



ویژگی‌های میان‌بارهای سیال و ایزوتوپ گوگرد در کانسار مس پورفیری ایجو، شمال غرب شهر بابک

ملیحه گلستانی، محمدحسن کریم‌پور*، آزاده ملکزاده شفاوردی و محمدرضا حیدریان شهری

گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

دریافت مقاله: 1395/07/11، پذیرش: 1395/12/10

چکیده

کانسار ایجو در پهنه فلززایی مس پورفیری کرمان، در کمان ماگمایی ارومیه - دختر و 60 کیلومتری شمال غرب شهر بابک قرار گرفته است. کانی‌سازی مس مرتبط با توده‌های اسیدی تا حد واسط میوسن بالایی با ترکیب تونالیت تا کوارتز دیوریت است. دگرسانی گرمابی شامل کوارتز - سرسیت - پیریت و پروپلیتیک است که از این میان، دگرسانی کوارتز - سرسیت - پیریت بیشترین گسترش را داراست. کانی‌سازی به شکل پراکنده، استوک‌ورک و برش هیدروترمالی دیده می‌شود. مشاهدات صحرایی و پتروگرافی انجام شده، نشان می‌دهد که 3 گروه اصلی رگه - رگه‌چه در منطقه وجود دارد که رگه‌چه‌های کوارتز + پیریت از بقیه فراوانتر است و برای بررسی‌های سیال در گیر و ایزوتوپ گوگرد انتخاب شدند. همچنین پتروگرافی سیالات در گیر نشان می‌دهد که در کانسار ایجو هشت گروه سیال در گیر شامل سیالات در گیر تک‌فازی غنی از مایع، سیالات در گیر دو فازی غنی از مایع، سیالات در گیر دو فازی غنی از بخار، سیالات در گیر سه فازی غنی از بخار (بخار - مایع - فلز)، سیالات در گیر سه فازی غنی از مایع (مایع - بخار - فلز)، سیالات در گیر 3 فازی هالیت‌دار (مایع - بخار - هالیت)، سیال در گیر چهار فازی (مایع - بخار - فلز $\pm$ کالکوپیریت) که به صورت ثانویه است و فقط یکی از آن دیده شد و سیالات در گیر چند فازی شامل: (مایع - بخار - هالیت - فلز)، (مایع - بخار - هالیت - فلز $\pm$ کالکوپیریت) و (مایع - بخار - هالیت - فلز $\pm$ کالکوپیریت) وجود دارد که در دو گروه بدون فاز هالیت و حاوی فاز هالیت قرار می‌گیرند. بررسی‌های دماسنجی نشان می‌دهد که محدوده دمای همگن‌شدگی نهایی و شوری برای سیالات در گیر بدون فاز هالیت 380°C تا 140 و 24 Wt.%NaCl تا 0/18 و برای سیالات در گیر حاوی فاز هالیت 480°C تا 230 و 52 Wt.%NaCl تا 30 است که با کانسارهای مس پورفیری ایران مشابهت دارد. بیشترین دمای همگن‌شدگی نهایی مربوط به سیالات سه فازی (L+V+H) است. همچنین فشار و عمق برای سیالات در گیر حاوی فاز هالیت به‌طور میانگین 750bar و 3500m است. سیالات در گیر مایع + بخار + هالیت + فلز + کالکوپیریت با شوری بالای 49/27 تا 51/55 و دمای 420/7 تا 442 درجه سانتی‌گراد مسئول حمل مس و به‌دنبال آن رسوب کالکوپیریت است. محدوده وسیع در بین داده‌های سیالات در گیر می‌تواند به وسیله تغییرات فیزیکوشیمیایی در سیال مانند جوشش، سرد شدن و اختلاط با سیالات سطحی توجیه شود. مقدار $\delta^{34}\text{S}$ کانی پیریت از -0/86 تا +1/27 در هزار (میانگین +0/228 در هزار) در حال نوسان است که مقدار $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ سیال همزاد با کانی پیریت محدوده -0/23 تا -2/36 در هزار (میانگین -1/17 در هزار) بوده که خاستگاه ماگمایی را برای گوگرد نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد، به دلیل عمق زیاد جایگذاری، پایین بودن آب در ماگمای مولد و به تبع آن فقیر بودن سیال کانه‌ساز اولیه از مس و نبود شرایط مناسب (نبود گسل‌های منطقه‌ای و شکستگی‌های فراوان) برای خروج و تثبیت مس در سنگ میزبان، کانسار مس پورفیری ایجو نیمه اقتصادی تا غیراقتصادی باشد.

واژه‌های کلیدی: سیال در گیر، ایزوتوپ گوگرد، مس پورفیری، ایجو، کرمان

مقدمه

اقیانوس پالتوتیس صفحه ایران را از اوراسیا در اواخر پالئوژوئیک-اوایل مزوزوئیک جدا کرد و در تریاس ناپدید شد؛ در حالی که اقیانوس نئوتتیس در پرمین باز شد و در طول اواخر مزوزوئیک-اوایل سنوزوئیک در بین صفحات ایران و عربستان واقع شده بود. این اقیانوس در زمان‌های متغیر برآورد شده از اواخر کرتاسه تا میوسن بسته شد (Stocklin, 1974; Yilmaz, 1993; Sengör and Natal'in, 1996; Stampfli, 2000; McQuarrie et al., 2003; Allen and Armstrong, 2008; Horton et al., 2008; Dargahi et al., 2010; Aghazadeh, 2011; Agard et al., 2011; Aghazadeh et al., 2015). خط‌درز این اقیانوس‌ها در بخش‌های شمالی و جنوب شرقی کشور شناسایی شده است و در نتیجه فرورانش این اقیانوس‌ها چندین کمان ماگمایی در شمال (قفقاز) و جنوب (کمان ماگمایی مزوزوئیک سنندج-سیرجان و کمان ماگمایی سنوزوئیک ارومیه-دختر) ایجاد شد. سنگ‌های ماگمایی مربوط به فرورانش اقیانوس نئوتتیس اغلب در زون سنندج-سیرجان یافت می‌شوند (Aghazadeh et al., 2015; Azizi and Jahangiri, 2008)؛ در حالی که ماگماتیسیم هم‌زمان و بعد از برخورد در سرتاسر کشور به‌ویژه در کمان ماگمایی ارومیه-دختر، کمربند ماگمایی البرز و شرق ایران توسعه یافته‌اند (Aghazadeh et al., 2015; Agard et al., 2011; Verdell et al., 2011; Karimpour et al., 2011). تکامل اقیانوس نئوتتیس در ایران با انواع مختلف کانی‌زایی و کانسارهای فلزی مانند کانسارهای مس پورفیری همراه بوده است. کانسارهای مس پورفیری ایران در 4 کمربند کرمان، ارسباران، بخش میانی ارومیه-دختر (ساوه-یزد) و شرق ایران تمرکز دارند. کانسار ایجو بر روی کمان ماگمایی ارومیه-دختر (شکل A-1) در کمربند مس پورفیری کرمان واقع شده است (Dimitrijevic, 1973). این کمربند ادامه جنوب شرقی کمان ماگمایی ارومیه-دختر و منبع اصلی کانسنگ مس در ایران است. کمربند مس پورفیری کرمان را می‌توان به دو بخش شمال غربی (دهج-ساردوئیه) و جنوب شرقی (جبال بارز) تقسیم کرد که بخش دهج-ساردوئیه میزبان تعداد زیادی کانسارهای مس پورفیری همچون سرچشمه (در یک توده نفوذی

گرانودیوریت-کوارتزموزنویت (Waterman and Hamilton, 1975; Shahabpour, 1982; Hezarkhani, 2006))، میدوک (در یک توده نفوذی کوارتزیدوریت (Hassanzadeh, 1993; Taghipour et al., 2008)) و بسیاری دیگر از توده‌های معدنی اقتصادی و نیمه اقتصادی است (Zarasvandi et al., 2005)؛ در حالی که تعداد کانسارهای پورفیری در بخش جبال بارز محدود است (Aghazadeh et al., 2015). کانسار ایجو در استان کرمان و در 72 کیلومتری شمال غرب شهربابک، در 25 کیلومتری شمال غرب مس میدوک و 17 کیلومتری جنوب غرب کانسار چاه فیروزه و با مختصات عرض جغرافیایی $30^{\circ} 31' 30''$ تا $30^{\circ} 34' 00''$ شمالی و طول جغرافیایی $54^{\circ} 55' 30''$ تا $54^{\circ} 58' 00''$ شرقی قرار گرفته است. در حال حاضر کانسار ایجو با ذخیره 25 میلیون تن و عیار 0/4 درصد مس (Mirnejad et al., 2013) مراحل نهایی اکتشافی و باطله‌برداری را طی کرده است. این کانسار مرتبط با توده‌های نیمه عمیق میوسن بالایی است (Aghazadeh et al., 2015; Richards et al., 2012; Shafiei et al., 2009). بررسی‌های سیالات در گیر در کانسارهای مس پورفیری می‌تواند ابزاری مهم برای شناخت شرایط فیزیکوشیمیایی سیال گرمابی مسؤول دگرسانی و کانی‌زایی باشد (Calagari, 2004). ویژگی‌های فیزیکی و ترکیب سیالات گرمابی که از پتروگرافی و ریزدماسنجی سیالات در گیر به دست می‌آید، شامل دما، فشار (یا عمق)، چگالی و همچنین ترکیب محلول‌های اصلی (شامل سیالات کانسار ساز و همچنین ترکیب سیالاتی که تشکیل دهنده سنگ‌ها و کانی‌ها بوده و یا طی فرآیندهای بعدی از داخل آنها عبور کرده‌اند) است (John, 2010; Roedder, 1984). از طرف دیگر پی‌بردن به ماهیت و تکامل فاز سیال برای توسعه مدل‌های تشکیل کانسار و اکتشاف آنها اساسی است. ایزوتوپ گوگرد نیز در حال حاضر بخش مهمی از بررسی کانسارها را به خود اختصاص می‌دهد. این ایزوتوپ اطلاعاتی را در شش حوضه زیر فراهم می‌کند:

- 1- دمای تشکیل و نهشت کانی‌ها؛
- 2- خاستگاه سیالات گرمابی؛
- 3- خاستگاه گوگرد ترکیبات گوگردار از جمله سولفیدها و به تبع آن خاستگاه فلزات؛
- 4- نسبت مؤثر آب به سنگ طی

کانی‌سازی؛ 5- درجه تعادل موجود در سامانه و 6- واکنش‌های سیال با سنگ دیواره. (Taghipour and Dorani, 2013;) (Hoefs, 2004). هدف از این پژوهش بررسی تکامل زمین‌شناسی سیالات در گیر و تعیین ویژگی‌های سیال گرمابی کانه‌دار در کانسار ایجو با استفاده از بررسی ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال و همچنین شناسایی خاستگاه و ترکیب سیال کانه‌ساز با استفاده از ایزوتوپ گوگرد است.

روش مطالعه

لازمه بررسی سیالات در گیر و نیز ایزوتوپ گوگرد، انتخاب نظام‌مند نمونه‌هایی است که با کانی‌سازی همراه هستند. از آن‌جا که دسته رگه - رگه‌چه‌های کوارتزی با سن متفاوت در سیستم‌های پورفیری به وفور یافت می‌شوند، کانی‌های کوارتز شفاف همزاد با کانی‌سازی برای بررسی سیالات در گیر انتخاب شدند. پس از دسته‌بندی نسل‌های مختلف رگه - رگه‌چه‌ها در کانسار مس پورفیری ایجو، به‌منظور بررسی‌های سیالات در گیر و نیز ایزوتوپ پایدار گوگرد، تعداد 15 نمونه از رگه‌چه‌های حاوی کوارتز + پیریت همزاد موجود در زون دگرسانی کوارتز - سرسیت - پیریت از درون 7 گمانه اکتشافی در عمق‌های مختلف (99 تا 438 متری، جدول 2) انتخاب شد. از کانی کوارتز برای مقاطع دوبر صیقل (15 مقطع) با ضخامت کمتر از 1 میلی‌متر و از کانی پیریت (15 نمونه) برای ایزوتوپ گوگرد استفاده و در نهایت بر روی 144 میان‌بار دما و شوری اندازه‌گیری شد. بررسی میان‌بارهای سیال به‌وسیله دستگاه سردکننده و گرم‌کننده Linkam مدل THMSG 600 که بر روی میکروسکپ پلاریزان Ceti Microscopes, Magtex- P نصب شده در شرکت مطالعات و پژوهش آذین زمین پویا تهران و با استفاده از روش‌های استاندارد (Roedder, 1984) انجام شد. محدوده دمایی این دستگاه بین 196- تا 600+ درجه سانتی‌گراد و دقت دستگاه ± 0.1 درجه سانتی‌گراد است. همسنجی سیستم مطالعات سیالات در گیر نیز با استفاده از مقاطع

استاندارد Synthetic fluid inclusion انجام می‌شود. با استفاده از نرم‌افزار فلینکور¹ بر اساس مقادیر میکروترمیگ مقدار شوری و چگالی (Brown and Lamb, 1989) محاسبه شد. برای آزمایش‌های ایزوتوپ پایدار گوگرد، از کانی پیریت همزاد با نمونه کوارتز دماسنجی‌شده، استفاده شد. جداسازی نمونه‌های تک کانیایی بدون هرگونه آلودگی بعد از خردایش در زیر میکروسکپ باینوکولار و به‌صورت دستی انجام شد. آنالیز ایزوتوپ پایدار در آزمایشگاه دانشکده علوم دانشگاه اوتاوا کانادا² انجام شد. برای تجزیه، هر نمونه وزن‌شده درون کپسول‌های قلع همراه کاتالیست اکسید تنگستن (برای گوگرد آلی و غیرآلی) ریخته شده و درون دستگاه آنالیز تجزیه‌کننده عنصری³ قرار گرفته است. نمونه‌ها در دمای 1800 درجه سانتی‌گراد قرار گرفته و گازهای آزاد شده به همراه هلیوم به تجزیه‌کننده عنصری منتقل شد تا خالص و جداسازی شوند. سپس گاز SO_2 در طیف‌سنج جرمی نسبت‌های ایزوتوپی Thermofinnigan, Germany) Delta Pluse و با دقت ± 0.2 در هزار تجزیه شده است. مقادیر ایزوتوپی نمونه‌ها نسبت به استاندارد ایزوتوپی ترویلیت کانیون دیابلو⁴ یا فاز سولفیدی ترویلیت شهاب سنگ آهنی کانیون دیابلو آریزونا اندازه‌گیری شده است.

