The Shahrestanak Zn-Pb deposit, southeastern Qom: Considerations on ore mineralization, geochemistry of stable isotopes, and distribution of rare earth elements

Soheila Hassan-Zadeh Mahalleh¹, Ali Abedini^{1*}, Ghahreman Sohrabi², Maryam Khosravi³

¹Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran ²Departement of Geology, Faculty of Sciences, Mohaghegh Ardabili University, Ardabil, Iran ³Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran *Corresponding author, Tel: (044)32972134, Fax (044)32776707, E-mail: abedini2020@yahoo.com

Abstract

The Shahrestanak Zn-Pb deposit, as a part of Urmia-Dokhtar magmatic arc, is located 50 km southeast of Qom town. Intrusion of monzodiorite to quartzdiorite igneous masses of Miocene age into Eocene volcanic-sedimentary sequences (mainly andesi-basalt) has been the main factor in the development of carbonatic, silicic, and chloritic alterations along with the occurrence of Zn-Pb ore mineralization in the form of veins and breccia in the Shahrestank area. Petrographic and mineralographical observations show that sphalerite, galena, pyrite, tennantite, cerusite, planetrite, hydrozincite, hematite, and limonite are accompanied by ganque minerals such as calcite, barite and quartz. Dominant textures in ores include disseminated, vein, stockwork, replacement, and remnant. Although the distribution pattern of rare earth elements (REE) normalized to chondrite in andesi-basalts with monominerals such as galena, sphalerite, and calcite of ores are somewhat different, however, the close ratio of Y/Ho values between them indicates that the leaching of metals from andesi-basalt host rocks have played an important role in the formation and development of this deposit. The occurrence of positive anomaly of Eu and Ce in galena (Eu/Eu* = 2.18-2.83 and Ce/Ce^{*} = 1.35-1.54) and sphalerite (Eu/Eu^{*} = 1.92-2.28 and Ce/Ce^{*} = 1.36-1.63) indicates the reduction nature of ore-forming fluids. The δ^{34} S isotope values in galena and sphalerite samples show the range of changes from -3 to +1% and -2 to +0.9% respectively, which indicates the magmatic origin of these two sulphide minerals. Plotting the values of δ^{18} O against δ^{13} C in calcite samples shows the mixing of magmatic solutions with meteoric solutions during the evolution and development of this deposit. Combining the results obtained from field observations, mineralogy, structure and texture, type of hydrothermal alterations, REE geochemistry, and stable isotope studies show that the mineralization that occurred in the Shahrestanak area is very similar to intermediate sulfidation epithermal ore deposits.

Keywords: Zn-Pb deposit, Intermediate sulfidation epithermal, Stable isotopes, REE, Shahrestanak.

ذخیره روی- سرب شهرستانک، جنوبشرق قم: ملاحظاتی بر کانهزایی، زمینشیمی ایزوتوپهای پایدار و توزیع عناصر کمیاب خاکی

سهیلا حسنزاده محله'، علی عابدینی×'، قهرمان سهرابی'، مریم خسروی"

۱ – گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران ۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران ۳– دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران مویسنده مسئول، تلفن: ۳۲۹۷۲۱۳۴ (۰۴۴)، نمایو: ۳۲۷۷۶۷۰۷ (۰۴۴)، پست الکترونیکی: abedini2020@yahoo.com

تاريخ تنظيم مقاله: ۲/۰۷/۰۳

چکیده: ذخیره روی - سرب شهرستانک، به عنوان بخشی از کمان ماگمایی ارومیه - دختر، در فاصله ۵۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان قم واقع میباشد. نفوذ تودههای آذرین مونزودیوریتی تا کوارتزدیوریتی به سن میوسن به درون توالیهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن (به طور عمده بازالت آندزیتی)، عامل اصلی توسعه دگرسانیهای کربناتی، سیلیسی و کلریتی به همراه رخداد کانهزایی روی – سرب به شکل رگهای و برشی در منطقه شهرستانک بوده است. مشاهدات سنگنگاری و کانهنگاری نشان میدهند که اسفالریت، گالن، پیریت، تنانتیت، سروزیت، پلانتریت، هیدروزینکیت، هماتیت و لیمونیت در این ذخیره توسط کانیهای باطله نظیر کلسیت، باریت و کوارتز همراهی می شوند. بافتهای غالب در کانسنگها شامل دانه پراکنده، رگهای، برشی، جانشینی و بازماندی میباشند. اگرچه الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی (REE) به هنجار شده به کندریت در بازالتهای آندزیتی با تککانیهایی نظیر گالن، اسفالریت و کلسیت کانسنگها تا حدی متفاوت میباشند، با این حال نسبت نزدیک مقادیر Y/Ho بین آنها حکایت از این نکته دارد که شستشوی فلزات از سنگهای میزبان بازالت آندزیتی نقش مهمی در تشکیل و توسعه این ذخیره داشته است. رخداد بی هنجاری مثبت Eu و Ce در گالن (۲/۸۳ – ۲/۱۸ – ۲/۱۸ و ۱/۵۴ – Ce/Ce^{*} = ۱/۳۵) و اسفالریت (۲/۲۸ – ۲/۲۸ Eu/Eu* = ۱/۹۲ و ۲/۹۲ – ۱/۳۶ (Ce/Ce* = ۱/۳۶) دلالت بر طبیعت احیایی سیالات کانسنگساز دارد. مقادیر ایزوتوپ δ³⁴S در نمونههای گالن و اسفالریت به ترتیب بازه تغییراتی از ۳- تا ۱+% و ۲- تا ۰/۹+% را نشان میدهد، جاییکه بر منشاء ماگمایی این دو کانی سولفیدی دلالت دارد. ترسیم مقادیر δ¹⁸O در برابر δ¹³C در نمونههای کلسیت نشان از اختلاط <mark>سیالات</mark> ماگمایی با <mark>سیالات</mark> جوی در طی تکامل و توسعه این ذخیره دارد. تلفیق نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی، کانیشناسی، ساخت و بافت، تیپ دگرسانیهای گرمابی، زمین شیمی REE و بررسیهای ایزوتوپهای پایدار نشان میدهد که کانهزایی رخ داده در منطقه شهرستانک شباهت زیادی به کانسارهای اییترمال سولفیداسیون حدواسط دارد. واژههای کلیدی: ذخیره روی- سرب، ایی ترمال سولفیداسیون حدواسط، ایزوتوپهای پایدار، عناصر کمیاب خاکی، شهرستانک.

مقدمه

مطالعه زمینشیمی عناصر کمیاب خاکی (REE) روی تک کانیها و بررسیهای ایزوتوپهای پایدار ابزار بسیار مناسبی برای تعیین منشاء مواد و محلولهای کانسنگساز محسوب میشود. بررسیهای چند دهه اخیر نشان داده است که از روی مقادیر REE تک کانیهای تجزیه شده میتوان به طور بهینه در تعیین روند تکاملی سیستمهای گرمابی و تبیین شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل کانسنگها بهره گرفت [۱-۶]. همچنین در بین کانیهای مختلف حاضر در کانسنگها، الگوی توزیع REE در کلسیتهای گرمابی میتواند اطلاعات با ارزشی از منشاء و محیط فیزیکوشیمیایی محلولهای گرمابی را فراهم کند [۷–۱۱]. در بسیاری از ذخایر گرمابی، رگههای حاوی کلسیت شامل کانیهای سولفیدی و اکسیدی هستند که از سیالات با دامنه وسیعی از ترکیب، فشار، و دما ترسیب شدهاند. مطالعات نشان داده است که اختلاف بارز و بسیار مشخصی در میزان تمرکز REE در کلسیتهای مربوط به ذخایر مختلف وجود دارد [۶، ۱۲]. بنابراین، توزیع REE در کانی کلسیت میتواند به عنوان ابزار بسیار مناسبی برای مطالعات فلززایی استفاده شود [۱]. افزون بر این، در ذخایر رگهای، برسی روند توزیع REE در کانی کلسیت میتواند به عنوان اسفالریت و گالن به همراه مطالعات ایزوتوپ پایدار میتواند کمک شایانی در تشخیص نوع و شرایط تشکیل کانسارها، به ویژه تعیین نوع ذخایر اسفالریت و گانی به همراه مطالعات ایزوتوپ پایدار میتواند کمک شایانی در تشخیص نوع و شرایط تشکیل کانسارها، به ویژه تعیین نوع ذخایر ایم ترین ای اینا نماید.

