز در ذخیره چند
فلزی چاه مسی و ارتباط آن با کانسار مس
پورفیری میدوک، پایان نامه کارشناسی ارشد،
دانشگاه شهید بهشتی.
- میزان، م. و علیرضایی، س.، ۱۳۹۳. خاستگاه
گوگرد در رگه‌های کوارتز - سولفید کانسار مس
چهار گنبد. هجدهمین گردهمایی انجمن زمین
شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- وهابی مقدم، ب.، ۱۳۷۲. مطالعه پتروگرافی و
پترولوژی سنگ های ماگمایی- دگرگونی جنوب
نایین، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت
معلم.

مجله زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی
مشهد. شماره ۲، جلد ۴، ص ۲۴۱-۲۵۶.
- شمعیان اصفهانی، غ.، ۱۳۸۲. مطالعه دگرسانی
و کانی‌سازی گرمابی فلزات پایه و گرانبها در
منطقه معلمان، جنوب شرق دامغان، استان
سمنان، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.
- شهاب پور، ج.، ۱۳۸۰. زمین شناسی اقتصادی،
انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۴۳ ص.
- قربانی م.، پیره، ل.، اسدی هارونی ه. و
علیرضایی س.، ۱۳۹۱. شناسایی آلتراسیون‌های
مرتبط با کانی‌سازی مس با پردازش داده‌های
ماهواره‌ای ETM به روش کمترین مربعات
رگرسیون شده و کنترل زمینی در جنوب شرق
ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ کجان، استان اصفهان. چهارمین
همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران،
بیرجند، ص ۳۳۱-۳۳۶.
- علیرضایی، س.، ۱۳۸۹. زمین شناسی کانسارها.
انتشارات امیرکبیر، چاپ دوم، ۹۸۳ ص.

-Alirezaei, S., Ebrahimi, S. and Pan, Y.,
2008. Fluid inclusion characteristics of
epithermal precious metal deposits in
the Arasbaran Metallogenic Zone,
Northwestern Iran [extended abs.],
ACROFI-II, India, p. 1-4.
-Christie, A.B. and Robinson, B.W.,
1992. Regional sulphur isotope studies
of epithermal Au-Ag-Pb-Zn-Cu
deposits in the Hauraki Goldfield, South
Auckland, New Zealand, Journal of
Geology and Geophysics, v. 23(2), p.
145-150.
-Bodnar, R.J., 2003. Introduction to
fluid inclusions, In: Samson, I.,
Anderson, A. and Marshall, D. (Eds)
Fluid Inclusions, Mineralogical
Association of Canada, p.1-8.
-Braithwaite, R.L. and Faure, K., 2002.
The Waihi epithermal gold-silver-base
metal sulfide-quartz vein system, New

Zealand: Temperature and salinity
controls on electrum and sulfide
deposition: Economic Geology, v. 97, p.
269-290.
-Ebrahimi, S., Alirezaei, S. and Pan, Y.,
2011. Geological, Alteration and Fluid
inclusion Characteristics of Zaglic and
Safikhanloo Epithermal Gold prospect,
NW IRAN, Geological Society,
London , Special Publication 2011., v.
350.,p.133-147.
-Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. and
Inan, E., 2003. Sulfidation state of
hydrothermal fluids: transitions from
porphyry to epithermal environments.
Society of Economic Geologists
Special Publication 10.
-Guilbert, J.M. and Park, C.F., 1986.
The Geology of Ore Deposits, W.H.
Freeman, New York, 985p.

- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and Tectonomagmatic Events in the Sector of the Cenozoic Active Continental Margin of Central Iran, Unpublished Ph.D. Thesis, University of California, Los Angeles, 204p.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., Jr. and Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits: Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 245-277.
- Hedenquist, J.W. and Henley, R.W., 1985. Effect of CO₂ on freezing point depression measurements of fluid inclusions: Evidence from active systems and application to epithermal studies: Economic Geology, v. 80, p. 1379-1406.
- Hoefs, J., 2004. Stable Isotope Geochemistry, Springer-Verlog, Berlin, 244 p.
- Izawa, E., Urashima, Y., Ibaraki, K., Suzuki, R., Yokoyama, T., Kawasaki, K., Koga, A. and Taguchi, S., 1990. The Hishikari gold deposit: High grade epithermal veins in Quaternary volcanics of southern Kyushu, Japan: Journal of Geochemical Exploration, v. 36, p. 1-56.
- John, D.A. and Wallace, A.R., 2000. Epithermal gold-silver deposits related to the northern Nevada rift, in Cluer, J.K., Price, J.G., Struhsacker, E.M., Hardyman, R.F. and Jones, W., Migdisov, A., Archibald, S.M. and XIAO, Z., 2002. Vapor-transport of ore metals, The Geochemical Society, Special Publication No. 7, 2002.
- Kontak, D.J. and Clark, A.H, 2002, Genesis of the giant, bonanza San Rafael Lode tin deposit, Peru: origin and significance of pervasive alteration: Economic Geologists Special Publication, v. 25, p. 1741-1777.
- Li, Y.B. and Liu, J.M., 2006. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, p. 1789 - 1795.
- Ohmoto, H., 1972, Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 67, p. 551-578.
- Ohmoto, H. and Goldhaber, M.B., 1997. Sulfur and carbon isotopes: In H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed., New York, John Wiley and Sons, 611 p.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon: In H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., New York, John Wiley and Sons, 567 p.
- Reed, M.H., 1997. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: Barnes (Ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons, 358 p.
- Reed, M.H., 1997. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: H.L. Barnes H. L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3rd edition, Wiley Publishers, 972 p.
- Richards, J.P., Wilkinson, D. and Ullrich, T., 2006. Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, Northwest Iran: *Economic Geology*, v. 101, p. 1455-149.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, v. 12, p. 644-658.
- Shamanian, G.H., Hedenquist, J., Hattori, K. and Hassanzadeh, J., 2004. The Gandi and Abolhassani epithermal prospects in the Alborz magmatic arc, Semnan province, Northern Iran: *Economic Geology*, v. 99, p. 691-712.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H. and Alderton, D. H. M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies.
- Ishihara, S., Wang, P., Kajiwarra, Y. and Watanabe, Y., 2003. Origin of

sulfur in some magmatic-hydrothermal ore deposits of South China, Bulletin of the Geological Survey of Japan, v. 54 (3,4), p. 161-169.

-Sillitoe, R.H. and Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions and epithermal precious metal deposits, Society of Economic Geologists Special Publication, v. 10, p. 315-343.

-Simmons, S.F. and Christensen, B.W., 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system: American Journal of Science, v.294, p. 361-400.

-Simmons, S.F., Arehart, G., Simpson, M.P. and Mauk, J.L., 2000. Origin of massive calcite veins in the golden cross low-sulfidation epithermal Au-Ag deposit, New Zealand, Economic Geology, v. 95, p. 99-112.

-Simmons, S.F., White, N.C. and John, D.A., 2005. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits, Economic Geology, v. 100, p. 485-522.

-Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52, p. 1229-1258.

-Taylor, B.E., 1996. Epithermal gold deposits, In: Eckstrand, O.R., Sinclair, D., Thorpe, R.I. (eds), Geology of Canadian Mineral Deposit Types, Geological Survey of Canada, 640p.

-Van den Kerkhof, A.M. and Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography, Lithos, v. 55, p. 27-47.

-Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos, v. 55, p. 229-272.