زمین‌شناسی

زمین‌شناسی عمومی

کمان ماگمایی ارومیه - دختر میزبان کانسارهای مس پورفیری و یکی از مناطق اصلی مس‌دار با توانایی عظیمی از کانی‌سازی مس پورفیری سنوزوئیک در جهان است (Honarmand et al., 2011). بسیاری از کانسارهای مس پورفیری شناخته‌شده و در حال استخراج، به‌ویژه در قسمت جنوب‌شرقی این کمان ماگمایی گسترده شده‌اند (Shafiei et al., 2009). در این کمان ماگمایی زمین‌شناسی شامل توالی آتشفشانی از آندزیت بازالت‌های کالکوآلکانن ائوسن و سنگ‌های شوشونیتی الیگومیوسن است که توسط کوارتز دیوریت‌ها،

1. Flincor

2. Canada, University of Ottawa, Faculty of Science, G.G Hatch Stable Isotope Laboratory

3. Elementar, Germany

4. Canyon Diablo Troilite (CDT)

1) توده‌های نیمه‌عمیق میوسن بالایی:

الف - توده‌های نیمه‌عمیق بدون کانی‌سازی: این توده‌ها غالباً در شمال و کمتر در شرق منطقه رخنمون دارند و از بیوتیت هورنبلند کوارتز دیوریت پورفیری تا هورنبلند بیوتیت کوارتز دیوریت پورفیری متغیر بوده که یا به‌صورت بسیار خفیف دگرسان شده‌اند و یا بدون دگرسانی هستند و اثری از کانی‌سازی در آنها دیده نمی‌شود. این توده‌ها، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی این منطقه ($9/33 \pm 0/19$ میلیون سال، بر اساس سن سنجی انجام شده توسط نویسنده‌گان) هستند (شکل B-1).

ب - توده‌های نیمه‌عمیق مرتبط با کانی‌سازی: این توده‌ها خاستگاه اصلی کانی‌سازی است که به‌صورت 2 استوک کوچک دگرسان شده و دارای کانی‌سازی با مرزهای نامشخص در کنار هم دیده می‌شوند. این واحدهای سنگی به 2 گروه زیر تقسیم می‌شوند: 1- هورنبلند بیوتیت توانلایت پورفیری تا بیوتیت هورنبلند توانلایت پورفیری (شکل A-2 و B)، 2- هورنبلند بیوتیت کوارتز دیوریت پورفیری تا بیوتیت هورنبلند کوارتز دیوریت پورفیری (شکل C-2 و D). این توده‌ها با بافت پورفیری و زمینه دانه‌ریز به رنگ سفید تا خاکستری روشن در بخش مرکزی منطقه دیده می‌شوند (شکل B-1). کوارتز، پلاژیوکلاز و گاهی بیوتیت و هورنبلند کانی‌های قابل مشاهده در نمونه دستی هستند. تفاوت این دو گروه سنگی فقط در میزان کوارتز اولیه آنهاست؛ به‌طوری‌که گروه 1: 23-37% درشت‌بلور دارند که پلاژیوکلاز 10% تا 15%، کوارتز 20% تا 25% و بیوتیت و هورنبلند 3% تا 7% درشت‌بلورها را تشکیل می‌دهند و گروه 2: 18-35% درشت‌بلور دارند که پلاژیوکلاز 5% تا 20%، کوارتز 5% تا 7% و بیوتیت و هورنبلند 2% تا 8% درشت‌بلورها را تشکیل می‌دهند.

نسبت بیوتیت و هورنبلند بسته به نوع سنگ تغییر خواهد کرد که باعث تغییر نام سنگ در هر گروه می‌شود. این واحدها با شدت متغیر تحت تأثیر دگرسانی کوارتز - سرسیت - پیریت قرار گرفته‌اند که در بیش از نیمی از موارد بافت سنگ به شدت تخریب شده است. این توده‌ها در بعضی نقاط با آرژلیک سوپرژن و اکسید آهن پوشیده شده‌اند. کانی‌سازی نیز شامل

کوارتز مونزونیت‌ها و گرانودیوریت‌های نئوژن که خاستگاه کانی‌سازی مس پورفیری و نوع رگه‌ای است، قطع شده‌اند. سنگ‌های پلوتونیک شامل گرانیت و گابرو و سنگ‌های آتشفشانی شامل بازالت، آندزیت و داسیت است که به‌صورت جریان‌های گدازه‌ای، ایگنیمبریت‌ها و جریان‌های پیروکلاستیک دیده می‌شوند (Hubner, 1969; Hassanzadeh, 1993). کانی‌سازی گسترده‌ای از زمان میوسن تا پلیوسن رخ داده و کانی‌سازی مس پورفیری، نوع رگه‌ای و اسکارن را ایجاد کرده است. کانسارهای مس پورفیری با گرانیتوئیدهای کوه‌زایی آداکیت مانند میوسن که به‌درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند، مرتبط است (Shafiei et al., 2009). محدوده کانی‌سازی ایجو در شمال غربی کمر بند دهج - ساردوییه قرار دارد که مهمترین ویژگی این کمر بند، گستردگی و ضخامت زیاد مجموعه‌های آتشفشانی - رسوبی پالئوژن است. ژئوشیمی سنگ‌های آذرین این کمر بند، به‌طور عمده کالک‌آلکالن و محیط تکنونوماگمایی آن از نوع حاشیه قاره‌ای بیان شده است (Ahmad and Poshtkouhi, 1993).

زمین‌شناسی کانسار ایجو

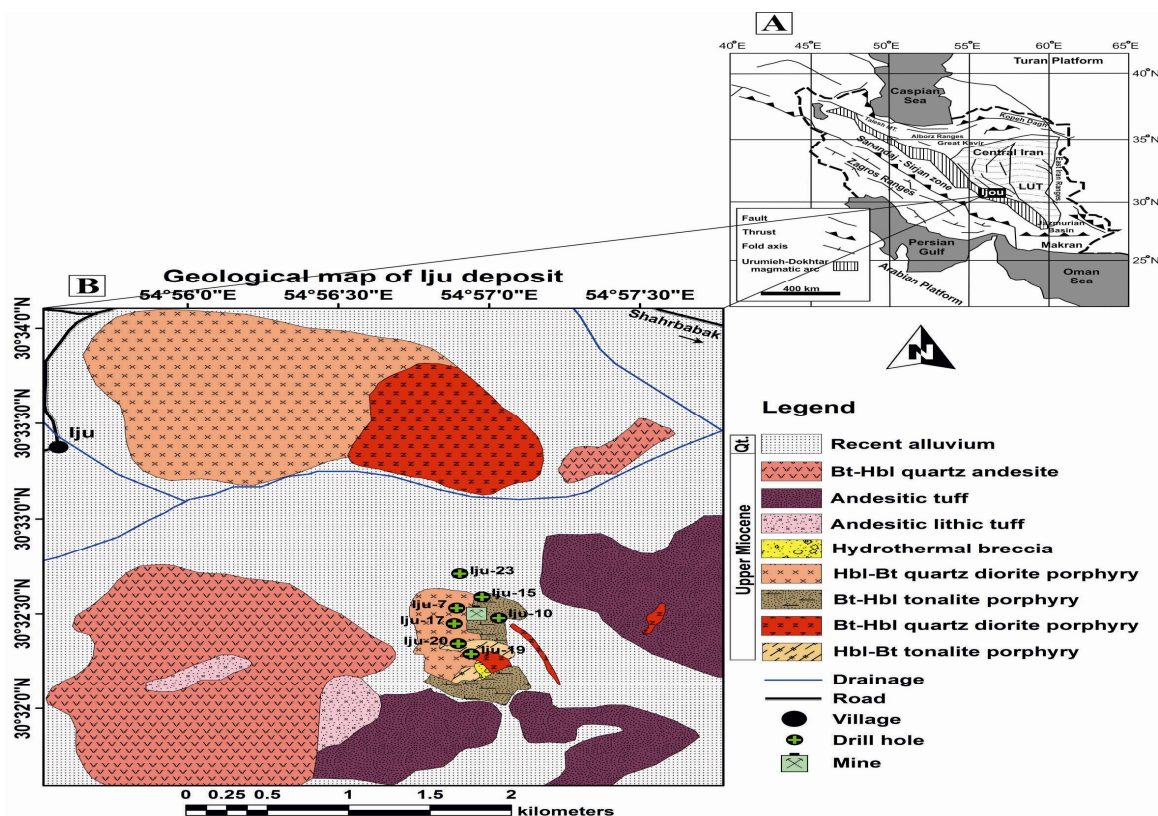
تاکنون در منطقه ایجو بررسی‌های زمین‌شناسی و دگرسانی در مقیاس 1:5000 توسط شرکت کان ایران (Kan Iran Exploration Consulting Engineers, 2008) و در مقیاس 1:1000 توسط شرکت زرناب اکتشاف (Zarnab Exploration Consulting Engineers, 2009) و بررسی توزیع مس و مولیبدن توسط شرکت پارس اولنگ (Pars Olang Consulting Engineers, 2008) انجام شده است، همچنین با نظارت و طرح‌ریزی شرکت پارس اولنگ تعداد 40 گمانه توسط شرکت طاها در منطقه حفاری و تعداد 5710 نمونه زیرسطحی، آنالیز شده است. و اکنون منطقه توسط شرکت طوس مسیر در دست باطله‌برداری است. واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده ایجو، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی تا نیمه‌عمیق است (شکل B-1). بر اساس بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی واحدهای سنگی شناسایی شده در محدوده ایجو را می‌توان به سه گروه به شرح زیر تقسیم کرد:

هورنبلند کوارتز آندزیت است که $(8/83 \pm 0/19)$ میلیون سال، بر اساس سن سنجی انجام شده توسط نویسندگان) جوانترین واحدهای سنگی منطقه را شامل می شوند (شکل B-1).

3- نهشته های کواترنری.

پیریت و بندرت کالکوپیریت است که به صورت پراکنده و کمتر استوک ورک است.

2- سنگ های آتشفشانی میوسن بالایی: واحدهای آتشفشانی منطقه شامل توف آندزیتی، لیتیک توف آندزیتی و بیوتیت



شکل 1. A: موقعیت کانسار ایجو در ایران و کمربند ارومیه- دختر (ترکیب شده از: علوی (Alavi, 1991) و بربریان (Berberian, 1981)) و B: نقشه زمین شناسی کانسار ایجو و موقعیت گمانه هایی که نمونه برداری شده اند.

Fig. 1. A: location map of the Iju deposit in Iran and in Urumieh–Dokhtar belt (The combination of; Alavi, 1991; Berberian, 1981), and B: geological map of the Iju deposit and the location of boreholes that were sampled.

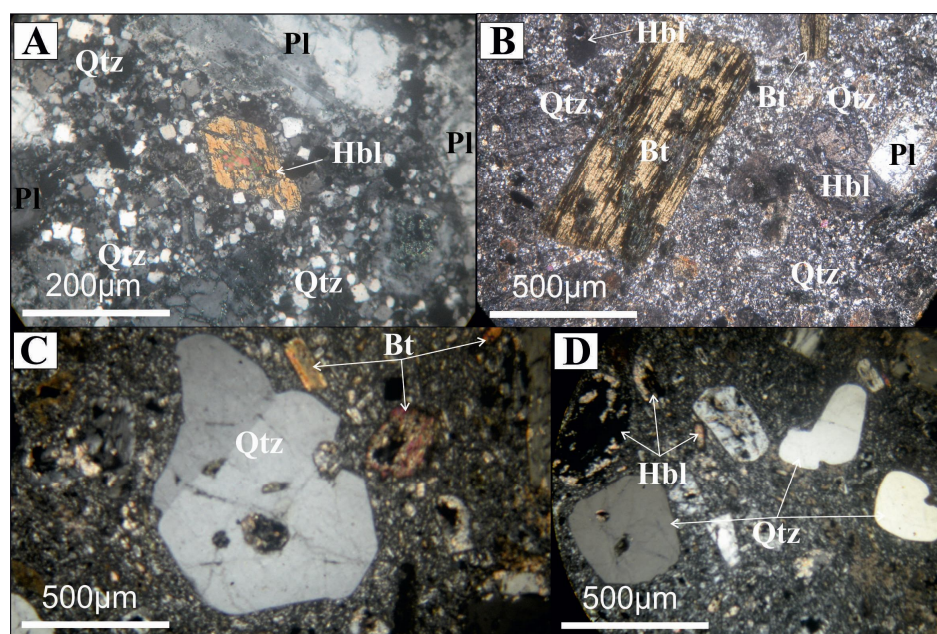
دگرسانی

در منطقه ایجو توزیع و گسترش زون های دگرسانی با توده های نیمه عمیق هم خوانی دارد، تمامی توده های نیمه عمیق در تشکیل زون های دگرسانی و کانی سازی نقش نداشته اند؛ زیرا برخی از این توده ها بدون محلول های کانه دار بوده و هیچ کانی سازی در آنها مشاهده نمی شود. دگرسانی در منطقه در حدود 8 کیلومتر مربع گسترش دارد و بر اساس بررسی های صحرایی و آزمایشگاهی 2 نوع دگرسانی در منطقه اکتشافی ایجو تفکیک شدند که عبارتند از: 1) زون کوارتز - سرسیت - پیریت، 2) زون