کمان ماگمایی ارومیه - دختر یکی از مهمترین پهندهای حاؤی دخایر مس پورفیری و کانسارهای ایی ترمال در کشور می باشد [۱۳]. ذخیره روی - سرب شهرستانک یکی از رخدادهای چند قلزی شناسایی شده بر روی این کمان ماگمایی است که در فاصله ۵۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان قم قرار دارد. این ذخیره در شمال نقشه زمین شناسایی شده بر روی این کمان ماگمایی است که در فاصله ۵۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان قم قرار دارد. این ذخیره در شمال نقشه زمین شناسی ۲۰۰۰، ۲۱ کهک [۱۴] واقع است. در محدوده این ذخیره، شواهدی از فعالیتهای معدنکاری قدیمی مانند حفر ترانشه، چاهک و تونل های دنباله لایه مشاهده می شود. توان کانهزایی در منطقه شهرستانک اولین بار توسط شرکت معدنی کاوش گستر ارسباران با نظارت شرکت معادن منگنز ایران (ونارچ قم) مطالعه شده است. عملیات اکتشافی بر روی این فخیره شامل حفر ۲۲ حلقه گمانه، ۲۰ ترانشه و انجام مطالعات ژنوفیزیکی القای پلاریزاسیون و مقاومت ویژه بوده است. بر اساس تجزیه های فخیره شامل حفر ۲۲ حلقه گمانه، ۲۰ ترانشه و انجام مطالعات ژنوفیزیکی القای پلاریزاسیون و مقاومت ویژه بوده است. بر اساس تجزیه های شیمیایی انجام شده بر روی ۵۰۵ نمونه جمعآوری شده از ترانشه ها تونل ها و مغزههای حفاری، تناژی بالغ بر ۲۱۷ هزار تن کانسنگ سولفیدی شیمیایی انجام شده بر روی ۵۰۵ نمونه جمعآوری شده از ترانشه ها تونل ها و مغزههای حفاری، تناژی بالغ بر ۲۱۷ هزار تی کانسنگ سولفیدی فریه این مال در کمان ماگمایی ارومی بر روی و ۱۵ درصوس مکانسر می شرک این ذخیره بر آورد شده است [۱۵]. علیز غم بررسی های اکتشافی بر روی این فخیره، با عبار متوسط ۲/۴ درصد روی و ۱۵ درصو می دار درصد سرب برای این ذخیره بر آورد شده است [۱۵]. علیز غم بررسی های اکتشافی بر روی این فخیره بر آمرد شده است [۱۵]. علیز غم برسی های بر روی این فنویس مای مرامی مازمیندی بران ماگری بایندی بر موی کانه زایی می معندی و نوع کانه زاید در منطقه شهرستانک وجود ندارد. با توم به گسترش مای می شده می توره می موندی بردی یوز گمای معدنی جدید در این ناحیه از این را فراهم کند. در این پژوهش، سعی شده می تور می تمال در کمان ماگمایی ارومیه - دختر، بررسی دو کانی تالی معدنی جدید در این ناحیه از این را فرهم کند. در این پژوهش، سعی شده می توره می تواند مال در کمان ماگمایی ارومی سیایی و مین شناسی معدنی جدید در این ناحی و ررمی کنه در این پژوهش مای موز مه

روش مطالعه

این پژوهش در دو بخش (۱) مطالعات صحرایی و (۲) بررسیهای آزمایشگاهی انجام گردیده است. مطالعات صحرایی شامل بررسی روند توزیع رگهها، بافت و ساخت کانسنگها، نحوه ارتباط رگههای کانهدار با سنگهای درونگیر و نوع دگرسانیهای توسعه یافته مرتبط با آنها بوده است. بر این اساس، بیش از ۱۲۰ نمونه از سنگهای درونگیر، رگهها و دگرسانیهای مرتبط با آنها جمعآوری شدند. مطالعات سنگنگاری و کانهنگاری بر روی این نمونههای جمعآوری شده با تهیه و مطالعه ۲۰ مقطع نازک و ۲۵ مقطع صیقلی از نمونههای انتخابی در گروه زمین شناسی دانشگاه ارومیه انجام گردید.

جهت مطالعات لیتوژئوشیمیایی تعداد ۲۰ نمونه سنگی از بخشهای کانهدار انتخاب و مقادیر عناصر فلزی آنها با استفاده از روش طیفسنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP–MS) در شرکت کانساران بینالود تعیین شدند. افزون بر این، تعداد ۱۰ نمونه از سنگهای میزبان بازالت آندزیتی به همراه ۵ نمونه از کلسیتهای گرمابی، ۶ نمونه از گالنها و ۳ نمونه از اسفالریتهای جدا شده از رگهها و برشهای کانهدار که نماینده مرحله اصلی کانیزایی هستند، انتخاب و مقادیر (Ia-Lu) و ۳ نمونه از اسفالریتهای جدا شده از رگهها و برشهای کانهدار که نماینده مرحله اصلی کانیزایی هستند، انتخاب و مقادیر (Ice-Lu) و ۲ آنها با استفاده از روش طیفسنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP–MS) توسط شرکت کانساران بینالود اندازه گیری شدند. حد تشخیص دستگاه برای ۲ یا ۲۰ روش طیفسنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی برای Ho. Yo رو ساز با ۲۰/۰ گرم در تن، برای Gd و Tr برابر با ۲۰/۰ گرم در تن و برای Cr. Bu و Lu برابر با ۵۰/۰ گرم در تن بوده است. دقت و صحت آنالیزها برای Sm یا Cr. Nd و Tr برابر با ۲±/، برای ۲ مال و Cr. Jb و Lu برابر با ۵۰/۰ گرم در تن بوده Gd برابر با ۱۰±٪ بوده است.

در این پژوهش، برای بررسیهای تکمیلی تعداد ۵ نمونه از کلسیتهای گرمایی جهت آنالیز ایزوتوپی کربن و اکسیزن و تعداد ۸ نمونه از کانیهای سولفیدی (۵ نمونه گالن و ۳ نمونه اسفالریت) جهت اندازه گیری مقادیر گوکرد از رگمها و برشهای کانهدار انتخاب شدند. نمونههای مورد نظر، ابتدا توسط سنگشکن فکی خرد گردیدند و سپس با استفاده از میکروسکوپ بینوکولار کانیهای یاد شده جدا گشتند. در مرحله بعدی، نمونههای یاد شده توسط هاون آگاتی پودر شده و حدود ۱ گرم از آنها به داخل میکروتیوب منتقل شدند. میکروتیوبها در نهایت جهت آنالیز ایزوتوپی به آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپهای پایدار دانشگاه اراک ارسال شدند. برای آنالیز ایزوتوپ گوگرد کانیهای سولفیدی، ابتدا نمونهها توسط دستگاه آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپهای پایدار دانشگاه اراک ارسال شدند. برای آنالیز ایزوتوپ گوگرد کانیهای سولفیدی، ابتدا نمونهها توسط دستگاه آنالیز عنصری در دمای بالا در حضور اکسیژن اضافی مورد احتراق قرار گرفتند و گوگرد موجود در آنها تبدیل به گاز 202 گردیدند، سپس گاز تولید شده بعد از طی مراحل خالص سازی از سایر گازهای همراه جدا شده و از طریق سیستم جریان پیوسته (Ontinuous-flow) به همراه گاز هلیوم به عنوان گاز حامل وارد دستگاه اسپکترومتر جرمی نسبت ایزوتوپی شدند. جهت اندازه گیری نسبت ایزوتوپی (S³⁸) نسبت شدت مولکولی جرمهای ۶۶ به ۶۴ سنجیده و گزارش گردیدند. برای آنالیز ایزوتوپهای کربن و اکسیژن نمونههای کلسیت، ابتدا نمونههای خردایش مولکولی جرمهای ۶۶ به ۶۴ سنجیده و گزارش گردیدند. برای آنالیز ایزوتوپهای کربن و اکسیژن نمونههای کلسیت، ابتدا نمونههای خردایش تعیین شدند. برای اندازه گیری مقادیر δ³⁴S در کانیهای گالن و اسفالریت از استانداردهای IAEA-SO-6 و IAEA-SO-6 و برای اندازه گیری مقادیر δ¹⁸O, δ³⁴S در کلسیت از استاندارد IASA-CO-8 جهت کالیبراسیون سیستم استفاده گردید. دقت و صحت آنالیزها برای δ³⁴S، δ³⁴S, δ¹⁸O, δ³⁴S برابر با ۲/۰±% بوده است.

زمینشناسی ذخیرہ

ذخیره روی – سرب شهرستانک در فاصله ۵۰ کیلومتری جنوبشرق شهرستان قم واقع میباشد. این ذخیره، بر اساس تقسیمات پهنههای زمین ساختی ایران [۱۶] در پهنه ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱)، بارزترین واحدهای زمین شناسی محدوده ذخیره به ترتیب قدیم به جدید شامل سنگهای آتشفشانی انوسن، تشکیلات رسوبی و آذرین درونی میوسن میباشند (شکل ۲). سنگهای آتشفشانی انوسن شامل بازالت آندزیتی (به طور عمده)، آندزیت و توف هستند. سنگهای آذرین درونی با ترکیب کوارتز دیوریت تا مونزودیوریت به صورت دایکهایی که واحد آتشفشانی انوسن را قطع کردهاند. در محدوده نخیره دیده میشوند. تشکیلات رسوبی میوسن با دو نوع سنگشناسی متفاوت، (۱) شیل، مارن و ماسهسنگ و (۲) مارن و سنگ آهک قابل مشاهده هستند. رگهای کانهدار در این ذخیره در درون سنگهای بازالت آندزیتی (به طور عمده). توف و دایکهای مونزودیوریت توسعه یافتهاند. کانهزایی روی- سرب در ذخیره شهرستانک در ارتباط با شکستگیها و تشکیل رگههایی نسبتاً طویل همراه با مجموعههای برشی رخ داده است. راستای رگههای کانهدار ادر این ذخیره در درون سنگهای بازالت آندزیتی (به طور عمده). جنوب شرق میباشد. ضخامت رگه – رگچههای کانهدار بین ۱ تا ۱۰۰ سانتی متر منیر است. بر اساس مشاهدات صحرایی و میکروسکویی، کانوزایی روی – سرب در این ذخیره به صورت رگه – رگچههای سیلیسی – کریناتی و همچنین برشهایی با سیمان سیلیسی – کریناتی رخ داده است. گرفتهاند: ۱) سیستم گسلی با روند شمال غرب – جنوبشرق که قبل از کانهزایی تشکیل شدهانه، ۲) سیستم کسلی با روند شمال می و میکروسکویی، کانوزایی موجب شرق میباشد. ضخامی بر و داده است. راستای را ۱۰ سانتی متر منیر است. بر اساس مشاهدات صحرایی و میکروسکویی، کانوزایی روی – سرب در این ذخیره به صورت رگه – رگچههای سیلیسی – کریناتی و همچنین برشهایی با سیمان سیلیسی کردانتای رخ داده است. گرفتهاند: ۱) سیستم گسلی با روند شمال غرب – جنوبشری که قبل از کانهزایی تشکیل شدهاند، ۲) سیستم کسلی با روند شمال شرق – جنوبغرب گرفتهاند: ۱) سیستم گسلی از برد شمال شرق – جنوبغرب که هران با کانهزایی همراند این سیستمهای گسلی، رگههای کانه را را قطع کردهاند. به طور ویژه، گسلهای با روند شمال شرق – جنوبغرب که همزمان با کانهزایی همراند. این سیستمهای کسلی مونودیوریتی میتره همراستا با دیوند شری می میشد. میمان ر