پروپلیتیک، زون دگرسانی کوارتز - سرسیت - پیریت (شکل 3- A) حدود 2 کیلومتر از منطقه را تحت تأثیر خود قرار داده است. کوارتز - سرسیت - پیریت دگرسانی غالب در منطقه ایجو است که واحدهای تونالیتی و کوارتز دیوریتی در مرکز منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. شدت بالای (بالای 40%) این دگرسانی باعث تخریب شدید بافتی سنگ های میزبان (شکل B-3) در بخش مرکزی منطقه شده است؛ اما شدت دگرسانی به ترتیب از توده کوارتز دیوریتی به طرف تونالیتی افزایش می یابد. این زون در صحرا به رنگ سفید متمایل به خاکستری تا زرد کم رنگ،

پروپلیتیک (شکل D-3) عمدتاً به صورت ضعیف (کمتر از 5%) و به ندرت، به صورت شدید (تا 40%) دیده می‌شود. این دگرسانی را می‌توان با شدت متوسط تا شدید در توف‌های آندزیتی در بخش کوچکی در جنوب و مرکز منطقه مشاهده کرد. واحدهای نیمه‌عمیق شمالی و مرکزی منطقه نیز با به صورت ضعیف تحت تأثیر این دگرسانی قرار گرفته‌اند و این دگرسانی را ندارند که در اکثر موارد به‌ویژه در بخش‌های شمالی منطقه این دگرسانی دیده نمی‌شود. این زون با حضور کانی‌های شاخصی چون کلریت با فراوانی کمتر از 2 تا 10% و اپیدوت با فراوانی کمتر از 1 تا 5% رنگی متمایل به سبز دارد. کلریت به صورت آبی‌رنگ (پنین) و سبزنگ دیده می‌شود که در بعضی موارد نوع پنین بیشتر است. علاوه بر آن کلسیت، سرسیت، کوارتز ثانویه و کانی‌های رسی نیز در این زون دیده می‌شوند. این زون بیرونی‌ترین غلاف دگرسانی را به وجود می‌آورد؛ اما در تمامی موارد حضور ندارد. کانی‌سازی در این زون دیده نمی‌شود.

قهوه‌ای کم‌رنگ تا قهوه‌ای پررنگ به دلیل حضور اکسیدهای آهن ثانویه حاصل از اکسایش سولفیدها در سطح زمین مشخص می‌شود. تکوین و گسترش کانی‌سازی فقط در این زون رخ داده است و به صورت پراکنده و کمتر استوک‌ورک دیده می‌شود که شامل اغلب پیریت و کمتر کالکوپیریت است. پیریت به عنوان مهمترین کانی سولفیدی، در سطح زمین به صورت کاملاً سالم و مکعبی و یا در عین حفظ کردن سیستم مکعبی خود، اکسید شده و به صورت کاملاً سیاه دیده می‌شود و یا تحت تأثیر اکسیدشدن به همتایت، گوتیت یا لیمونیت تبدیل شده است. کالکوپیریت، دومین کانی سولفیدی مهم این زون فراوانی در حدود 1-5% دارد. کوارتز ثانویه با فراوانی کمتر از 2% تا بیش از 25% به صورت رگه‌چه و یا در متن سنگ وجود دارد، سرسیت با فراوانی متغیر کمتر از 3% تا بیش از 30% حاصل دگرسانی فلدسپات‌ها و بیوتیت اولیه است (شکل C-3)، علاوه بر آن کلسیت، کانی‌های رسی و به میزان کمتر کلریت از جمله کانی‌های ثانویه فرعی در این زون هستند. دگرسانی



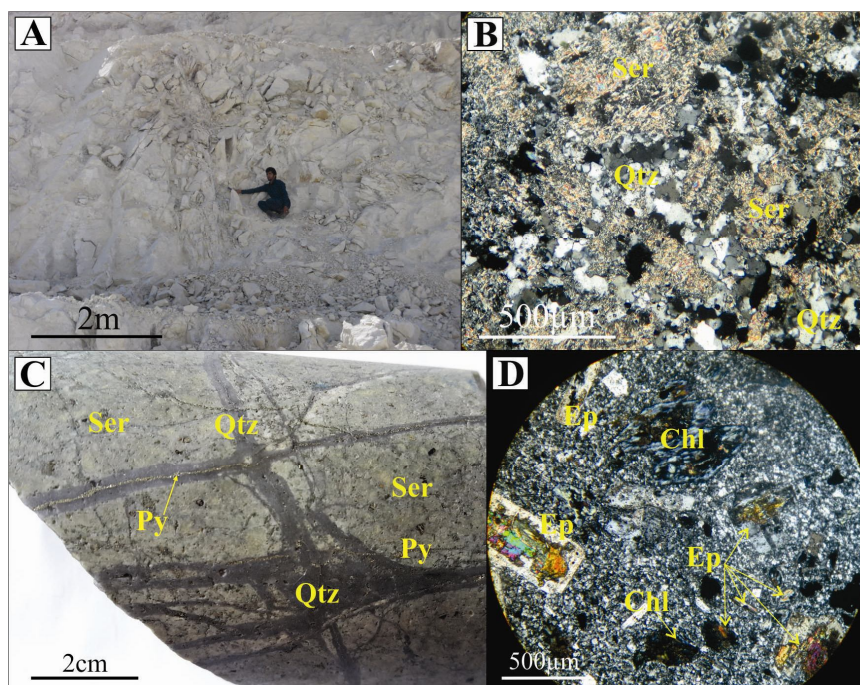
شکل 2. توده‌های نیمه‌عمیق در کانسار ایجو. A: تصویر میکروسکوپی هورنبلند تونالیت پورفیری، B: تصویر میکروسکوپی بیوتیت تونالیت پورفیری، C: تصویر میکروسکوپی بیوتیت کوارتز دیوریت پورفیری و D: تصویر میکروسکوپی هورنبلند کوارتز دیوریت پورفیری، (تمام تصاویر در نور XPL است) (Qtz= کوارتز، Hbl= هورنبلند، Bt= بیوتیت، Pl= پلاژیوکلاز (Siivola and Schmid, 2007)).

Fig. 2. The subvolcanic masses in the Iju deposit. A: the microscopic image of the hornblende tonalite porphyry, B: the microscopic image of the biotite tonalite porphyry, C: the microscopic image of the biotite quartzdiorite porphyry, and D: the microscopic image of hornblende quartzdiorite porphyry, (all images are taken in the XPL light) (Qtz= quartz, Hbl= hornblende, Bt= biotite, Pl= Plagioclase (Siivola and Schmid, 2007)).

کانی سازی

کانی سازی و دگرسانی در کانسار ایجو بر یکدیگر منطبق بوده است و با توده های نیمه عمیق حد واسط کالکوآلکالین در حد کوارتز دیوریت و توانلایت که به صورت دو استوک در یکدیگر نفوذ کرده اند، مرتبط است. از آنجایی که توده توانلایتی بالاترین شدت دگرسانی و بالاترین بی هنجاری ژئوشیمیایی را داراست و همچنین تراکم بالایی از رگچه در آن دیده می شود، احتمالاً نقش اصلی را در کانی سازی کانسار ایجو بر عهده داشته است.

کانی سازی در کانسار ایجو به سه حالت دیده می شود که عبارتند از: پراکنده، استوک ورک و برش گرمایی که کانی سازی عمده به صورت پراکنده و کمتر استوک ورک است. تمامی کانی سازی سولفیدی در زون کوارتز - سرسیت - پیریت متمرکز شده است. سینکلر (Sinclair, 2007) معتقد است که می توان از اندازه بزرگ و کنترل های ساختاری مانند؛ رگه ها، دسته رگه ها، استوک ورک ها، شکستگی ها، زون های شکستگی و تنوره های برشی برای تشخیص کانسارهای پورفیری از کانسارهای متنوع اطراف استفاده کرد.



شکل 3. دگرسانی در کانسار ایجو. A: نمایی از محدوده کانی سازی کانسار ایجو با دگرسانی کوارتز - سرسیت - پیریت، B: دگرسانی کوارتز - سرسیت - پیریت در زیر میکروسکپ، C: نمونه دستی از مغزه های حفاری با دگرسانی کوارتز - سرسیت - پیریت و کانی سازی به صورت استوک ورک و انتشاری و D: دگرسانی پروپلایتیک در زیر میکروسکپ. (تصاویر میکروسکپی در نور XPL است) (Qtz= کوارتز، Ser= سرسیت، Ep= اپیدوت، Chl= کلریت، Py= پیریت (Siivola and Schmid, 2007)).

Fig. 3. Alteration in the Iju deposit. A: a view of the mineralization range of the Iju deposit with alteration of quartz-sericite-pyrite, B: the alteration of quartz-sericite-pyrite under a microscope, C: a grab sample of drill hole cores with quartz-sericite-pyrite alteration and mineralization as stockwork and disseminated, and D: propylitic alteration under a microscope. (the microscopic images are taken in XPL light) (Qtz= quartz, Ser= sericite, Ep= epidote, Chl= chlorite, Py= pyrite (Siivola and Schmid, 2007)).

کانی سازی استوک ورک

تعیین روابط زمانی سیالات در گیر مختلف در بررسی ها بسیار مهم است که برای انجام آن دو مرحله: 1) تعیین روابط بافتی

کانی ها و 2) تعیین روابط سیالات در گیر، باید انجام شود. نفوذ پی در پی توده های آذرین باعث تشکیل نسل های مختلفی از رگچه های کوارتز می شود که هر کدام ویژگی سیال کانی ساز

و دگرسانی هستند (Gruen et al., 2010). کانی‌سازی استوک‌ورک در واحدهای هورنبلند بیوتیت تونالیت پورفیری، بیوتیت هورنبلند تونالیت پورفیری، بیوتیت هورنبلند کوارتز دیوریت پورفیری، هورنبلند بیوتیت کوارتز دیوریت پورفیری دیده می‌شود. دسته‌بندی و بررسی توالی رگه - رگه‌چه‌ها در کانسارهای مس پورفیری برای اولین بار توسط گاستافسون و هانت (Gustafson and Hunt, 1975) بر روی کانسار السالوادور شیلی پایه‌گذاری شد و پس از آن نیز بررسی‌های زیادی در این زمینه انجام شده است (مانند: Pollard and Taylor, 2002; Masterman et al., 2005). در تمامی این بررسی‌ها، معیار اصلی برای طبقه‌بندی رگه‌چه‌ها کانی‌شناسی است، که با توجه به کانی‌شناسی و با در نظر گرفتن عمق تشکیل، دگرسانی، فراوانی، ضخامت و تقدم و تأخر رگه - رگه‌چه‌ها نسبت به هم در گروه‌های مختلف قرار می‌گیرند. در این پژوهش نیز از این روش استفاده شده است. از بین 40 گمانه حفر شده در کانسار مس پورفیری ایجو، 10 گمانه برای بررسی انتخاب شد. این کانسار دارای چند مرحله فعالیت ماگمایی بوده است که موجب تشکیل 3 گروه اصلی رگه‌چه (شکل A-4، B، C، D، E، F، G و H) (و نیز فازهای برشی) شده است.

بر اساس کانی‌شناسی رگه‌چه‌ها، سه گروه رگه‌چه تشخیص داده شد که عبارتند از: 1) رگه‌چه‌های کوارتز ($\pm$ کالکوپیریت $\pm$ کلسیت) (شکل 4-C و E)، 2) رگه‌چه‌های کوارتز + پیریت ($\pm$ کالکوپیریت $\pm$ کلسیت $\pm$ کریزوکولا $\pm$ انیدریت $\pm$ فلدسپات $\pm$ کوولیت) (شکل 4-A، B، C، D، E، F، G و H) و 3) رگه‌چه‌های پیریت ($\pm$ کالکوپیریت $\pm$ کلسیت $\pm$ کریزوکولا $\pm$ انیدریت) (شکل 4-F). این رگه‌چه‌ها در تمام اعماق همراه با دگرسانی کوارتز - سرسیت - پیریت دیده می‌شوند که در بعضی از گمانه‌ها می‌توان دگرسانی پروپلتیک را نیز به همراه این دگرسانی دید. این رگه‌چه‌ها با تراکم و فراوانی متغیر در دگرسانی کوارتز - سرسیت - پیریت و واحدهای تونالیتی و کوارتز دیوریت و به‌ندرت دیوریتی (در گمانه‌ها) دیده می‌شوند. ضخامت این رگه‌چه‌ها از 1mm تا 4cm > متغیر است. ضخیم‌ترین رگه‌چه‌ها مربوط به رگه‌چه‌های گروه 1

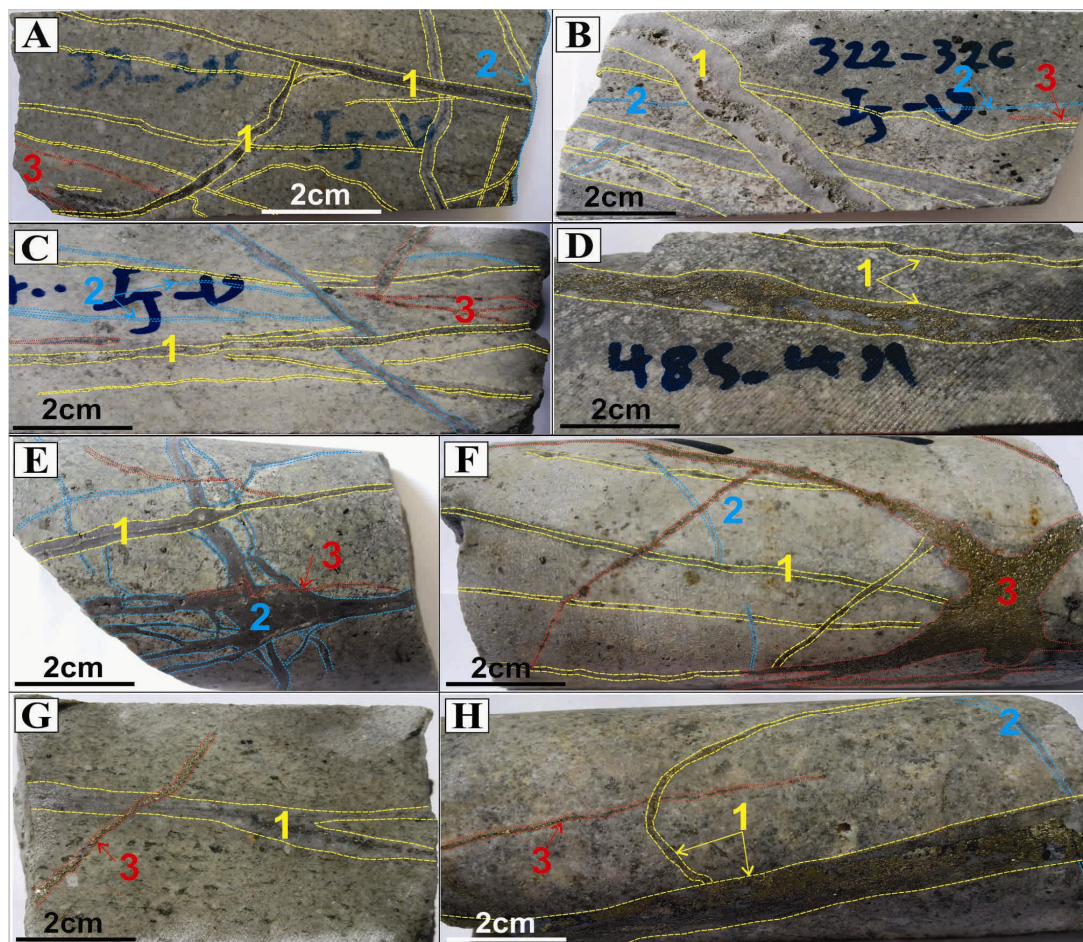
(تا بیش از 4cm) و سپس گروه 2 (تا بیش از 2/5cm) است. رگه‌چه‌های گروه 2 بیشترین تراکم را در منطقه دارند و کوارتز اغلب 40 تا 80 درصد این رگه‌چه‌ها را تشکیل می‌دهد. تراکم رگه‌چه‌ها در سطح از 1-15 رگه‌چه در متر مربع متغیر است که بیشترین تراکم آن 10-15 عدد در هر متر مربع در واحد هورنبلند بیوتیت تونالیت پورفیری دیده می‌شود. بیشترین تراکم رگه‌چه در گمانه Ij-19، 40-50 عدد در هر متر، در اعماق 306-331 متری در واحد هورنبلند بیوتیت کوارتز دیوریت پورفیری دیده می‌شود. کانی‌هایی که جهت بررسی سیالات درگیر مورد استفاده قرار می‌گیرند اغلب دارای رنگ روشن و شفاف هستند و معمولاً جزو کانی‌های باطله همراه با کانسارهای گرمابی هستند (Roedder, 1979; Spooner, 1981). از آنجایی که کوارتز در غالب رگه - رگه‌چه‌های موجود در کانسار ایجو حضور داشت، 15 نمونه کوارتز به همراه پیریت از رگه‌چه‌های زون دگرسانی کوارتز - سرسیت - پیریت برای بررسی میان‌بارهای سیال و ایزوتوپ گوگرد انتخاب شد. اندازه میان‌بارهای سیال معمولاً در کوارتزهای شفاف بزرگتر است.

کانی‌سازی پراکنده

بافت پراکنده و به موازات آن استوک‌ورک مهمترین حالات کانی‌سازی در کانسار ایجو است. کانی‌های مهم سولفیدی که در محدوده کانی‌سازی ایجو دیده می‌شوند، بیشتر پیریت (شکل 5-A، B، C، D، E، K، L و N) و کمتر کالکوپیریت (شکل 5-A، B، C، F، G و J) است. پیریت با فراوانی کمتر از 1% تا بیش از 25%، به‌صورت شکل‌دار تا بی‌شکل، مهمترین کانی سولفیدی است. اندازه آن نیز از 50 میکرون تا 1300 میکرون متغیر است. کالکوپیریت با فراوانی 1-7% و اندازه 50-300 میکرون، دومین کانی مهم سولفیدی است که 1-1% به اکسیدهای آهن ثانویه و 1-50% به کالکوسیت (شکل 5-G) و 1-10% به کوولیت تبدیل شده است. مگنتیت (شکل 5-M) با فراوانی 1-5% و بورنیت (شکل 5-L) با فراوانی 1-1% از دیگر کانی‌های اولیه در منطقه مورد بررسی است. مالاکیت (شکل 5-C و M) کمتر از 1% تا بیش از 90% در مرکز و فیروزه از 1% تا 15% در شمال و ترکیبات منگن‌دار از 1% تا بیش از 50% در غرب منطقه

سرست - پیریت در سطح زمین ظاهر شده است، سنگ‌های میزبان باید فرسایش شدیدی را تحمل کرده باشند (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2010).

کانی سازی، از کانی‌های زون اکسیدان است. در سطح زمین کانی‌های سولفیدی تحت تأثیر اکسایش متوسط تا شدید قرار گرفته‌اند؛ به طوری که یک زون گوسان نسبتاً گسترده در سطح زمین ایجاد شده است. از آنجا که زون دگرسانی کوارتز -



شکل 4. برخی از انواع رگه - رگه‌چه‌های کانسار ایجو و روابط پاراژنزی رگه‌چه‌ها در آلتراسیون کوارتز - سرست - پیریت. A، B و C: رگه‌چه‌های با ترکیب؛ کوارتز + پیریت ± کالکوپیریت ± کلسیت ± آنیدریت ± کریزوکولا (1)، کوارتز ± کلسیت ± کالکوپیریت (2)، پیریت ± کالکوپیریت ± کلسیت ± آنیدریت ± کریزوکولا (3)، D: رگه‌چه‌های با ترکیب؛ کوارتز + پیریت ± کالکوپیریت ± کلسیت ± آنیدریت ± کریزوکولا (1)، E و F: رگه‌چه‌های با ترکیب؛ کوارتز + پیریت ± کالکوپیریت ± کلسیت ± آنیدریت ± کریزوکولا (1)، کوارتز ± کلسیت ± کالکوپیریت (2)، پیریت ± کالکوپیریت ± کلسیت ± آنیدریت ± کریزوکولا (3)، G: رگه‌چه‌های با ترکیب؛ کوارتز + پیریت ± کالکوپیریت ± کلسیت ± آنیدریت ± کریزوکولا (1)، پیریت ± کالکوپیریت ± کلسیت ± آنیدریت ± کریزوکولا (3) و H: رگه‌چه‌های با ترکیب؛ کوارتز + پیریت ± کالکوپیریت ± کلسیت ± آنیدریت ± کریزوکولا (1)، کوارتز ± کلسیت ± کالکوپیریت (2)، پیریت ± کالکوپیریت ± کلسیت ± آنیدریت ± کریزوکولا (3).

Fig. 4. Some types of vein - veinlets with paragenetic sequence related to the veinlet groups available at quartz-sericite-pyrite alteration in the Iju deposit. A, B and C: veinlets with the composition of quartz + pyrite ± chalcopyrite ± calcite ± anhydrite ± chrysocolla (1), quartz ± calcite ± chalcopyrite (2), pyrite ± chalcopyrite ± calcite ± anhydrite ± chrysocolla (3), D: veinlets with the composition of quartz + pyrite ± chalcopyrite ± calcite ± anhydrite ± chrysocolla (1), E and F veinlets with the composition of quartz + pyrite ± chalcopyrite ± calcite ± anhydrite ± chrysocolla (1), quartz ± calcite ± chalcopyrite (2), pyrite ± chalcopyrite ± calcite ± anhydrite ± chrysocolla (3), G: veinlets with the composition of quartz + pyrite ± chalcopyrite ± calcite ± anhydrite ± chrysocolla (1), pyrite ± chalcopyrite ± calcite ± anhydrite ± chrysocolla (3), and H: veinlets with the composition of quartz + pyrite ± chalcopyrite ± calcite ± anhydrite ± chrysocolla (1), quartz ± calcite ± chalcopyrite (2), pyrite ± chalcopyrite ± calcite ± anhydrite ± chrysocolla (3).

برش گرمایی

برش گرمایی با وسعت بسیار محدود در بخش مرکزی و جنوبی منطقه دیده می‌شود (شکل H-5). این واحد شامل قطعاتی از جنس بیوتیت هورنبلند کوارتز دیوریت پورفیری و هورنبلند بیوتیت کوارتز دیوریت پورفیری است که اغلب گرد شده (قلوه‌مانند) و کمتر زاویه‌دار است. این قطعات با یک سیمان سیلیسی به همراه پیریت به هم جوش خورده‌اند. اندازه قطعات برش از 1 تا 12 سانتی‌متر متغیر است. دگرسانی کوارتز-سرسیت-پیریت در قطعات دیده می‌شود. پیریت به صورت پراکنده و با فراوانی 1-2% که گاهی به کانی‌های هماتیت و گوتیت اکسیده شده است و کوارتز با فراوانی 2-5% در قطعات برش حضور دارند. دگرسانی کوارتز-سرسیت-پیریت با شدت ضعیف تا متوسط در سیمان برش نیز قابل مشاهده است؛ به طوری که پیریت 1-2% و کوارتز 20-30% سیمان را تشکیل می‌دهند.

توالی هم‌یافت و رابطه زمانی کانی‌های فلزی درون‌زا و کانی‌های حاصل از دگرسانی (شکل A-5، B، C، D، E، F، G، I، J، K، L، M، N و O) به تفکیک زون‌های دگرسانی در شکل 6 نشان داده شده است.

مطالعه سیالات درگیر

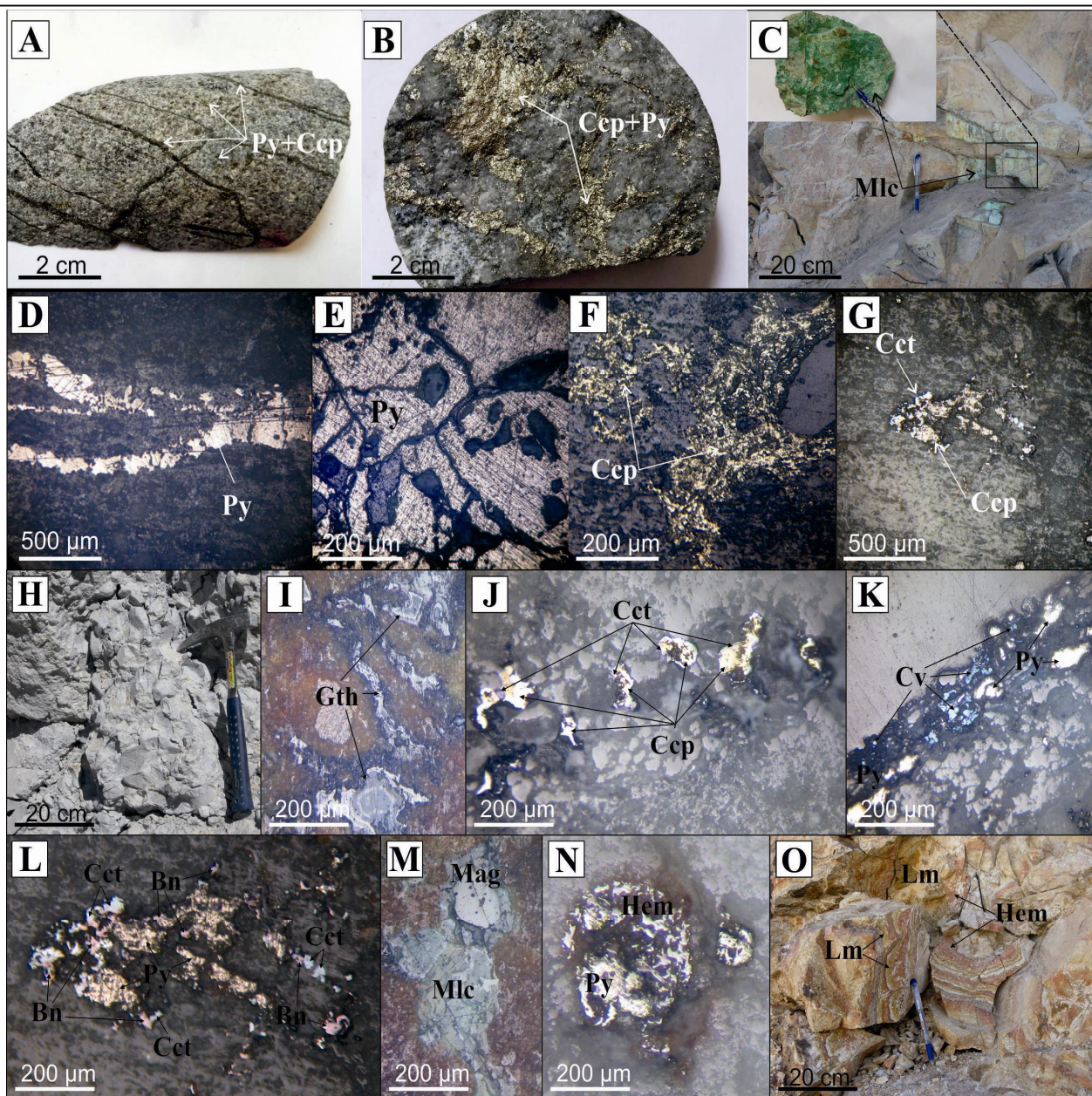
سیالات درگیر بخش جدا ناپذیر از هر سنگ یا کانی است و بررسی آنها به عنوان راهی مستقیم، برای بررسی وضعیت سیالات کانه‌ساز و فرآیندهای مؤثر در تشکیل کانسار از اهمیت زیادی برخوردار بوده است و اطلاعات مهمی در خصوص منشأ سیالات و فلزات و اهمیت نسبی آب‌های ماگمایی، جوی و سازندی ارائه می‌کند (Wilkinson, 2001). بررسی ریزدماسنجی بر روی تعداد 144 میان‌بار انجام شد که 114 نمونه آن سیال درگیر اولیه و 30 نمونه سیال درگیر ثانویه بوده که اندازه 5 تا 20 میکرون داشته‌اند.