نتایج و بحث

سنگشناسی

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، مهمترین کانیهای تشکیل دهنده بازالتهای آندزیتی شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن هستند. بخش عمدهای از آمفیبولها در این واحد سنگی به کلریت دگرسان شدهاند. افزون بر کلریت، کانیهای تیره، کلسیت و کوارتز به عنوان محصولات ثانویه در این سنگها حضور دارند (شکل ۳ الف و ب). توفها دارای بافت میکرولیتی بوده و درشت بلور اصلی آنها پلاژیوکلاز میباشد. این بلورها زاویهدار بوده و حالت شکسته شده دارند. تعدادی بلور کامل جانشین شده توسط کلریت در این واحد قابل رویت میباشد. کلریت، کوارتز و کلسیت کانیهای ثانویه در توفها میباشند که در اثر تجزیه کانیهای مافیک اولیه ایجاد شدهاند (شکل ۳ پ و ت). جوان *ت*رین واحد آذرین در این محدوده ذخیره را دایکهای مونزودیوریت تا کوارتزدیوریت تشکیل میدهند که واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن را قطع کردهاند. از این رو، به نظر میرسد آنها فازهای تاخیری تودههای نفوذی باشند که در فضاهای کششی جایگزین شدهاند. بر اساس مطالعات سنگشناسی، پلاژیوکلاز در واحد مونزودیوریت ۵۰ تا ۲۰ درصد حجم سنگ را تشکیل میدهد. پس از پلاژیوکلاز، کانیهای فرومنیزین نظیر آمفیبول و پلاژیوکلاز در واحد مونزودیوریت ۵۰ تا ۲۰ درصد حجم سنگ را تشکیل میدهد. پس از پلاژیوکلاز، کانیهای فرومنیزین نظیر آمفیبول و پلاژیوکلاز در احد مونزودیوریت ۵۰ تا ۲۰ درصد حجم سنگ را تشکیل میدهد. پس از پلاژیوکلاز، کانیهای فرومنیزین نظیر آمفیبول و پلاژیوکلاز، ۱۰ تا ۲۵ درصد حجمی سنگ را آمفیبولها تشکیل میدهند که اغلب به کلریت تبدیل شدهاند. پیروکسنها و کانیهای کدر به پلاژیوکلاز، ۱۰ تا ۲۵ درصد حجمی سنگ را آمفیبولها تشکیل میدهند که اغلب به کلریت تبدیل شدهاند. پیروکسنها و کانیهای کدر به میرزودیوریت تستردگی کمزی دارند. در این واحد سنگی پلاژیوکلازها در شت یلور و سالم میباشند. مدار ۲ تا ۲ درصد کوارتز نیز در متن مونزودیوریت تستردگی کمزی دارند. در این واحد سنگی پلاژیوکلازها درشت یلور و سالم میباشند. مقدار ۲ تا ۲ درصد کوارتز نیز در متن

دگرسانی

در ذخیره شهرستانک، دگرسانیهایی نظیر سیلیسی، کربناتی و کلریتی قابل تشخیص است. دگرسانیهای سیلیسی و کربناتی به ترتیب کوارتز و کلسیت میزبان بازالت آندزیتی گسترش بیشتری داشته و همراه با کانیزایی هستند. در دگرسانیهای سیلیسی و کربناتی، به ترتیب کوارتز و کلسیت بیشتر در رگچهها و سیمان برشها همراه با کانیهای سولفیدی حضور دارند. دگرسانی کلریتی، سنگ میزبان بازالت آندزیتی، توفها و دایکها را تحت تأثیر قرار داده است. این دگرسانی محدود به اطراف رگههای کانهدار بوده و رنگ سبز آن به واسطه کلریت و اییدوت است (شکل ۳ پ و ت). دگرسانی سیلیسی شامل تشکیل رگه – رگچههایی از سیلیس به صورت کوارتز بلورین و سیلیس بیشکل میباشد. کلسیت نیز به صورت رگچهای و شکافهپرکن در این دگرسانی دیده میشود (شکل ۳ ح). بر اساس نوع دگرسانیها و روابط قطحشدگی در رگه – رگچهها و برشهای کانهدار، توالی همبرزایی کانیهای فلزی و غیرفلزی در ارتباط با محلول کانهدار در ذخیره شهرستانک در شکل ۴ نمایش داده شده است.

بررسیهای کانهنگاری نشان میدهند که کانیهای فلزی اصلی در این ذخیره شامل پیریت، اسفالریت، گالن و تنانتیت میباشند. همچنین، کانیهایی نظیر هیدروزینکیت، سروزیت، پلانتریت، گوتیت و لیمونیت در اثر فرآیندهای برونزاد تشکیل شدهاند. باریت، کلسیت و کوارتز نیز به عنوان کانیهای باطله حضور دارند. گالن در این ذخیره به طور عمده به صورت بلورهای شکل دار ریز تا درشت دیده میشود. این کانی اغلب از حاشیه به پلانتریت و سروزیت تجزیه شده است (شکل ۵ الف و ب). اسفالریت فراوانترین کانی سولفیدی در ذخیره شهرستانک است که در اثر عملکرد فرآیندهای برونزاد اغلب از مرکز و اطراف به هیدروزنکیت دگرسان شده است. در برخی نقاط، بلورهای گالن در داخل اسفالریت مشاهده می شود که بیانگر تشکیل گالن قبل از اسفالریت است (شکل ۵ پ). پیریت به طور عمده به صورت بلورهای ریز نیمه شکل دار در یک زمینه حضور داشته و گاه در همراهی با گالن و اسفالریت در داخل رگه – رگچه های کانه دار کوارتزی– کربناتی و برش های گرمابی مشاهده می شود (شکل ۵ ت و ث). کانی های سولفوسالت (تنانتیت) به صورت میانبارهایی به اندازه ۱۰ تا ۱۰۰ میکرون در داخل و اطراف بلورهای گالن و اسفالریت مشاهده می شوند (شکل ۵ ج). کانی های سولفوسالت، به ویژه تنانتیت، به دلیل تمرکز نقره در ساختار بلوری خود حائز اهمیت هستند. نقره به صورت می شوند (شکل ۵ ج). کانی های سولفوسالت، به ویژه تنانتیت، به دلیل تمرکز نقره در ساختار بلوری خود حائز اهمیت هستند. نقره به صورت محلول جامد در شبکه بلوری این کانی ها تمرکز می یابد و می تواند منشاء بخشی از عیار نقره در برخی نمونه های این ذخیره باشد. فراوانی پیریت در رگه های سیلیسی– کربناتی و برش های کانه دار، اغلب کمتر از اسفالریت و گالن می باشد. این کانی از اطراف به گوتیت و لیمونیت تجزیه شده است. شدت دگرسانی های برونزاد در برخی موارد به حدی است که تنها بقایایی از پیریت باقی مانده و بافت بازماندی را در کان شایل است گالی است کانی از اطراف به گوتیت و لیمونیت تجزیه شده است. (شکل ۵ ج).

زمینشیمی

همبستگی بین عناصر فلزی کانسنگساز

مقادیر عناصر Pb، Zn و Sb، Cu، Pb، Zn و Ag در رگههای کانهدار و نتایج محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون [۱۷] بین این عناصر به ترتیب در جداول ۱ و ۲ لیست شده است. همبستگی مثبت و قوی بین Pb-Ag (۵۸/۰ = ۲) میتواند دلیلی بر حضور نقره در ساختار کانی گالن باشد [۱۸]. همچنین، همبستگیهای مثبت و قوی بین Ag-Sb (۲۹/۰ = ۲) و Sb-Pb (۱۸/۰ = ۳) با وجود کانیهای سولفوسالت در رگههای کانهدار قابل توجیه است [۱۹]. در کانسنگهای مورد مطالعه، همبستگی مثبت و متوسطی بین Zn-Cd (۲۰/۰ = ۲) وجود دارد. این همبستگی میتواند به دلیل شباهت در ویژگیهای شیمیایی ^{2+۲}T با ²⁺Cd و جایگزینی کادمیم به جای روی در ساختار اسفالریت باشد.