پتروگرافی سیالات درگیر

پتروگرافی سیالات درگیر در مقاطع نازک می‌تواند اطلاعاتی در ارتباط با ترکیبات اصلی، سن نسبی و تحولات سیالات به وجود

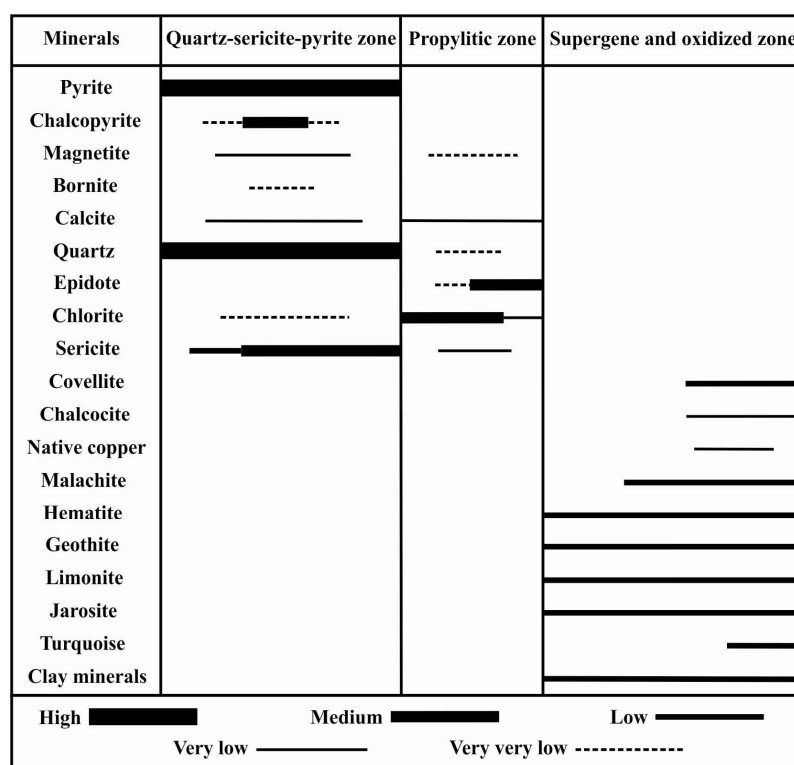
آورنده ذخایر مس پورفیری را بر پایه تشخیص کانی‌های نوزاد و برخی گازها، هم‌یافت مجموعه‌های سیالات درگیر و تشخیص میزان و یا انواع نسبت‌های فازی درون سیالات درگیر را فراهم کند. در بررسی‌های پتروگرافی، بر اساس تعداد فازهای موجود در دمای اتاق، انواع سیالات درگیر اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب (Roedder, 1984; Shepherd et al., 1985) کانی کوارتز شناسایی شد که از نظر تعداد فاز، نسبت جامدات، مایعات، بخار و فراوانی به 8 گروه زیر تقسیم شده است که این گروه‌ها هم به صورت جدا و هم به صورت اجتماع واحد مشاهده می‌شود (شکل A-7، B، C، D، E، F، G، H و I):

1) سیالات درگیر تک‌فازی غنی از مایع (2) سیالات درگیر دو فازی غنی از مایع (مایع - بخار، با چیرگی فاز مایع) که حجم بخار در این میان‌بارها از 5 تا 45 درصد متغیر است، 3) سیالات درگیر دو فازی غنی از بخار (بخار - مایع، با چیرگی فاز بخار) که حجم بخار در این میان‌بارها از 60 تا 95 درصد متغیر است، 4) سیالات درگیر سه فازی غنی از بخار (بخار - مایع - فلز) که حجم بخار در این میان‌بارها از 60 تا 90 درصد متغیر است، 5) سیالات درگیر سه فازی غنی از مایع (مایع - بخار - فلز) که حجم بخار در این میان‌بارها از 5 تا 35 درصد متغیر است، 6) سیالات درگیر سه فازی هالیت‌دار (مایع - بخار - هالیت) که حجم بخار در این میان‌بارها از 10 تا 85 درصد متغیر است، 7) سیال درگیر چهار فازی (مایع - بخار - فلز $\pm$ کالکوپیریت) که به صورت ثانویه است و فقط یکی از آن دیده شد و 8) سیالات درگیر چند فازی شامل: (مایع - بخار - هالیت - فلز)، (مایع - بخار - هالیت - فلز $\pm$ انیدریت) و (مایع - بخار - هالیت - فلز $\pm$ کالکوپیریت) که حجم بخار در این میان‌بارها از 5 تا 70 درصد متغیر است. از این میان، میان‌بارهای دو فازی غنی از بخار (بخار - مایع، با چیرگی فاز بخار) (شکل H-7 و I) مانند میان‌بارهای دو فازی غنی از مایع (مایع - بخار، با چیرگی فاز مایع)، در تمام 15 نمونه انتخابی برای بررسی دیده شدند و میان‌بارهای سه فازی غنی از بخار (بخار - مایع - فلز) نیز در 9 نمونه از 15 نمونه مورد بررسی دیده شدند (شکل H-7).



شکل 5. کانی سازی در کانسار ایجو. A: کانی سازی استوک ورک و انتشاری در مغزه حفاری، B: کانی سازی پیریت و کالکوپیریت درون شکستگی ها، C: کانی سازی ثانویه مالاکیت در نمونه سطحی، D: رگچه پیریت، E: پیریت توده ای خرد شده، F: کانی سازی کالکوپیریت به صورت انتشاری و درون شکستگی ها، G: کانی کالکوپیریت به صورت انتشاری که در حال تبدیل به کالکوسیت است، H: برش هیدروترمالی، I: گوتیت، J: کالکوپیریت که از اطراف به کالکوسیت تبدیل شده است، K: کوولیت و پیریت، L: بورنیت، کالکوسیت و پیریت، M: مگنتیت و مالاکیت، N: پیریت که به هماتیت تبدیل شده است، O: لیمونیت و هماتیت. (Gth= گویت، Cct= کالکوسیت، Ccp= کالکوپیریت، Cv= کوولیت، Py= پیریت، Bn= بورنیت، Mag= مگنتیت، Mlc= مالاکیت، Hem= هماتیت، Lm= لیمونیت (Whitney and Evans, 2010)).

Fig. 5. Mineralization in the Iju deposit. A: stockwork and disseminated mineralization in the drill hole core, B: pyrite and chalcopyrite mineralization in the fractures, C: secondary malachite mineralization in surface sample, D: pyrite veinlet, E: the mass crushed pyrite, F: chalcopyrite mineralization as disseminated and within the fractures, G: chalcopyrite mineral as disseminated is going to convert to chalcocite. H: hydrothermal breccia, I: goethite, J: chalcopyrite is converted from the periphery to chalcocite, K: covellite and pyrite, L: bornite, chalcocite and pyrite, M: magnetite and malachite, N: pyrite is converted to hematite, and O: limonite and hematite. (Gth= goethite, Cct= chalcocite, Ccp= chalcopyrite, Cv= covellite, Py= pyrite, Bn= bornite, Mag= magnetite, Mlc= malachite, Hem= hematite, Lm= limonite (Whitney and Evans, 2010)).



شکل 6. توالی هم‌یافت کانی‌های فلزی درون‌زا و کانی‌های دگرسان در کانسار ایجو

Fig. 6. The paragenetic sequence of the hypogene metallic and altered minerals in the Iju deposit

دوفازی غنی از مایع (L+V) (شکل A-7 و C) بیشترین فراوانی (تقریباً 50 درصد) را از کل میان‌بارهای بررسی شده، دارا هستند. در برخی از نمونه‌ها، این سیالات درگیر با میان‌بارهای دو فازی غنی از بخار (V+L) (شکل H-7 و I)، سیالات درگیر سه فازی غنی از مایع (L+V+H) (شکل A-7، C، D، H و I) و نیز میان‌بارهای چند فازی غنی از مایع (L+V+H+S1) (شکل 7-7) (E و C، B) در یک اجتماع میان‌باری واحد دیده شدند که می‌تواند به‌عنوان نشانه‌ای از جوشش در سیال، در نظر گرفته شود (Nateghi and Hezarkhani, 2013). همراهی سیالات درگیر غنی از بخار با سیالات درگیر شور (هالیت‌دار) از شواهد رخ‌داد جوشش در سیالات گرمابی است (Drummond and Ohmoto, 1985; Nateghi and Hezarkhani, 2013) (شکل I-7). در حقیقت جوشش سیالات گرمابی یک سازوکار و فرآیند اولیه برای تحرک و تمرکز فلزات در هنگام تشکیل کانسارهای فلزی محسوب می‌شود. این فرآیند در شرایط دما بالا و فشار پایین رخ می‌دهد و نتیجه آن افزایش شوری، افزایش

برای بررسی ریزدماسنجی سیالات درگیر موجود در رگه‌های کوارتز مزبور، اغلب سیالات درگیر نوع اولیه انتخاب شده است. از سیالات درگیری که پس از به‌دام افتادن دچار دم‌بردگی یا نشسته شده، خودداری شده است. در تمامی نمونه‌های انتخاب شده از رگه‌چه‌های کوارتزی، سیالات درگیر به‌وفور حضور دارند. تمامی نمونه‌های انتخاب شده جزو رگه‌چه‌های کوارتزی هستند که سیالات درگیر موجود در آن به‌صورت شش وجهی، کمی کروی و بی‌شکل، نیمه‌شکل‌دار، خودشکل یا شکل‌دار، بلوری منفی هگزاگونال کوارتز، مثلثی، لوزی و کشیده، دیده می‌شوند. از 8 گروه سیال درگیری که در بررسی‌های پتروگرافی شناسایی شد، 5 گروه (دو فازی غنی از مایع (L+V)، سه فازی غنی از مایع (L+V+S1)، سه فازی هالیت‌دار (L+V+H)، چندفازی (L+V+H+S1+An، L+V+H+S1+V) و چهار فازی (L+V+S1+S2)) برای بررسی ریزدماسنجی انتخاب شدند. ویژگی‌های این پنج گروه سیال درگیر در جدول شماره 1 آمده است. سیالات درگیر

pH، تغییر در شرایط Eh و ته‌نشست مواد معدنی است (Wilkinson, 2001). همچنین این پدیده موجب به‌دام افتادن سیالات در گیر با نسبت‌های فازی مختلف می‌شود (Van den Kerkhof and Hein, 2001).

وجود بلور نوزاد مکعبی هالیت در سیالات در گیر سه فازی غنی از مایع (L+V+H) از شوری بالای آنها حکایت دارد. حضور بلورهای نوزاد با شوری بالا مانند هالیت (معمولی‌ترین فاز نوزاد) می‌تواند بیانگر حضور محلول‌های گرمابی غنی از کمپلکس‌های کلریدی باشد که این کمپلکس‌ها باعث انتقال فلزات پایه می‌شوند (Alfons et al., 2001). در سیالات در گیر چهار فازی غنی از مایع (L+V+H+S1) علاوه بر بلور نوزاد هالیت، بلور نوزاد کانی کدر نیز دیده می‌شود (شکل B-7، C و E). کانی فلزی احتمالاً می‌تواند از نوع هماتیت یا کانی دیگری باشد. هماتیت به صورت صفحه‌ای و به رنگ قرمز و کانی کدر ناشناس به صورت بی‌شکل و تیره در میان‌بارهای سیال چند فازی دیده شد. این میان‌بارهای سیال هم به صورت مجزا و هم به صورت اجتماع واحد قابل مشاهده هستند. سیالات در گیر پنج

فازی (L+V+H+S1+An) تنها 2 درصد از میان‌بارهای سیال بررسی شده را شامل می‌شوند (شکل G-7). کانی کدر به صورت بی‌شکل و تیره و انیدریت به صورت فاز جامد شفاف در این میان‌بارهای سیال چند فازی دیده شد. سیالات در گیر پنج فازی حاوی هالیت و دو کانی کدر (L+V+H+S1+S2) نیز تنها 2 درصد از میان‌بارهای بررسی شده را شامل می‌شوند (شکل F-7) که کانی‌های فلزی می‌توانند از نوع کالکوپیریت، هماتیت و یا کانی دیگری باشند. کالکوپیریت به صورت مثلثی شکل و تیره دیده می‌شود. رخ‌داد معمول کالکوپیریت و هماتیت به عنوان بلور نوزاد در سیالات در گیر مرتبط با ماگما، شاهدی بر سطح بالای انحلال آهن (غنی فلزی) و فوگاسیته بالای اکسیژن در چنین سیالات در گیری است. بررسی‌های کنونی نشان می‌دهد Fe سازنده اصلی در چنین سیالات در گیری همراه Na و K و به مقدار کمتر Ca است (Rankin et al., 1992; Wilkinson et al., 1994; Ulrich et al., 1999). در میان‌بارهای سیال سه فازی دارای کانی کدر (L+V+S1)، فاز نوزاد کانی کدر اغلب هماتیت و یا کانی دیگر است.

جدول 1. تقسیم‌بندی سیالات در گیر مورد بررسی در کانسار ایجو بر اساس فازها در دمای اتاق

Table 1. The division of the fluid inclusions under study in the Iju deposit based on the phases at room temperature

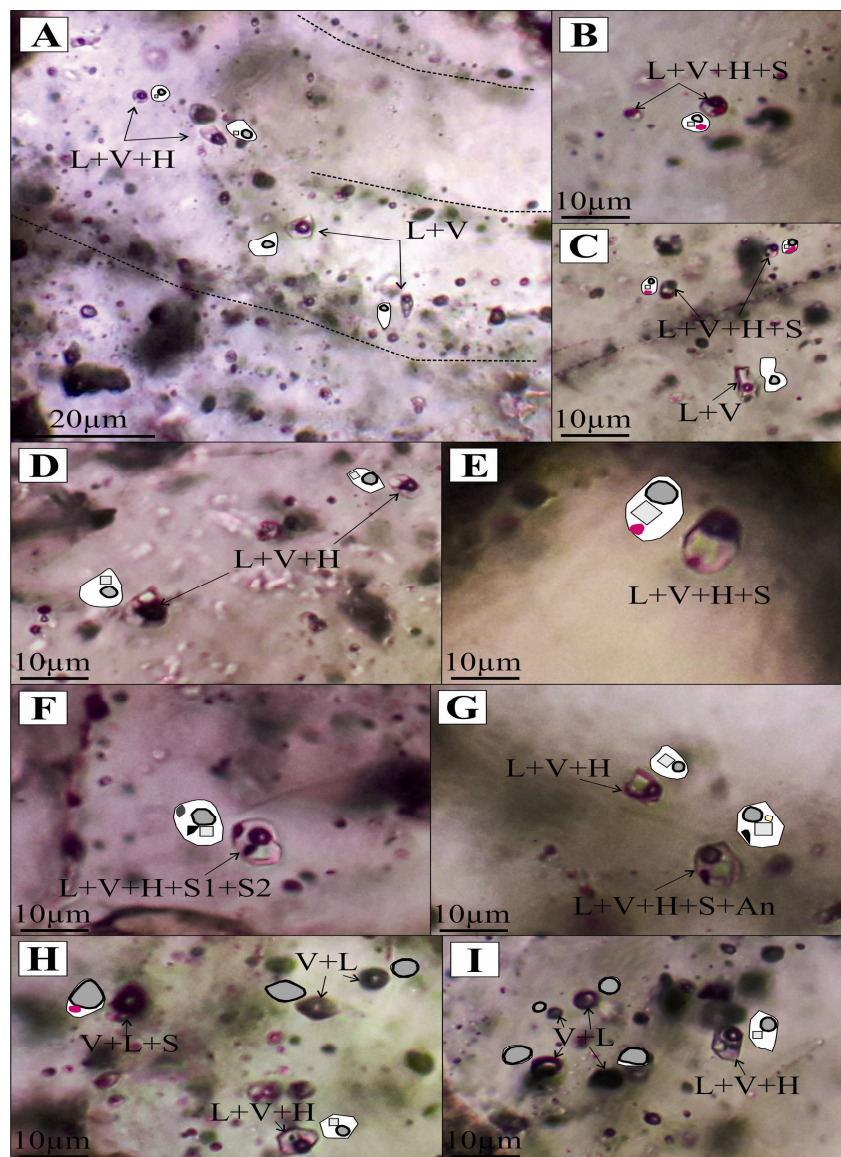
Phases (30°C)	Number	Type (number)	Size (μm)	Liquid (%)	Vapour (%)	Halite (%)	Metal (%)	Anhydrite (%)
		P	S					
L+V	71	49	22	5-20	60-95	5-40	-	-
L+V+H	27	23	4	5-15	40-85	10-50	5-30	-
L+V+H+ S1	27	26	1	5-14	5-80	10-40	5-40	5-35
L+V+H+ S1+An	3	3	0	8-9	5-40	15-25	30-65	5-10
L+V+H+ S1+ S2	3	3	0	8-11	40-50	20	20-30	10
L+V+ S1	12	10	2	5-11	55-85	15-40	-	5
L+V+ S1+ S2	1	0	1	6	60	35	-	5

Abbreviations: L= Liquid, V= Vapour, H= Halite, S1 and S2= Opaque minerals, An= Anhydrite.

(L+V+H)، چهار فازی (L+V+H+S1)، پنج فازی (L+V+H+S1+S2) و (L+V+H+S1+An) تقسیم می‌شوند. مقادیر داده‌های دماسنجی و تعیین شوری سیالات در گیر کانسار ایجو در جدول شماره 2 آمده است که به اختصار در ادامه شرح داده می‌شود.

ریزدماسنجی و تعیین شوری سیالات در گیر

در کانسار ایجو سیالات در گیر به دو دسته، 1- سیالات در گیر بدون فاز هالیت، شامل انواع: دوفازی (L+V)، سه فازی (L+V+ S1) و چهار فازی (L+V+ S1+ S2) (سیال در گیر چهار فازی تنها یک نمونه شناسایی شد که آن هم ثانویه است)، 2- سیالات در گیر حاوی فاز هالیت، شامل انواع: سه فازی



شکل 7. سیالات درگیر در کانسار ایجو. A: سیالات درگیر اولیه (به شکل منفرد) و ثانویه (به شکل زنجیری و خطی). B: سیالات درگیر 4 فازی مایع-گاز-هالیت-نوزاد فلزی (هماتیت)، C: سیال درگیر 4 فازی حاوی مایع-گاز-هالیت-نوزاد فلزی (هماتیت) و سیال درگیر دو فازی مایع-گاز، D: سیال درگیر سه فازی حاوی مایع-گاز-هالیت، E: سیال درگیر چهار فازی حاوی مایع-گاز-هالیت-نوزاد فلزی (هماتیت)، F: سیال درگیر پنج فازی حاوی مایع-گاز-هالیت-نوزاد فلزی (هماتیت)، G: سیال درگیر پنج فازی حاوی مایع-گاز-هالیت-نوزاد فلزی (هماتیت)، H: تنوعی از سیالات درگیر دو فازی گاز-مایع، سه فازی گاز-مایع-نوزاد فلزی و سیال درگیر سه فازی حاوی مایع-گاز-هالیت، I: سیالات درگیر دو فازی حاوی گاز-مایع و سه فازی حاوی مایع-گاز-هالیت که می‌تواند نشانه‌ای از جوشش باشد و I: سیالات درگیر دو فازی حاوی گاز-مایع و سه فازی حاوی مایع-گاز-هالیت که نشان‌دهنده تشکیل در شرایط جوشش است. (L= مایع، V= بخار، H= هالیت، S1 و S2= کانی‌های اوپک، An= انیدریت).

Fig. 7. The fluid inclusions in the Iju deposit. A: the primary fluid inclusions (individually) and the secondary fluid inclusions (as chain and linear form), B: four-phase fluid inclusions liquid-gas-halite-metallic daughter (hematite), C: four-phase fluid inclusions liquid-gas-halite-metallic daughter (hematite) and two-phase fluid inclusions liquid-gas, D: three-phase fluid inclusions containing liquid-gas-halite, E: four-phase fluid inclusions liquid-gas-halite-metallic daughter (hematite), F: five-phase fluid inclusions containing liquid-gas-halite-metallic daughter (chalcopryrite)-opaque mineral, G: five-phase fluid inclusions containing liquid-gas-halite-metallic daughter-anhydrite and three-phase fluid inclusions containing liquid-gas-halite, H: a variety of two-phase fluid inclusions gas-liquid, three-phase gas-liquid-metallic daughter and three-phase liquid-gas-halite, which can be a sign of boiling, and I: two-phase fluid inclusions gas-liquid and three-phase liquid-gas-halite, which represents formation under boiling conditions. (L= Liquid, V= Vapour, H= Halite, S1 and S2= Opaque minerals, An= Anhydrite)

سیالات در گیر بدون فاز هالیت

در کانسار ایجو از 144 نمونه سیال در گیر، 84 نمونه مربوط به سیالات در گیر بدون فاز هالیت است که همگی به فاز مایع همگن شدند و تنها یک نمونه (از نوع سیال در گیر سه فازی بدون فاز هالیت $(L+V+S1)$) به فاز بخار همگن شد. سیالات در گیر دو فازی $(L+V)$ با ناپدید شدن حباب بخار همگن می شوند که دمای همگن شدن برای این سیالات در گیر از 143°C تا 387°C و در سیالات در گیر سه فازی $(L+V+S1)$ از 150°C تا 330°C متغیر است که از این میان بیشترین فراوانی مربوط به محدوده دمایی 230°C است (جدول 2 و شکل A-8) و میانگین دمای همگن شدن برای سیالات در گیر بدون فاز هالیت کانسار ایجو 268°C بوده است.

در کانسار ایجو به دلیل ریز بودن میان بارهای سیال تنها برای چهار نمونه از سیالات در گیر بدون فاز هالیت، شامل دو نمونه از سیالات دو فازی $L+V$ (سیال در گیر اولیه) و دو نمونه از سیالات سه فازی $L+V+S1$ (سیال در گیر ثانویه)، دمای یوتکتیک (T_{fm}) اندازه گیری شد (منظور از دمای یوتکتیک همان دمای ذوب نخستین یخ است) که به ترتیب دمای یوتکتیک برای سیالات در گیر اولیه $(L+V)$ برابر با -43°C و -42°C و برای سیالات در گیر ثانویه $(L+V+S1)$ برابر با -37°C و -35°C به دست آمد که دمای سیالات در گیر اولیه به طور میانگین تقریباً $-42/5^{\circ}\text{C}$ درجه سانتی گراد است؛ با این حال بلورهای نوزاد هالیت (NaCl) ، انیدریت (CaSO_4) و هماتیت (Fe_2O_3) درون میان بارها حضور دارند. با توجه به دمای یوتکتیک ترکیبات مختلف سیستم های آب و نمک (Shepherd et al., 1985; Gokce, 2000) پیشنهاد می شود که ترکیب سیال گرمایی مولد کانسار ایجو دارای نمک های NaCl ، CaCl_2 و FeCl_2 باشد. نمودار دمای ذوب یخ (T_m) برای سیالات در گیر بدون فاز هالیت در جدول 2 و شکل B-8 قابل مشاهده است. محدوده دمایی ذوب یخ در این سیالات در گیر از -22°C تا 0°C است و بیشترین فراوانی آن مربوط به محدوده -18°C است. شوری ($\text{wt\%}$) (NaCl eq.) سیال کانه دار بر اساس رابطه بین T_{mice} و شوری (Hall et al., 1988) محاسبه شده است. محدوده شوری در

این نوع از سیالات در گیر از $0/18$ تا 24 درصد وزنی نمک طعام متغیر است (جدول 2 و شکل C-8). که میانگین شوری سیالات در گیر بدون فاز هالیت $17/5$ درصد وزنی معادل نمک طعام است.

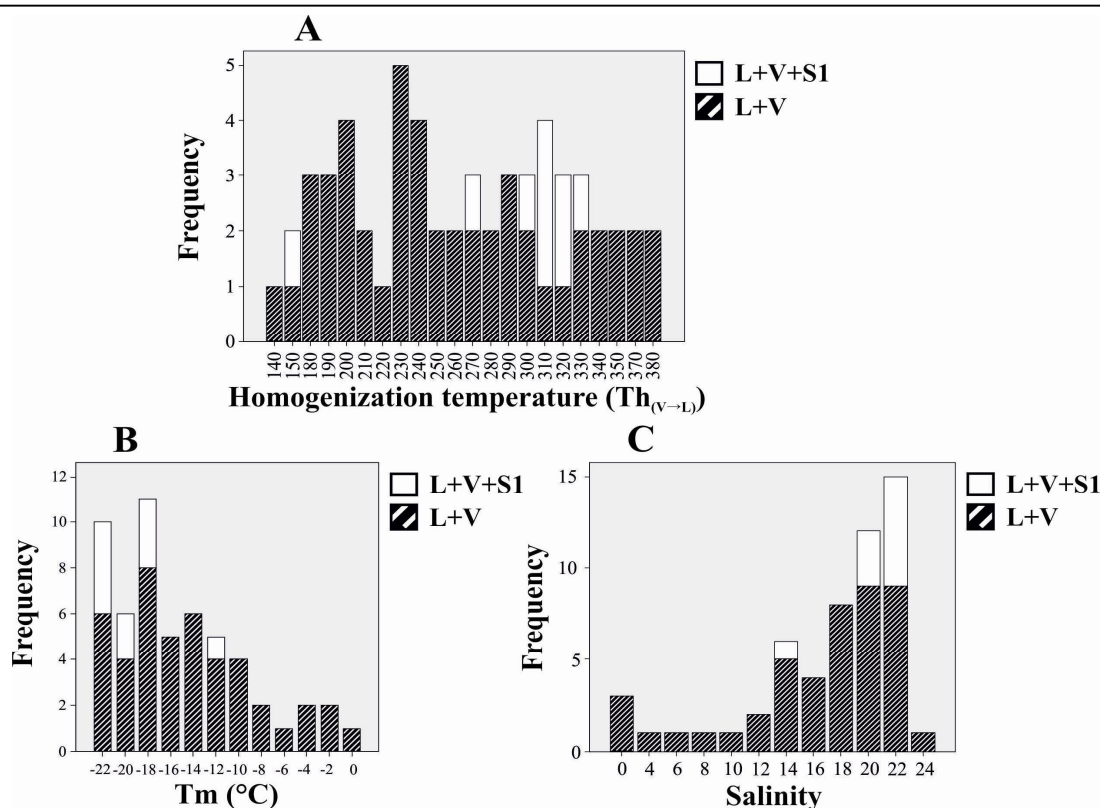
سیالات در گیر حاوی فاز هالیت

هنگام گرمایش این نوع سیالات در گیر، سه نوع همگن شدگی کل رخ می دهد: 1- بلور نمک قبل از ناپدید شدن حباب بخار ذوب می شود $(T_{m_{halite}} < T_{total})$ ، 2- بلور نمک هم زمان با حباب بخار ذوب می شود $(T_{m_{halite}} = T_h)$ و 3- بلور نمک بعد از حباب بخار ذوب می شود $(T_{m_{halite}} > T_{vapour})$. در کانسار ایجو از 144 نمونه سیال در گیر، 60 نمونه مربوط به سیالات در گیر حاوی فاز هالیت است که 28 نمونه آن با ناپدید شدن حباب بخار همگن شدند و 31 نمونه با ذوب هالیت همگن می شوند. سیالات در گیری که با ذوب هالیت همگن می شوند، نشان دهنده به دام افتادن سیال اشباع از هالیت در فشار بالا، به دام افتادن پسین و از دست رفتن یا افت حجمی آب است (Ulrich et al., 2002). برخی از سیالات در گیر حاوی فاز هالیت با ناپدید شدن حباب بخار همگن شده اند $(T_{m_{halite}} < T_h)$ این سیالات در گیر شامل بخشی از سیالات در گیر سه فازی $(L+V+H)$ و بخشی از سیالات در گیر چهار فازی $(L+V+H+S1)$ هستند که دمای همگن شدن این سیالات در گیر از 230°C تا 480°C متغیر است و میانگین دمای همگن شدن آنها 351°C است (شکل A-9). برخی دیگر از سیالات در گیر حاوی فاز هالیت با ذوب بلور نمک همگن می شوند $(T_{m_{halite}} > T_h)$ که این سیالات در گیر شامل بخشی از سیالات در گیر سه فازی $(L+V+H)$ و بخشی از سیالات در گیر چهار فازی $(L+V+H+S1)$ و کل سیالات در گیر پنج فازی $(L+V+H+S1+S2)$ و $(L+V+H+S1+An)$ هستند، دمای همگن شدن این سیالات در گیر از 237°C تا 450°C متغیر است که میانگین آن 366°C است (شکل B-9). دمای ذوب هالیت از 153°C تا 450°C متغیر است (جدول 2 و شکل C-9) که بیشترین فراوانی آن در محدوده دمایی 230°C و میانگین دمای ذوب هالیت 318°C است.