زمینشیمی عناصر کمیاب خاکی

مقادیر لانتانیدها به همراه Y در سنگهای بازالت آندزیتی، کلسیتها، گالنها و اسفالریتهای جدا شده از کانسنگ در جدول ۳ و ۴ لیست شده است. بر اساس یافتههای بدست آمده، مقادیر (La-Lu) REE در بازالتهای آندزیتی و کلسیتهای گرمابی به ترتیب در بازهای از ۴۵/۶۵ الی ۷۲/۹۸ گرم در تن و ۶۱/۰۷ الی ۱۰۲/۹۶ لگرم در تن متغیر است. این در حالی است که تمرکز REE در کانههای اسفالریت و گالن خیلی کمتر از بازالتهای آندزیتی و کلسیتهای گرمابی بوده و به ترتیب در این دو کانه سولفیدی در بازهای از ۱۷/۸۰ الی ۲۹/۷۶ گرم در تن و ۴۸/۱۲ الی ۲۱/۳۰ گرم در تن در نوسان است. در این پژوهش، برای تجزیه و تحلیلهای زمین شیمیایی و بررسی درجه تفریق لانتانیدها مبادرت به ترسیم الگوی توزیع REE، محاسبه _N (LREE/HREE) و مقادیر بیهنجاریهای BE و CP با استفاده از روابط زیر گردید:

$$\begin{split} LREE &= La + Ce + Pr + Nd + Sm + Eu \\ HREE &= Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu \\ (LREE/HREE)_N &= (LREE/HREE)_{Sample}/(LREE/HREE)_{Chondrite} \\ Eu/Eu^* &= 2Eu_N/(Sm_N + Gd_N) \end{split}$$

در این روابط، حرف N به هنجار شده عناصر به کندریت [۲۰] را نشان میدهد. الگوی توزیع REE به هنجارشده به کندریت [۲۰] در کلسیتهای گرمابی (شکل ۶ الف)، گالنها (شکل ۶ب)، اسفالریتها (شکل ۶پ) و بازالتهای آندزیتی (شکل ۶ت) تفریق و غنیشدگی REE نسبت به HREE را نشان میدهند. مهمترین اختلاف در این الگوها، درجه تفریق و مقادیر بیهنجاریهای E و C میباشد. محاسبات انجام شده نشان میدهد که مقدار «(LREE/HREE) در کلسیتهای گرمابی و اسفالریت به ترتیب در بازهای از ۸۵/۳ الی ۸/۳۹ و ۸۹/۸ الی ۵/۹ در تغییر است. این در حالی است مقدار «(LREE/HREE) در کلسیتهای گرمابی و اسفالریت به ترتیب در بازهای از ۸۵/۳ الی ۸/۳۹ و ۸۹/۸ الی ۵/۹ و ۸۹/۱ الی ۲/۸۷ در نوسان است. مقدار «(LREE/HREE) در گالن و بازالتهای آندزیتی پایین تر بوده و به ترتیب در رازهی از ۲۰۹ الی ۱/۱۰ الی ۹/۱۰ و ۱۹/۱ الی ۲/۸۷ در نوسان است. مقدار بیهنجاری LREE/HREE) در گالن و بازالتهای آندزیتی پایین تر بوده و به ترتیب در رازمی از ۹۹/۰ الی ۱/۱۰ را ۱۹/۱۰ الی ۲/۸۷ در نوسان است. مقدار بیهنجاری LREE/HREE) در گالن و بازالتهای آندزیتی پایین تر بوده و به ترتیب در رازم الی ۱/۹۰ الی ۱/۱۰ را ۱۹/۱۰ الی ۲/۸۷ در نوسان است. مقدار بیهنجاری LREe/HREe آندزیتی منفی تا مثبت ضعیف بوده و رزم تغییراتی از ۹۹/۰ الی ۱/۱۰ را ۱۹/۱۰ الی ۲/۱۸ میباشد. مقدار *میهنجاری ای عراز و اسفالریت مثبت بوده و به ترتیب دارای بازه ۱۵/۱ الی ۲/۲۰ الی ۲/۱۰ را ۱۹/۱ الی ۱۹/۲ میباشد. مقدار *CP مایی، گالن و اسفالریت مثبت بوده و به ترتیب دارای بازه ۱۵/۱ الی ۲/۱۰ مار ۲/۱۰ را در باز الی ۱۹/۰ میباشد. مقدار *LREE و ۱۰زالتهای آندزیتی منفی (۹۹/۰ الی ۱۹/۰) و در کلسیتهای گرمایی، گالن و اسفالریت مثبت (به ترتیب ۱۰/۱ الی ۱۸/۲۰ میباشند. مقدار *CP الی ۱۹/۹ الی ۱۹/۰ الی ۱۹/۰) و در کلسیتهای گرمایی، گالن و اسفالریت مثبت (به ترتیب ۱۰/۱ الی ۱۸/۰ الی ۱۸/۱۰ الی ۱۹/۱ الی ۱۹/۹ الی ۱۹/۱۰ و اسفالریت میباین در باز می در در بازالتهای از و مقادیر

بررسیهای انجام شده نشان داده است که الگوی توزیع REE در کلسیتهای گرمایی و کانیهای سولفیدی میتواند اطلاعات با ارزشی از منشاه و شرایط فیزیکوشیمیایی سیالات گرمایی را فراهم آورد [۶، ۶۸] افزون بر این، Y و Ho دو عنصری هستند که در اغلب محیطهای زمین شناسی رفتار بسیار مشابه به هم از خود نشان می دهند [۲۱-۳۳]. از ایبرو، نسبت YHO در مقایسه با الگوهای توزیع REE به هنجارشده ردیاب بسیار مناسب تری در تبیین فرآیندهای زمین شناسی محسوب می شوند. این مسئله از آنجا نشات می گیرد که نسبت یاد شده در اغلب فرآیندهای زمین شناسی مناسب تری در تبیین فرآیندهای زمین شناسی محسوب می شوند. این مسئله از آنجا نشات می گیرد که نسبت یاد شده در اغلب فرآیندهای زمین شناسی محسوب می شوند. این مسئله از آنجا نشات می گیرد که نسبت یاد شده در اغلب فرآیندهای را زمین شناسی محسوب هی شوند. این مسئله از آنجا نشات می گیرد که نسبت یاد شده در اغلب فرآیندهای کانی شناسی ثابت می ماند. اگرچه، الگوی توزیع REE به هنجارشده به کندریت، شباهت مشخصی را چن سنگهای میزبان بازالت آندزیتی با کانیهای کلسیت، گالن و اسفالریت کانسنگها نشان نمی دهد، با این حال مقادیر نزدیک به هم نسبت الال و اسفالریت کانسنگها نشان نمی دهد، با این حال مقادیر نزدیک به هم نسبت ۲/۱۸ در سنگهای میزبان بازالت آندزیتی با انزالت را (۵۵/۲ الی ۲۰/۱۰) و اسفالریت (۲/۱۸ لی ۲/۱۸) به وضوج نشان می دهند که تشکیل و توسعه رگهمای کربناتی – سولفیدی در ذخیره شهرستانک میتواند در ار تباط با شستشوی فلزات از سنگهای بازالت آندزیتی میزبان باشد. یو و پوی نشان می دهند که تشکیل رو توسعه رگههای کربناتی – سولفیدی در ذخیره شهرستانک میتواند در ار تباط با شستشوی فلزات از سنگهای بازالت آندزیتی میزبان باشد. یو وروی بازی باشد. این بازلات گرمایی توضو از گروه عناصر کمی شهرستانک میتواند در ار تباط با شستشوی فلزان از سنگی یا در توکو و ¹/۱۰ ای ۲۸</sup> می نواند و ار بازی با سنگهای بازال از سنگهای بیزبان باشد. در سیالات گرمایی توسع مرکند، تراک می میود (۷، ۹). ای کربان های مردند، خوا می برزان می مین می بان بازی می می می باز ت می و توسعه رگرمای کرباتی میشور (۷، ۲۰ ای ای ۲۸ مای می می در و تایم بازی تر مین تری می میزبان باشد. می میزبان باشد می می مین بازی تول می میزبان باشد. می میزبان باشد می مین می می مازی می می می و در بینی تر درده می می و مای میزو می مرد م این پژوهش، کلسیتهای گرمابی با رخداد بیهنجاری مثبت Eu در رگههای کانهدار ذخیره شهرستانک نشان میدهند که کانهزایی روی – سرب به احتمال فراوان در دمای بالاتر از ۲۵۰ درجه سانتی گراد صورت گرفته است [۲، ۹]. رخداد بیهنجاریهای مثبت Eu و Ce در کانیهای سولفیدی (گالن و اسفالریت) میتواند در ارتباط با ماهیت احیایی محلولهای گرمابی باشد [۲، ۲۵].

زمینشیمی ایزوتوپهای پایدار

زمینشیمی ایزوتوپ گوگرد

مطالعات زمینشیمی ایزوتوپهای پایدار اطلاعات مفیدی از نقش پارامترهای مختلف فیزیکوشیمیایی در نهشت کانسنگها و تشکیل و توسعه کانسارها را فراهم می کنند [۲۶-۳۰]. بررسیهای انجام شده در این پژوهش نشان می دهد که در ذخیره شهرستانک مقادیر ³⁴5 در کانه اسفالریت از ۲- تا ۲/۰+۰% و در کانه گالن در باژهای از ۳- تا ۱+۰% و در تغییر است (جدول ۵). بر اساس تحقیقات انجام شده، گوگرد در محلولهای کانسنگساز در ذخایر اپی ترمال دارای منشاء ماگمایی بوده و مقدار ³⁴58 در آنها در حدود صفر پرمیل می باشد. تلفیق نتایج به دست آمده از بررسی دو کانه گالن و اسفالریت نشان می دهد که نمونههای انتخابی از سولفیدها در ذخیره روی – سرب شهرستانک دارای مقادیر ³⁴58 در دامنهای از ۳- تا ۱+۰% هستند (شکل ۷، جدول ۵). این مقادیر به منبع ماگمایی گوگرد دلالت دارند [۳۱]. این پژوهش آشکار می *کند که* مقادیر ³⁴58 در ذخیره روی – سرب شهرستانک شباهت زیادی به برخی از کانسارهای اپی ترمال سولفیداسیون حدواسط شناخته شده در دنیا نظیر کانسار فلزات پایه – طلای شاهینلی/تسبیح درمسی در غرب ترکیه [۳۲]، کانسارهای اپی ترمال سولفیداسیون حدواسط شناخته شده در دنیا نظیر کانسار فلزات پایه – طلای شاهینلی/تسبیح درمسی در غرب ترکیه [۳۳]، کانسار فلزات پایه – گرانبهای گوآنجوآتو در مکزیک [۳۳]، کانسار فلزات پایه – نقره ژیجیادی در چین [۳۴] و کانسارهای فلزات پایه و گرانبهای شاه علی بیگلو [۵۵] و قییجاق [۱۸] در ایران دارد.