جدول 2. داده‌های ریزدماسنجی سیالات درگیر کانسار ایجو

Table 2. Microthermometry data of fluid inclusions in the Iju deposit

Sample no.	Depth (m)	Type	Number	Th _(V→L) (°C)	Tm _{halite} (°C)	Tm _{ice} (°C)	Salinity wt% NaCl eq
IJ-7	99-103	L+V	3	143 to 202	-	-0.8 to -0.1	0.2 to 1.4
		L+V+H	1	242	218	-28	32.8
		L+V+H+S1	4	231 to 439	416 to 450	-37	49.6 to >51.5
	112-116	L+V	1	243	-	-5	8
		L+V+H	2	253 to >450	243 to 273	-31.7 to -39.2	34.2 to 36.4
		L+V+H+S1	3	208 to 422	319 to 401	-32.1 to -36.3	39.6 to 47
		L+V+H+S1+S2	1	265	442	-30.9	51.6
		L+V+S1	1	328	-	-16.6	19.9
	174-179	L+V+H	6	299 to 480	153 to 368	-27 to -35	29.8 to 43.9
		L+V+H+S1	3	232 to 302	322 to 395	-30 to -37.5	40.8 to 47.5
	179-185 A	L+V	3	194 to 283	-	-19 to -21	21.6 to 22.7
		L+V+H+S1	2	213 to 226	337 to 416	-35.2 to -37.5	42.2 to 48.2
		L+V+H+S1+An	2	309 to 320	>450	-	>52.9
		L+V+S1	1	330	-	-20.7	22.9
	179-185 B	L+V	4	154 to 273	-	-18 to -21	21.1 to 22.8
		L+V+H	1	451	236	-39.8	33.8
		L+V+H+S1	2	252 to 284	406 to 414	-	48.1 to 49.1
		L+V+H+S1+S2	1	250	424	-	49.7
IJ-10	183-187	L+V	5	191 to 330	-	-8 to -15	11.9 to 18.6
		L+V+H	1	238	321	-30.7	40.7
		L+V+H+S1	3	203 to 300	165 to 424	-32.7 to -37.8	30.3 to 48.6
IJ-15	264-267	L+V	2	183 to 197	-	-9.2 to -15.4	13.1 to 19.0
IJ-17	250-255	L+V	7	200 to 387	-	-6.8 to -17.3	10.2 to 20.5
		L+V+H+S1	2	231 to 242	205 to 303	-30.5	32.1 to 39.3
		L+V+S1	1	310	-	-11.5	15.5
IJ-19	355-360	L+V	1	370	-	-22.7	24.2
		L+V+H	1	248	227	-36	33.3
		L+V+H+S1	4	233 to 285	185 to 317	-29.7 to -36.9	31.1 to 40.2
		L+V+H+S1+An	1	222	310	-27.1	39.8
		L+V+S1	1	150	-	-21	23
	382-386	L+V	7	274 to 359	-	-3 to -20	5.4 to 22
		L+V+H	1	334	352	-30.9	43
IJ-20	403-409	L+V	1	231	-	-17	20.4
		L+V+H	2	243 to 253	227 to 341	-36.8	33.3 to 42.5
		L+V+H+S1	1	248	281	-30.6	37.2
		L+V+H+S1+S2	1	243	421	-37.6	49.3
		L+V+S1	2	311 to 326	-	-20.3 to -20.6	22.6 to 22.8
	435-438	L+V	4	293 to 373	-	-10 to -21	14 to 22.8
		L+V+H	2	291 to 332	239 to 303	-26.4 to -38.7	34 to 38.3
IJ-23	149-153	L+V+S1	2	272 to 307	-	-17.6 to -20.9	20.7 to 23
		L+V	4	200 to 385	-	-14 to -20	17.9 to 22.2
	340-344	L+V+H	1	185	251	-33.8	35.6
		L+V	3	216 to 303	-	-18 to -21	20.6 to 22.8
		L+V+H	4	177 to 254	233 to 335	-28.6 to -39.3	33.7 to 41.4
	344-348	L+V+S1	1	319	-	-19.5	22
		L+V	4	186 to 318	-	-1 to -18	1.6 to 21
		L+V+H	1	395	436	-36.9	51.8
		L+V+H+S1	2	280 to 424	202 to 348	-33.1 to -37.2	32 to 42.1
		L+V+S1	1	-	-	-16.8	20.1



شکل 8. نمودارهای ستونی برای سیالات درگیر بدون فاز هالیت در کانسار ایجو. A: نمودار دمای همگن شدن ($T_{h(V \rightarrow L)}$) سیالات درگیر، B: نمودار دمای ذوب یخ (T_m) سیالات درگیر و C: نمودار شوری انواع سیالات درگیر بدون فاز هالیت، (L= مایع، V= بخار، S1= کانی‌های اوپک)

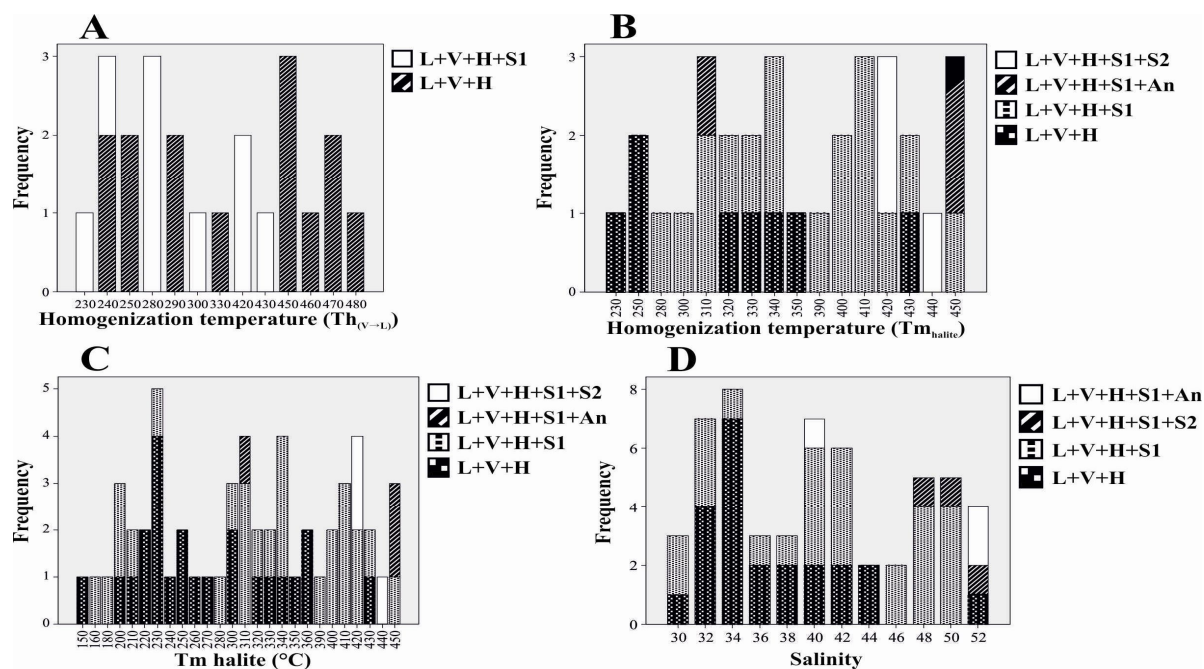
Fig. 8. The histograms for fluid inclusions without halite phase in the Iju deposit. A: homogenization diagram ($T_{h(V \rightarrow L)}$) of the fluid inclusions, B: ice melting temperature diagram (T_m) of the fluid inclusions, and C: the Salinity diagram of different types of fluid inclusions without halite phase, (L= Liquid, V= Vapour, S1= Opaque minerals)

شواهد آن از بین رفته است و فقط این رگه‌ها بر جای مانده است. اغلب رگه‌های کوارتز+پیریت در گروه دمای متوسط تا دمای پایین قرار دارند (با شوری متوسط تا پایین) که به ترتیب بیانگر قسمت‌های داخلی (تحت تأثیر سیالات ماگمایی و سیالات جوی) و خارجی (اغلب تحت تأثیر سیالات جوی) زون کوارتز- سرسیت- پیریت است. سیالات ماگمایی دمای همگن‌شدگی و شوری بالایی دارند؛ اما شکستگی‌ها باعث اختلاط سیالات ماگمایی و جوی و تشکیل میان‌بارهایی با دما و شوری پایین‌تر از سیالات ماگمایی می‌شود.

بر اساس نمودار شوری در برابر دمای همگن‌شدن (شکل 10) مقدار چگالی سیال کانه‌دار از 0/7 تا 1/2 گرم بر سانتی‌متر مکعب برای انواع مختلف سیال درگیر متغیر است.

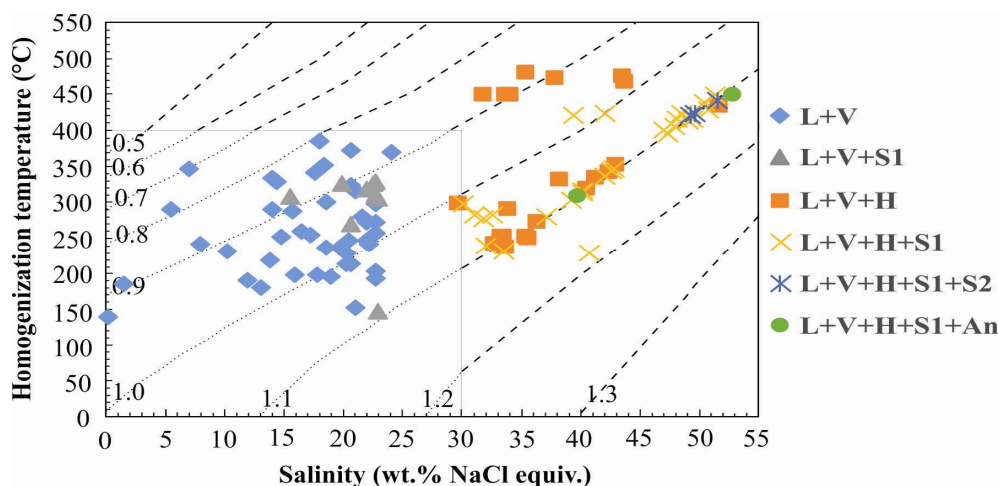
محدوده شوری این سیالات 30 تا 52 درصد وزنی نمک طعام است (جدول 2 و شکل 9-D) که بیشترین فراوانی آن 34 درصد وزنی نمک طعام و میانگین شوری در سیالات درگیر حاوی فاز هالیت 40/8 درصد وزنی معادل نمک طعام است.

از آنجایی که رگه‌های گروه دوم (کوارتز+پیریت) برای بررسی‌های ریزدماسنجی و ایزوتوپ گوگرد نمونه‌برداری شدند، بر اساس دمای هموژن شدن، این رگه‌ها در سه گروه دمای بالا (400-480 درجه سانتی‌گراد) دمای متوسط (300-400 درجه سانتی‌گراد) و دمای پایین (140-300 درجه سانتی‌گراد) قرار گرفتند. رگه‌های دمای بالا که شوری بالا نیز دارند، توسط سیالات ماگمایی ایجاد شده‌اند و نشانگر زون پتاسیکی هستند که بسیار محدود بوده و بعداً در نتیجه هم‌پوشانی کامل این زون توسط زون کوارتز- سرسیت- پیریت تمام



شکل 9. نمودارهای ستونی برای سیالات درگیر حاوی فاز هالیت در کانسار ایجو. A: نمودار دمای همگن‌شدن برای سیالات درگیری که با ناپدیدشدن فاز بخار همگن می‌شوند ($T_{m_{halite}} < T_h$). B: نمودار دمای همگن‌شدن برای سیالات درگیری که با ذوب هالیت همگن شده‌اند ($T_{m_{halite}} > T_h$). C: نمودار دمای ذوب هالیت سیالات درگیر و D: نمودار شوری انواع سیالات درگیر حاوی فاز هالیت، (L=مایع، V=بخار، H=هالیت، S1 و S2=کانی‌های اوپک، An=انیدریت).