زمینشیمی ایزوتوپهای کربن- اکسیژن

در این پژوهش، از مقادیر ایزوتوپهای کربن و اکسیژن در کانی کلسیت رگههای کربناته تاخیری به منظور اثبات نقش یا عدم نقش سیالات جوی در مراحل پایانی کانهزایی در ذخیره روی- سرب شهرستانک استفاده گردید. مقادیر ایزوتوپهای ³¹گو ³¹گو ³¹گ اندازه گیری شده در کانی کلسیت در جدول ۵ ارائه شده است. بر اساس تحقیقات انجام شده، مقادیر ³¹گ برای تعیین خاستگاه سیال از محیطهای مختلف، در سنگهای آذرین و ماگمایی در بازهای از ۳۰- تا ۳-% متغیر است. مقدار ³¹گ در پوسته قارهای ۲-% و در گوشته ۵-% گزارش شده است [۳۶]. مقدار ³¹گ در جو زمین بین ۱۱- تا ۲-% و در مواد آلی بین ۳۰- تا ۱۰-% در تغییر میباشد [۳۷]. مقدار ³¹گ سیالات جوی که با سنگهای کربناتی مسیر واکنش دادهاند، در بازهای از ۸۰ الی ⁴+% گزارش شده است [۳۸]. این پژوهش نشان میدهد که مقدار ³¹گ در نمونههای کربناتی مسیر معای مید از ذخیره روی- سرب شهرستانک دارای بازه تغییراتی از ۱۰/۱۰ – تا ۲۰

بر اساس مطالعات انجام شده، مقدار δ^{18} در آبهای جوی بین ۴۰- تا ۵/۷-% و در سیال ماگمایی بین ۵/۷ تا ۱۰% در نوسان است [۳۶]. نتایج به دست آمده در این پژوهش نشان میدهد در مراحل پایانی کانهزایی در شهرستانک، سیال گرمابی در تعادل با کلسیتهای مورد بررسی دارای مقادیر δ^{18} در بازهای از ۱۳/۱- الی ۱۱/۲-% میباشد. ترسیم مقادیر δ^{13} و δ^{18} کلسیتهای مورد مطالعه در نمودار دو متغیره δ¹³Cv-pDB در برابر δ¹⁸Osmow آ δ [۳۶] نشان از تاثیر سیالات جوی و اختلاط آن با آبهای ماگمایی در تشکیل و توسعه ذخیره روی- سرب شهرستانک دارد (شکل ۸).

مکانیسم تشکیل و تیپ کانهزایی

بر اساس نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی، مطالعات سنگشناسی و کانهنگاری، روابط پاراژنتیک کانیها و کانهها، مراحل تکوین و تکامل کانهزایی روی- سرب در ذخیره شهرستانک را میتوان به صورت زیر خلاصه نمود:

در ابتدا توالیهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن در منطقه تشکیل شده است. سپس، مجموعه سنگهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن منطقه تحت تاثیر نیروهای فشارشی چین خورده و شکستگیهایی در آنها ایجاد شده است. در ادامه این مرحله، نفوذ گرانیتوئیدهای میوسن به درون توالیهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن رخ داده است. نفوذ تودههای یاد شده به عنوان منبع گرمایی عمل کرده و باعث ایجاد جریانهای چرخهای آبهای جوی در منطقه شدهاند. سیالات گرمابی همزمان با دگرسانی سنگهای منطقه، سبب شسته شدن روی- سرب از سنگهای مسیر (توالی ائوسن) و تمرکز مجدد آنها در درون شکستگیهای ناشی از فعالیت گسلهای نرمال در منطقه شهرستانک، به صورت رگههای کانهدار شدهاند. احتمال اینکه بخشی از ماده معدنی و سیالات گرمابی از تودههای گرانیتوئیدی میوسن منشاء گرفته باشد، نیز دور از انتظار نیست.

ذخیره روی- سرب شهرستانک بر اساس تقسیمیندیهای موجود [۳۹–۴۲] شباهت زیادی به کانسارهای اپی ترمال دارد. کانهزایی اپی ترمال بر اساس محتوی گوگرد مجموعههای سولفیدی، دگرسانیهای اصلی و مجموعه کانیهای باطله به سه گروه سولفیداسیون بالا، سولفیداسیون حدواسط و سولفیداسیون پائین ردهبندی شده است [۲۰، ۲۴–۲۴]. کانسارهای سولفیداسیون بالا به واسطه محتوی بالای سولفیدی (۱۰ الی ۹۰ درصد حجمی) شامل پیریت – انارژیت – لوزونیت – فامانتیت و گوولیت به عنوان کانیهای فلزی اصلی و مجموعه کانیهای باطله کوار تز سولفات (باریت) و عدم حضور کربنات مشخص می شوند. کانیهای دکرسانی شاخص در این کانسارها شامل آلونیت – کوارتز حفرهدار و کاتولینیت می باشند. کانسارهای سولفیداسیون پائین در ارتباط با ماگمای ساب آلکالن می باشند. ویژگیهای شاخص آنها، محتوی پایین سولفیدی (به طور عمده کمتر از ۲ درصد حجمی) است. این کانسارها حاوی پیریت – آرسنوپیریت ± پیروتیت ± اسفالریت ± گالن ± کالکوپیریت ± تتراهدریت – تنانتیت به عنوان کانیهای فلزی اصلی می باشند که با کانیهای باطله نظیر کلسدونی-کوارتز ± کربنات ± فلوئوریت همراهی می شوند. کانیهای دگرسانی کلیدی در این دسته عبارتند از: ایلیت/اسمکتیت – آدولاریا. کانسارهای سولفیداسیون حدواسط (۵ الی ۲۰ درصد حجمی) مشخص می شوند. در این دسته، پیریت – آرمنوپیریت ± پیروتیت ± اسفالریت ± گالن ± کالکوپیریت ± تتراهدریت – دگرسانی کلیدی در این دسته عبارتند از: ایلیت/اسمکتیت – آدولاریا. کانسارهای سولفیداسیون حدواسط با محتوی سولفیدی حدواسط (۵ الی ۲۰ درصد حجمی) مشخص می شوند. در این دسته، پیریت – اسفالریت – گالن – کالکوپیریت – تتراهدریت – تنانتیت کانیهای فلزی اصلی و

ذخیره روی- سرب شهرستانک به واسطه فقدان آدولاریا و کلسیتهای تیغهای و شبکهای ازکانسارهای اپیترمال سولفیداسیون پایین متمایز است. از طرفی، عدم شناسایی طلای طبیعی و الکتروم، آلونیت، کوارتز حفرهای به همراه عدم حضور کانیهای شاخص دگرسانی آرژیلیک پیشرفته نظیر انارژیت و لوزونیت این ذخیره را از کانسارهای اپیترمال سولفیداسیون بالا تمایز میکند. به طورکلی، با توجه به موارد زیر ذخیره روی -سرب شهرستانک را میتوان در رده سیستمهای اپیترمال سولفیداسیون حدواسط دستهبندی نمود:

۱- این ذخیره با توجه به شکل هندسی رگهای به کانسارهای اپیترمال سولفیداسیون حدواسط شباهت دارد [۳۹، ۴۰].

۲- مجموعه کانیهای سولفیدی و سولفوسالتی (شامل اسفالریت، گالن، پیریت و تنانتیت) با تیپ اپیترمال سولفیداسیون حدواسط سازگار بوده

و عدم وجود آرسنوپیریت و پیروتیت (شاخص سیستمهای اپیترمال سولفیداسیون بالا) نیز تأییدی بر این موضوع است [۳۹-۴۲]. ۳- دگرسانیهای کلریتی و کربناتی در سنگهای میزبان و دیواره بیانگر تعلق این کانسار به سیستمهای اپیترمال سولفیداسیون حدواسط است. ۴- مقادیر $\delta^{34} S$ در کانههای سولفیدی شباهت زیادی به کانسارهای اپی ترمال سولفیداسیون حدواسط شناخته شده در دنیا [۳۲–۳۴] و به ویژه $\delta^{34} S$ در ایران [۱۸، ۳۵] دارد.

۵- محرز شدن تاثیر سیالات جوی در تشکیل و توسعه ذخیره بر اساس مطالعات ایزوتوپی و شستشوی فلزات از سنگهای میزبان بازالت آندزیتی بر اساس زمینشیمی REE،

۶- طبیعت احیایی سیالات کانسنگساز ذخیره بر اساس رخداد بی هنجاری های مثبت قوی Eu و Ce در گالن و اسفالریت.

برداشت

مهمترین نتایج به دست آمده از بررسی کانهزایی، زمینشیمی ایزوتوپهای پایدار (O، S و C) و توزیع REE در سنگهای بازالت آندزیتی و تک کانیهای کلسیت، گالن و اسفالریت کانسنگهای ذخیره روی - سرب شهرستانک، جنوب شرق قم عبارتند از:

۱- رخداد تیپ رگهای و برشی ذخیره روی - سرب شهرستانک، در ارتباط نفوذ تودههای آذرین مونزودیوریتی تا کوارتزدیوریتی میوسن به درون توالیهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن (به طور عمده بازالت آندزیتی) میباشد.

۲- دگرسانیهای همراه این ذخیره شامل کربناتی، سیلیسی و کلریتی است. اسفالریت، گالن، پیریت، تنانثیت، سروزیت، پلانتریت، هیدروزینکیت هماتیت و لیمونیت به همراه کانیهای باطله نظیر کلسیت، باریت و کوارتز کانسنگهای این ذخیره را تشکیل میدهند.

۳- ضرایب همبستگی بین عناصر نشان از حضور نقره در ساختار گالن و Cd در ساختار کانی اسفالریت دارند. همبستگیهای مثبت بین Sb با Ag و Pb با حضور کانیهای سولفوسالت در کانسنگها در ارتباط هستند.

۴- نسبت زمینشیمیایی Y/Ho نزدیک به هم بین سنگهای بازالت آندزیتی و تک کانیهای کلسیت، گالن و اسفالریت کانسنگها نشان میدهد که شستشوی فلزات از سنگهای میزبان بازالت آندزیتی نقش مهمی در تامین روی و سرب این ذخیره داشته است.

۵- رخداد بی هنجاری مثبت Eu و Ce در گالن و اسفالریت طبیعت احیایی سیالات کانسنگساز را نشان میدهد. رخداد بی هنجاری مثبت Eu در کلسیت دلالت بر دمای بیشتر از ۲۵۰ درجه سانتی سیالات کانسنگساز دارد. ۶- تلفیق نتایج به دست آمده از مطالعات ایزوتوپهای پایدار نشان میدهند که گوگرد سیالات کانسنگساز دارای خاستگاه ماگمایی بوده و اختلاط آبهای ماگمایی با آبهای جوی نقش مهمی در تکامل و توسعه کانسنگهای این ذخیره داشته ایفا نموده است. ۷- ویژگیهای زمینشناسی، کانهزائی، ترکیب کانیشناسی، بافت کانسنگ، مجموعه دگرسانی، نتایج حاصل از مطالعه زمینشیمی REE و ایزوتوپهای پایدار گوگرد و کربن - اکسیژن نشان میدهند که ذخیره روی - سرب شهرستانک میتواند در دسته کانسارهای اپیترمال

سولفيداسيون حدواسط ردهبندى شود

تشكر و قدردانی

این پژوهش از حمایتهای مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده است، لذا نگارندگان بدینوسیله نهایت سپاس و قدردانی خود را کلیه مسئولین مربوطه اعلام میدارند. نگارندگان، همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری مینمایند.

مراجع

- [1] Peucker E. B., Schnier C., "Investigation of rare earth elements in quartz from the Bavarian Pfahl Germany, by means of instrumental neutron activation analysis", Nuclear Geophysics (1992) 249–260.
- [2] Douville E., Bienvenu P., Charlou J. I., "*Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems*", Geochimica et Cosmochimica Acta 63 (1999) 627–643.
- [3] Xie Q. Q., Xu X. C., Li X. X., Chen T. H., Lu S. M., "Rare earth element geochemistry of Laowan gold deposit in Henan province: Trace to source of ore-forming materials", Journal of Rare Earths 24 (2006) 115–120.
- [4] Cao Y., Li S., Yao M., Zhang H., "Significance of quartz REE geochemistry, Shihu gold deposit, western Hebei Province, North China, using LA-ICP-MS", Frontiers Earth Science China (2010) 337–344.
- [5] Sarangi S., Srinivasan R., Balaram V., "REE geochemistry of auriferous quartz carbonate veins of Neoarchean Ajjanahalli gold deposit, Chitradurga schist belt, Dharwar Craton, India", Geoscience Frontiers 4 (2013) 231– 239.
- [6] Cai Y., Zhang Q., Zhang Y., Wang D., Li K., "Sm–Nd dating and rare earth element geochemistry of the hydrothermal calcites from Guling carbonate-hosted talc mineralization in the central Guangxi province, South China", Chinese Journal of Geochemistry 34 (2015) 156–66.

- [7] Sverjensky D. A., "Europium redox equilibria in aqueous solution", Earth and Planetary Science Letters 67 (1984)
 70–78.
- [8] Michard A., "Rare earth element systematics in hydrothermal fluids", Geochimica et Cosmochimica Acta 53 (1989) 745–750.
- [9] Bau M., Möller P., "Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite", Contributions to Mineralogy and Petrology 45 (1992) 231–246.
- [10] Gammons C. H., Wood S. A., Williams-Jones A. E., "The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: VI. Stability of neodymium chloride complexes from 25 to 300 °C", Geochimica et Cosmochimica Acta 60 (1996) 4615–4630.
- [11] Cherniak D. J., "REE diffusion in calcite", Earth and Planetary Science Letters 160 (1998) 273–287.
- [12] Heynke U., Leeder O., Schulz H., "On distinguishing quartz of hydrothermal or metamorphogenic origin in different monomineralicveins in the eastern part of Germany", Contributions to Mineralogy and Petrology 46 (1992) 315–329.
- [13] Ghadari M., Yasemi N., Mousavi Motlagh H. A., "Epithermal Deposits of Iran", (2023) 1-860.
- [14] Ghalamghash J., Babakhani M., "Geological map of Kahak (scale 1: 100000)", Geological survey of Iran (1998).
- [15] Sohrabi Q., "Detailed exploration studies of zinc-lead mining in Shahrestanak, southeast Qom", Kavosh Gostar Arasbaran Company (2021).
- [16] Aghanabati A., 'Major sedimentary and structural units of Iran (map)', Journal of Geosciences 7 (1998) 29-30.
- [17] Rollinson H., "Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation", Longman Scientific and Technical, Essex, UK (1993) 352p.
- [18] Sohbatloo M., Kouhestani H., Mokhtari M. A., "Intermediate-sulfidation epithermal base and precious metal mineralization in the Qebchaq deposit (NW Qarachaman, East Azerbaijan): Geology, mineralization, and geochemical evidence", Journal of Economic Geology 15 (2023) 53–85.
- [19] Heidari S. M., Safavi S., "Geology and mineralization of the NE Narbaghi epithermal Cu (Au–Ag) deposit (Saveh)", Advanced Applied Geology (2023) 1–25.
- [20] Taylor S. R., McLennan S.M., "The continental crust: Its composition and evolution", Blackwell, Oxford (1985) 312p.
- [21] Bau M., Dulski P., "Comparative study of yttrium and rare earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids", Contributions to Mineralogy and Petrology 119 (1995) 213–223.

- [22] Uysal I. T., Zhao J. X., Golding S. D., "Sm–Nd dating and rare earth element tracing of calcite: Implications for fluid-flow events in the Bowen Basin, Australia", Chemical Geology 238 (2007) 63–71.
- [23] Uysal I. T, Gasparon M., Bolhar R., "*Trace element composition of near-surface silica deposits-a powerful tool for detecting hydrothermal mineral and energy resources*", Chemical Geology 280 (2009) 154–169.
- [24] Elderfield H., Sholkoviz E. R., "*Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments*", Earth and Planetary Science Letters 82 (1987) 280–288.
- [25] Bau M., "Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium", Chemical Geology 93 (1991) 219–230.
- [26] Ohmoto H., Ray R. O., "Isotope of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (Editor), Geochemistry of hydrothermal of ore deposits", Wily Interscience, New York (1979) 509–567.
- [27] Shanks W.C., "Stable Isotope Geochemistry of Mineral Deposits", In: Treatise on Geochemistry, 2nd ed., Elsevier Ltd (2013).
- [28] Li G. Q., Gu X. X., Cheng W. B., Zhang Y. M., Zhang Y., Dai H. Z., Lv P.R., Zhang X. G., Xia B. B., "The analysis of metallogenic material sources of the Zhaxikang antimony (sulfur salts) polymetallic deposits in southern Tibet: Concurrent discussion on the differences of the ore sources of major mineral deposits in north Himalayan metallogenic belt", Earth Science Frontiers 21 (2014) 90–104.
- [29] Jiang H., Han J., Chen H., Zheng Y., Zhang W., Lu W., Deng G., Tan Z., "Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope characteristics of the Shaquanzi Fe–Cu deposit, Eastern Tianshan: Implications for deposit type and metallogenesis", Ore Geology Reviews 100 (2018) 385–400.
- [30] Li S. N., Ni P., Bao T., Li C. Z., Xiang H. L., Wang G. G., Huang B., Chi Z., Dai B. Z., Ding J. Y., "Geology, fluid inclusion, and stable isotope systematics of the Dongyang epithermal gold deposit, Fujian Province, southeast China: Implications for ore genesis and mineral exploration", Journal of Geochemical Exploration 195 (2018) 16–30.
- [31] Chaussidon M., Albarède F., Sheppard S. M., *"Sulphur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphide inclusions"*, Earth and Planetary Science Letters (1989) 144–156.
- [32] Yilmaz H., Oyman T., Sonmez F. N., Arehart G. B., Billor Z., "Intermediate sulfidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Sahinli/Tespih Dere (Lapseki/Western Turkey)", Ore Geology Reviews 37 (2010) 236–258.
- [33] Mango H., Arehart G., Oreskes N., Zantop H., "Origin of epithermal Ag–Au–Cu–Pb–Zn mineralization in Guanajuato, Mexico", Mineralium Deposita 49 (2014) 119–143.
- [34] Liu T., Xiong S. F., Jiang S. Y., Li H. L., Chen Q. Z., Jiang H., "Genesis of the Zhijiadi Ag-Pb-Zn deposit, central North China Craton: Constraints from fluid inclusions and stable isotope data", Geofluids 1 (2017) 1–16.

- [35] Mikaeili K., Hosseinzadeh M.R., Moayyed M., Maghfouri S., "The Shah-Ali-Beiglou Zn-Pb-Cu (-Ag) deposit, Iran: an example of intermediate sulfidation epithermal type mineralization", Minerals 8 (2018) 148.
- [36] Hoefs J., "Stable Isotope Geochemistry 7th edition", Springer, Heidelberg (2015) 1–285.
- [37] Clark I. D., Fritz P., "Environmental isotopes in hydrogeology", CRC press (2013) 249p.
- [38] Kakegawa T., Nanri H., "Sulfur and carbon isotope analyses of 2.7 Ga stromatolites, cherts and sandstones in the Jeerinah Formation, Western Australia", Precambrian Research (2006) 115–24.
- [39] Einaudi M. T., Hedenquist J. W., Inan E., "Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments", In: Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: Rulers and witnesses of processes within the Earth, Special Publications of the Society of Economic Geologists (2003) 285–313.
- [40] Hedenquist J. W., Arribas R. A., Gonzalez–Urien E., "Exploration for epithermal gold deposits", Reviews in Economic Geology 13 (2000) 245–277.
- [41] Gemmell J. B., "Low and intermediate-sulfidation epithermal deposits; ARC-AMIRAP: Canberra, Australia", 24 Ct Gold Workshop, University of Tasmania (2004) 57–63.
- [42] Sollitoe R., Hedenquist J., "Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions", In: Society of Economic Geologists: Special Publication (2003) 315–343.
- [43] Simmons S. F., White N. C., John D. A., "Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits", Economic Geology 29 (2005) 485–522.

شماره نمونه	Zn	Pb	Cu	Cd	Sb	Ag
SH-1	44.9	١١٢٩	١٢١	18/1	٧	٠/٩
SH-2	۳٩۶٨/۲	298	148	١۶/٢	۶/۲	• /Y
SH-3	۲۹۳۷/۵	2624/0	۱۴۸/۵	۴۳/۹۵	22	۱۵/۷
SH-4	23447	227/22	171/4	٨/٣۵	٩/۶٢	• /۶
SH-5	۵۲۸۶/۱	Y 1 1 Y/A	226/8	۲ • /۲	18/0	۲/۳
SH-6	١٢•٧۵/۵	٨١٩۴/٧	**	٣۶/١٣	١٣	4/13
SH-7	18678	۴۵۳۸/۵	114	۱۱/۳	14	V/A
SH-8	1961/V	214/11	<i>۲۶</i> /۲۲	۱۵/۳	٨/۵	۴/۲
SH-9	8911	۳۴۸۴	**	Υ۲/٨	٩	٠/۴
SH-10	۲۳۹۸۱	377752	١٨۴	٩٨	۱.	11
SH-11	۵۰۰۰۰	۳۵۱۳	1.8	۶۵	۱.	٣
SH-12	۵۰۰۰۰	22210	188	۵۵	49	۲۳
SH-13	10119	1014/1	١٣٩/٧	۴۷/۱	۱۰/۲	١/٨٣
SH-14	24218/0	21212	۱ • ۱/۵	47/1	46/0	۳٩/١
SH-15	46811	1847	18.	۶۰/٨	۱۵	۲/۶

جدول ۱ مقادیر عناصر فلزی <mark>(بر حسب گرم در تن)</mark> در کانسنگهای ذخیره روی – سرب شهرستان

SH-16	41424	۴۷۸۳/۳	۱۸۵	<i>۶۶</i>	17	۲/۹
SH-17	T •99Y	TOYT/V	1 • ۲/۴۳	3°F/VX	٩	٣/١۴
SH-18	۹۸۵۵/۳	TL9/V	180	۲٩/٣	۱۱/۳	•/۵
SH-19	۵۰۰۰۰	49802	515	۵۵	٩۶	Υλ/۵

	Ag	Sb	Cd	Cu	Pb	Zn	
Ag	۱/۰۰				1		
Sb	٠/٩٧	۱/۰۰					
Cd	٠/٢٠	٠/١٩	۱/۰۰				
Cu	٠/٣۴	•/۴۲	•/٣٣	۱/۰۰			
Pb	٠/٨۵	• /A •	•/ ۵ •	•/۴•	۱/۰۰		
Zn	•/۵•	• /۵V	•/87	•/٣۵	•/۴A	۱/۰۰	

جدول ۳ مقادیر REE و Y (بر حسب گرم در تن) به همراه برخی پارامترهای زمینشیمیایی محاسبه شده در سنگهای بازالت آندزیتی ذخیره روی- سرب شهرستانک.

					Andes	si-basalt					
	Detection limit	V-01	V-02	V-03	V-04	V-05	V-06	V-07	V-08	V-09	V-10
La	•/۵	۱۱/۹	۱۰/۶	۶/۹	8/8	Y/A	٧/٣	۶/۹	۶/٨	۶/۱	۵/۶
Ce	•/۵	26/2	24/2	18/8	۱۵/۹	۱۷/۹	۱۶/۸	18/3	۱۵/۸	١٣/٨	۱۳/۹
Pr	۰/۰۵	۳/۴۵	٣/٢١	۲/۲۹	۲/۳۲	۲/۴۶	۲/۳۳	۲/۳۴	۲/۲۲	۱/۹۵	١/٩٨
Nd	۰/۵	14/9	۱۴/۵	۱۱/۳	۱۱/۲	11/8	۱۱/۳	۱۱/۳	۱۰/۷	۹/۸	۳/ ۰ ۱
Sm	• / • ٣	۳/۴۷	۳/۴۳	٣/٢٣	۳/۰۸	۲/۸۲	۲/٩۶	۲/۹۵	۲/۶۸	۲/۵۴	۲/۶۴
Eu	•/• 1	١/•٩	١/•٧	1/18	۱/۱۵	٠/٩٩	١/•٧	۲/۰۴	٠/٩۵	• /٨٨	١/•٨
Gd	۰/۰۵	۳/۰۵	۳/۰۵	٣/۴۵	۳/۵۴	۳/۰۶	٣/٢٩	٣/٢۵	۲/۹۳	۲/۷۹	٣/۴١
Tb	•/• 1	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۶۱	۰/۶۱	۰/۵۲	۰/۵۵	۰/۵۳	٠/۴٧	۰/۴۵	۰/۵۶
Dy	۰/۰۲	٣/٢٢	٣/١٩	۳/۷۱	٣/۶٨	۲/۸۵	٣/٢٨	٣/۴۴	۲/۸۵	۲/۸۶	٣/۴۴
Но	• / • ٢	۰/۶۲	•/88	• /Y)	٠/٧٢	۰/۵۸	• 88	•/۶Y	۰/۶۱	۰ <i>\</i> ۶۱	۰/۶۵
Er	• / • ۵	١/٩٢	١/٩١	۲/۲۲	۲/۱۲	١/٧٩	١/٩۵	١/٩٣	۱/۷۵	1/Y1	۲/•۶
Tm	• / • ١	٠/٢٩	٠/٣٢	۰ /۳۱	۰ /۳۲	۰/۲۸	٠/٢٩	۰/۳۱	۰/۲۶	•/۲۴	•/۲٩
Yb	• / • ١	۲/۰۸	۲/۲۱	١/٣٢	1/34	1/88	۱/۵۱	١/۵٩	1/88	١/٦٧	١/١٩
Lu	• / • ١	۰/۳۳	٠/٣٢	٠/٢٩	۰/۲۸	٠/٢٧	۰/۲۸	• /YY	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۸
Y	•/•)	۱/۵۸	1/80	۱/۹۸	١/٨٩	1/88	1/14	١/٨٢	۱/۶۳	۱/۶۳	1/11
Y/Ho	-	۲/۵۵	۲/۶۶	۲/۷۹	۲/۶۳	۲/۷۹	۲/۷۹	۲/۷۲	۲/۶۷	۲/۶۷	۲/۶۳
REE (La-Lu)	-	۷۲/۹۸	۶۹/۱۱	54/15	۵۲/۸۶	۵۴/۵۸	۵۳/۵۷	۵۲/۸۲	49/94	40/80	۴۷/۳۸
LREE (La-Eu)	-	۶۱/۰۱	۵۷/۰۱	41/0.	4.120	۴۳/۵۲	41/18	۴۰/۸۳	۳٩/۱۵	۳۵/۰۷	۳۵/۵۰

HREE (Gd-Lu)	-	۱۱/۹۲	17/1.	17/88	17/81	11/•1	11/41	11/99	١٠/٧٩	۱۰/۵۸	۱۱/۸۸
(LREE/HREE) _N	-	۲/۸۷	۲/۶۵	۱/۸۵	۱/۸۰	۲/۲۳	١/٩٩	١/٩٢	۲/۰۴	۱/٨۶	١/۶٨
Eu/Eu*	-	۱/۰۰	٠/٩٩	١/•٧	۱/•۶	۱/• ۲	۱/۰۴	۱/۰۲	۳ ۱/۰	۱/• ۱	۱/۱۰
Ce/Ce*	-	٠/٩۵	٠/٩٧	٠/٩٨	٠/٩۵	٠/٩۵	٠/٩۵	۰/۹۵	٠/٩۵	٠/٩٣	٠/٩٨

جدول ۴ مقادیر REE و Y (بر حسب گرم در تن) به همراه برخی پارامترهای زمین شیمیایی محاسبه شده در نمونههای کلسیت، گالن و اسفالریت کانسنگهای ذخیره روی- سرب شهرستانک.

			Ca	lcite				Gal	lena			Spl	halerite	
	C-01	C-02	C-03	C-04	C-05	Gn-01	Gn-02	Gn-03	Gn-04	Gn-05	Gn-06	Sp-01	Sp-02	Sp-03
La	۱۵/۲	۱۵/۶	۱۰/۳	14/8	11/2	۱/۸	۲/۱	۲/۶	۲/۳	۲/۷	٣/٣	۲/۱	٣/٩	۴/۳
Ce	48/4	47/V	۲٩/۶	۴۲/۳	۳۳/۲	۶/۹	٧/٣	A/A	٩/١	९/९	11/1	1.18	14/8	18/8
Pr	۴/۰۸	۴/۳۸	۲/۴۲	4/47	۲/۳۲	۰/۶۱	۰/۶۸	۰/٨١	۰/٨٩	۰/۹۵	1/17	۱/۰۸	1/88	۱/۸۵
Nd	1 Y/Y	۱۹/۵	۱۰/۳	۱٩/۶	٩/٢٢	١/٧٨	۱/۸۵	۲/۰ ۱	5/51	۲/۳۵	۲/۴۳	۲/۳۶	3/141	۴/۰۳
Sm	4/47	4/94	۲/۰۲	۵/۰۳	1/84	٠/٣٢	۰/۲۵	• /۳ ۱	۰/۳۶	۰/۴۱	•/40	•/۴1	۰/۵۶	۰/۶۸
Eu	37/41	۲/۷۱	۱/۰۵	۲/۸۱	۱/۱۳	۰/۲۱	۰/۲۵	٠/٣٣	• /٣)	.188	•/۴۲	۰/۲۶	•/47	٠/۴٩
Gd	۴/۸۵	۵/۴۵	۲/۰۶	۵/۵۲	۱/۵۳	٠/٣٣	•/٢٩	۰/۳۳	۰/۳۸	•/45	•/49	۰/۴۱	•168	۰/۶۱
Tb	• /YY	۰/۹۱	۰/۳۳	٠/٩٧	٠/٣٣	•/•۵	•1•8	۰/۰۷	۰/۰۹	·/11	•/1٣	۰/۰۵	٠/٠٩	•/11
Dy	٣/٢۶	٣/٩٣	۱/۴۶	۴/۳۶	۰/۸۲	•/٣۴	•/٣۶	•/۴۵	•/۵۴	• /۵A	•/Y)	•/٢١	•/٣٣	۰/۴۱
Ho	•/۴٨	۰/۶۱	٠/٢٧	•/۶Y	•/14	• / • Y	٠/٠٩	•/11	۰/۱۳	۰/۱۵	•/1٨	۰/۰۵	٠/٠٩	•/11
Er	٠/٩١	١/٢١	• 88	۱/۳۱	۰/۳۸	٠/١٩	•/٣١	۰/۲۵	•/51	۰/۳۳	۰/۴۵	•/11	۰/۲۱	۰/۲۶
Tm	•/\\	۰/۱۴	٠/•٩	•/1Y	./.۶	۰/۰۳	•/•1	•/•۴	۰/۰۵	۰/۰۶	•/•Y	۰/۰۲	• / • ٣	۰/۰۴
Yb	۰/۵۳	• /YY	۰/۴۵	٠/٨۴	۰/۳۳	٠/١٨	•/٣1	۰/۲۶	٠/٣٢	۰/۳۶	•/۴١	•/17	٠/١٩	۰/۲۳
Lu	•/•۶	•/11	•/•۶	•/1٢	•/•۵	• / • ٣	•/•1	• /. ۴	•/• 4	۰/۰۶	·/·Y	۰/۰۲	• / • ٣	۰/۰۴
Y	1/78	۱/۵۹	• /Y)	۱/۸۲	•/۴۱	•/51	۰/۲۳	•/٣١	۰/۳۶	۰/۴۱	۰/۵۲	٠/١٣	•/7۴	٠/٣١
Y/Ho	۲/۶۳	۲/۶۱	۲/۶۳	۲/۷۲	۲/۹۳	٣/٠٠	7/08	۲/۸۲	7/77	۲/۷۳	۲/۸۹	۲/۶۰	۲/۶۷	۲/۸۲
REE (La-Lu)	۱۰۱/۹۸	1.7/98	۶١/٠٧	۱۰۲/۷۲	۶۲/۲۳	17/44	18/84	۱۶/۳۱	14/08	۱۸/۷۴	۲۱/۳۰	۱۷/۸۰	26/08	۲٩/٧۶
LREE (La-Eu)	۹۱/۰۱	٨٩/٨٣	۵۵/۶۹	٨٨/٧۶	SA/Y1	11/88	17/44	۱۴/۷۶	10/14	18/84	۱۸/۸۲	۱۶/۸۱	24/01	۲٧/٩۵
HREE (Gd-Lu)	۱۰/۹۷	17/17	$\Delta/\Upsilon\Lambda$	۱۳/۹۶	۳/۵۲	1/17	1/14	1/۵۵	١/٨٧	۲/۰۷	۲/۴۸	٠/٩٩	۱/۵۳	١/٨١
(LREE/HREE) _N	4/84	۳/۸۵	۵/۸۲	۳/۵۸	۹/۳۸	۵/۸۴	0/84	۵/۳۶	۴/۵۶	۴/۵۳	۴/۲۷	٩/۵۵	۹/۰ ۱	٨/۶٩
Eu/Eu*	۲/۲۴	۱/۵۹	1/08	١/٦٢	۲/۱۵	۲/۲۶	۲/۸۳	۲/۱۸	۲/۵۴	۲/۶۳	۲/۸۰	١/٩٢	۲/۲۷	۲/۲۸
Ce/Ce*	1/87	۱/۲۰	1/۳۵	۱/۲۳	1/49	1/54	1/47	1/47	۱/۴۹	۱/۴۵	۱/۳۵	1/88	۱/۳۶	١/٣٨

جدول ۵ مقادیر ایزوتوپ گوگرد (بر حسب پرمیل) کانیهای سولفیدی (گالن و اسفالریت) و کربن - اکسیژن کلسیت در کانسنگهای ذخیره سرب - روی

شهرستانک.

نمونه	$\delta^{13}C_{PDB}$ ‰	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰	$\delta^{34}S_{CDT}$ ‰
C-01	-17/4	77/8	-
C-02	-1 • / 1	۲۳/۸	-
C-03	-11/۲	۲۵/۴	-
C-04	-1•/۴	77/F	-
C-05	-1٣/1	۲۳/۶	-
Gn-01	-	-	$-\Upsilon/\lambda$
Gn-02	-	-	-1/۲
Gn-03	-	-	-•/ ۶
Gn-04	-	-	1/1
Gn-05	-	-	-٣/٢
S-01	-	-	٠/٩





شکل ۱ نقشه پهنههای زمینساختی ایران [۱۶] و موقعیت ذخیره روی- سرب شهرستانک بر روی آن



[Downloaded from ijcm.ir on 2025-05-24]



شکل ۳ تصاویری از نمونههای دستی و میکروسکوپی واحدهای سنگی ذخیره شهرستانک. الف و ب) نمونه دستی و تصویر میکروسکوپی از بازالت آندزیتی با بافت میکروگرانولار، پ و ت) نمونه دستی و تصویر میکروسکوپی از واحد توفی با دگرسانی کلریتی، ث و ج) نمونه دستی و تصویر میکروسکوپی از دایک مونزودیوریتی، چ) دایک کوارتزدیوریتی و درشت بلورهای پلاژیوکلاز در آن، ح) رگه کوارتز – کلسیت در درون توفهای میزبان کانهزایی. کلیه تصاویر میکروسکوپی در نور انکساری و به صورت xpl تهیه شدهاند. علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: Amp: آمفیبول، Pl: پلاژیوکلاز، xpz: کلینوپیروکسن، yz. کوارتز، Chl: کلریت، zp: کوارتز و بop: کانی کدر.

Minera	Processes	Pre- ore stage	Ore stage	Post- ore stage	Supergene stage
Minerals	Sphalerite Galena Pyrite Tennantite Hydrozincite Plantrite Cerussite Goethite Limonite Calcite Quartz Barite				

شکل ۴ توالی پاراژنتیکی کانیها در ذخیره روی- سرب شهرستانک.



شکل ۵ تصاویری از نمونه دستی و میکروسکوپی نمونههای کانهدار ذخیره شهرستانک. الف) کانهزایی گالن و اسفالریت، ب) بلورهای گالن در حال تبدیل به پلانتریت و سروزیت، پ) جانشینی اسفالریت توسط هیدروزنکیت، ت) پیریتهای پراکنده در متن کانسنگ، ث) رگچههای پیریت در کنار گالن و اسفالریت، ج) حضور تنانتیت در سطح کانی گالن، چ) قطعشدگی گالن توسط باریت، ح) پیریت با بافت بازماندی. همه تصاویر میکروسکوپی در نور انعکاسی و به صورت ppl تهیه شدهاند. علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: Gn؛ گالن، sph؛ اسفالریت، Py: پیریت، Tn: تنانتیت، Cal: کلسیت، Ba: باریت، یا Sr



شکل ۷ بازه تغییرات ایزوتوپ گوگرد (گ³⁴S) کانیهای سولفیدی در ذخیره روی - سرب شهرستانک و مقایسه آن با سنگهای مختلف، آب اقیانوسی و سولفات تبخیری [۲۸].



شکل ۸ موقعیت نمونههای کلسیت کانسنگهای مطالعه شده از ذخیره روی- سرب شهرستانک بر روی نمودار دو متغیره مقادیر δ^{18} در برابر δ^{13} [۲۸].