Fig. 9. The histograms for the fluid inclusions containing halite phase in the Iju deposit. A: homogenization temperature diagram for fluid inclusions, which are homogenized with the disappearance of the vapor phase ($T_{m_{halite}} < T_h$), B: homogenization temperature diagram for fluid inclusions, which are homogenized with halite melting ($T_{m_{halite}} > T_h$), C: the diagram of halite melting temperature of fluid inclusions, and D: salinity diagram of fluid inclusions containing halite phase, (L= Liquid, V= Vapour, H= Halite, S1 and S2= Opaque minerals, An= Anhydrite).



شکل 10. نمودار مقادیر چگالی سیالات درگیر با استفاده از مقادیر شوری در برابر دمای همگن‌شدن (Zhang and Frantz, 1987)، خطوط نقطه‌چین بزرگ توسط نویسندگان و با استفاده از نرم‌افزار FLINCOR ترسیم شده است (Brown and Lamb, 1989). (L=مایع، V=بخار، H=هالیت، S1 و S2=کانی‌های اوپک، An=انیدریت).

Fig. 10. Density values diagram of the fluid inclusions using salinity values versus homogenization temperature (Zhang and Frantz, 1987), great dotted lines are drawn by the authors using the FLINCOR software (Brown and Lamb, 1989). (L= Liquid, V= Vapour, H= Halite, S1 and S2= Opaque minerals, An= Anhydrite).

نتایج آنالیز شیمیایی ایزوتوپهای گوگرد

در کانسارهای گوگرددار، ترکیب ایزوتوپی ($\delta^{34}\text{S}$) کانیهای سولفیدی، سولفاتی و یا سیال مولد کانی سازی ($\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$) می تواند در جهت تعیین منشأ گوگرد کانسار به کار رود. همچنین ایزوتوپهای گوگرد در تفسیر شرایط تشکیل کانیهای گوگرددار کانسار می تواند کمک کند (Ohmoto, 1972; Ohmoto and Goldhaber, 1997). مقدار ایزوتوپ گوگرد $\delta^{34}\text{S}$ در کانیهای پیریت همزاد با کوارتز داماسنجی شده کانسار ایجو در جدول 3 آمده است. ترکیب ایزوتوپی گوگرد یا به عبارتی مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانیهای پیریت کانسار ایجو بین -0.86 تا 1.27 در هزار و با میانگین 0.229 در هزار (تعداد 15 نمونه) است. از آنجا که از روی ایزوتوپ گوگرد ($\delta^{34}\text{S}$) هر کانسار در محلول گرمابی یا ماگمایی می توان خاستگاه آن را

مورد بررسی قرار داد؛ لذا، باید با استفاده از ایزوتوپ گوگرد اندازه گیری شده در کانی و با توجه به دمای تشکیل آن کانی، ایزوتوپ گوگرد در محلول را محاسبه کرد (Karimpour and Saadat, 2002). برای تعیین نسبت ایزوتوپی گوگرد سیال کانه ساز در کانسار ایجو از ترمومتری سیالات در گیر استفاده شده است. بدین صورت که برای محاسبه مقدار $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ از رابطه ساده شده زیر کمک گرفته شده است:

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}(\text{‰}) = - (1000 \ln \alpha - \delta^{34}\text{S}_{\text{MINERAL-CDT}}(\text{‰}))$$

در این رابطه مقدار $1000 \ln \alpha$ کانی پیریت به کمک سایت زیر و با استفاده از دمای کانی کوارتز همزاد استفاده شده است:

http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/alphadelta/alphadelta_4alpha.cgi

جدول 3. مقادیر ایزوتوپ پایدار گوگرد در کانی پیریت و سیال کانه دار مولد کانسار ایجو

Table 3. The stable isotopes' values of sulfur in pyrite and ore bearing generator fluid of the Iju deposit

Sample ID (Depth).	Mineral	Sulfur (%)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}(\text{‰})$	Th ($^{\circ}\text{C}$) (fluid calculated)	$1000 \ln \alpha^*$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}(\text{‰})$
IJ-7 (99-103)	pyrite	47.02	-0.2	259	1.4	-1.6
IJ-7 (112-116)	pyrite	46.57	0.24	298	1.2	-1.06
IJ-7 (174-179)	pyrite	39.87	-0.06	383	0.9	-1.06
IJ-7 (179-185) A	pyrite	50.1	-0.26	260	1.4	-1.66
IJ-7 (179-185) B	pyrite	46.81	-0.33	269	1.4	-1.73
IJ-10 (183-187)	pyrite	46.72	-0.86	253	1.4	-2.36
IJ-15 (264-267)	pyrite	47.815	0.66	191	1.9	-1.24
IJ-17 (250-255)	pyrite	47.81	-0.27	268	1.4	-1.67
IJ-19 (355-360)	pyrite	45.22	0.39	256	1.4	-0.91
IJ-19 (382-386)	pyrite	48.58	0.6	322	1.1	-0.6
IJ-20 (403-409)	pyrite	41.75	1.27	265	1.4	-0.23
IJ-20 (435-438)	pyrite	50.91	0.51	311	1.2	-0.69
IJ-23 (149-153)	pyrite	37.78	0.81	251	1.5	-0.79
IJ-23 (340-344)	pyrite	42.12	0.46	246	1.5	-1.14
IJ-23 (344-348)	pyrite	41.88	0.46	294	1.2	-0.84

خاصی ($T < 300^{\circ}\text{C}$, low pH and Eh) سهم اصلی گوگرد در سیال مولد کانی سازی به صورت H_2S در نظر گرفته شده است (Ohmoto and Rye, 1979). در این دما گوگرد غالب در سولفیدها از نظر ایزوتوپی نزدیک به مقدار ایزوتوپ سیال کانه دار ($\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$) است. ترکیب ایزوتوپی گوگرد در کانیهای گرمابی به شدت توسط چند عامل کنترل می شود، همچون: فوگاسیته اکسیژن ($f\text{O}_2$) و مقدار اسیدیته (pH) سیال گرمابی و ترکیب ایزوتوپی گوگرد سیال گرمابی مولد کانی سازی

در تصحیحات دمایی برای محاسبه گوگرد موجود در سیال کانی ساز مولد کانی پیریت از رابطه اوهموتو و ری (Ohmoto and Rye, 1979) مورد کاربرد برای دمای 200 تا 700 درجه با مقدار ثابت تفکیک 0.40 استفاده شده است. ترکیب ایزوتوپی گوگرد در سیال گرمابی مولد کانسار ایجو بین -0.23 تا 2.36 در هزار و با میانگین 1.172 در هزار است. در کانسار ایجو مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ درون کانی پیریت تقریباً مشابه با مقدار $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ سیال (با اختلاف $1/4$ واحد) است. در شرایط فیزیکوشیمیایی

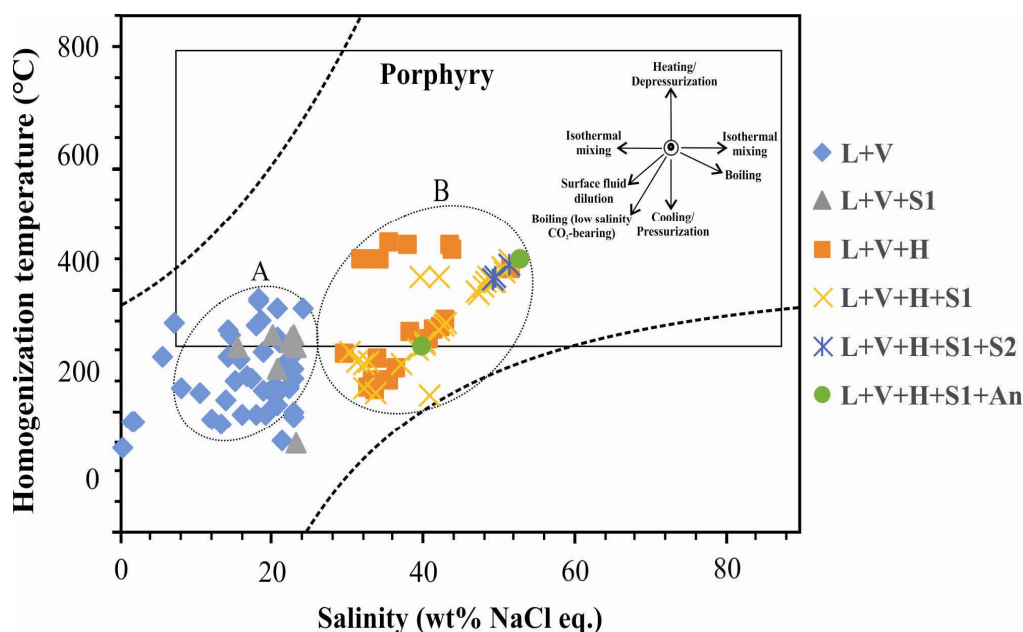
(Ohmoto, 1972). عامل آخر متاثر از منشا گوگرد و دو عامل اول تحت تأثیر شرایط تشکیل کانسار است. تفکیک ایزوتوپی، توزیع ایزوتوپ‌های مختلف یک عنصر بین فازهای کانی‌شناختی متفاوت و یا بین فازهای مختلف یک ترکیب است (Hoefs, 2004). در کانسار ایجو مقادیر $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ برای H_2S در تعادل با پیریت به سبب بالا بودن دمای تشکیل (میانگین 312 درجه سانتی‌گراد) و تقریباً مشابه مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در کانی پیریت است.

بحث

منشأ و تکامل سیال کانه‌دار

سیالات و احتمالاً اغلب فلزات مورد نیاز برای تشکیل کانسارهای پورفیری از یک توده نفوذی که غالباً در زیر کانسار حضور دارد، سرچشمه می‌گیرند (Bodnar, 1995). نقش سیالات جوی فرورو بیشتر در سرد کردن و رقیق کردن محلول‌های ماگمایی و نهشت ماده معدنی است. در کانسارهای پورفیری دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال بسیار متغیر است و عموماً بین 200 تا 700 درجه سانتی‌گراد و شوری نیز با محدوده گسترده از مقدار 0 تا 70 درصد وزنی معادل نمک طعام در نوسان است (Wilkinson, 2001). نتایج آنالیزهای سیالات در گیر کانسار ایجو نشان می‌دهد که سیال کانه‌دار مولد کانی‌سازی دمای متوسط تا بالا و شوری متوسط تا بالا داشته است. چنان‌که که قبلاً گفته شد، بلور نوزاد هالیت در برخی سیالات در گیر مورد بررسی، شناسایی شد. با توجه به این‌که نخستین دمای ذوب (Tfm) یخ میان‌بارهای سیال از 20- کمتر است، می‌توان سامانه $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}\pm\text{CaCl}_2\pm\text{FeCl}_2$ را برای سیال کانه‌ساز معرفی کرد. تمام سیالات در گیر بدون فاز هالیت در $\text{Th}_{(\text{V}\rightarrow\text{L})}$ همگن شدند؛ اما سیالات در گیر حاوی فاز هالیت، برخی در $\text{Th}_{(\text{V}\rightarrow\text{L})}$ و برخی دیگر در $\text{Tm}_{\text{halite}}$ همگن شدند. میزان شوری در برابر دمای همگن شدن سیالات در گیر مختلف در شکل 11 آورده شده که محدوده شاخص کانسارهای پورفیری در آن مشخص شده است (Wilkinson, 2001). پس از ترسیم کردن نمونه‌های مربوط به کانسار ایجو روی نمودار، می‌توان دو محدوده A و B را در نظر گرفت. محدوده A

سیالات در گیر با دما و شوری کمتر نسبت به محدوده B مشخص است. این تفاوت در دما و شوری می‌تواند به دلیل فرآیندی مانند اختلاط با سیالات جوی تفسیر شود. کاهش دما و شوری سیالات اولیه در اثر ورود سیالات جوی و رقیق‌شدگی سیال روند حرکتی ویژگی‌های سیال را مشخص می‌کند (Wilkinson, 2001). با توجه به این‌که سیالات در گیر از رگه‌چه‌های مربوط به زون کوارتز - سرسیت - پیریت برداشته شده است این اختلاط با سیالات جوی می‌تواند عامل کاهش دما و شوری از محدوده B به A باشد. بررسی‌های ایزوتوپی گذشته در کانسارهای مس پورفیری نشان می‌دهد که دگرسانی پتاسیک توسط سیال‌های ماگمایی ایجاد شده است؛ در حالی که دگرسانی فلیک در نتیجه سیال‌های جوی به وجود آمده است (Sheppard et al., 1971; Sheppard and Taylor, 1974; Sheppard and Gustafson, 1976; John, 2010). نکته دیگر در مورد این نمودار قرارگیری بیشتر میان‌بارهای سیال در خارج از محدوده تعیین شده برای کانسارهای پورفیری است. با توجه به این‌که سیالات در گیر مربوط به زون پتاسیک و در واقع مرکز سیستم پورفیری قابل دسترسی نبوده، این مساله قابل توجیه است. به عبارت دیگر نمونه‌های میان‌بارهای زون کوارتز - سرسیت - پیریت کانسار ایجو حاصل فعل و انفعالاتی مانند جوشش، اختلاط با سیالات جوی و سرد شدن بوده است. زمانی که ماگما به سطح نزدیک می‌شود، در اثر کاهش فشار (جوشش اولیه) و تبلور (جوشش ثانویه) سیالات از حالت ماگمایی به حالت گرمابی تغییر می‌کند (Wilkinson, 2001). سیالات در گیر موجود در رگه‌های کوارتزی کانسارهای مس پورفیری می‌تواند در محدوده وسیعی از نظر ترکیب شیمیایی و زیر شرایط مختلفی از دما و فشار تشکیل شود (Rusk and Reed, 2008). سرد شدن، اختلاط سیالات، جوشش و واکنش سیال - سنگ میزبان نقشی مهم در ته‌نشست کالکوپیریت از سیال گرمابی دارد و همچنین رقیق‌شدگی سیالات کانه‌دار شور نیز می‌تواند باعث تشکیل کانی‌های مس‌دار از سیال کانه‌دار شود (Ulrich et al., 2002).



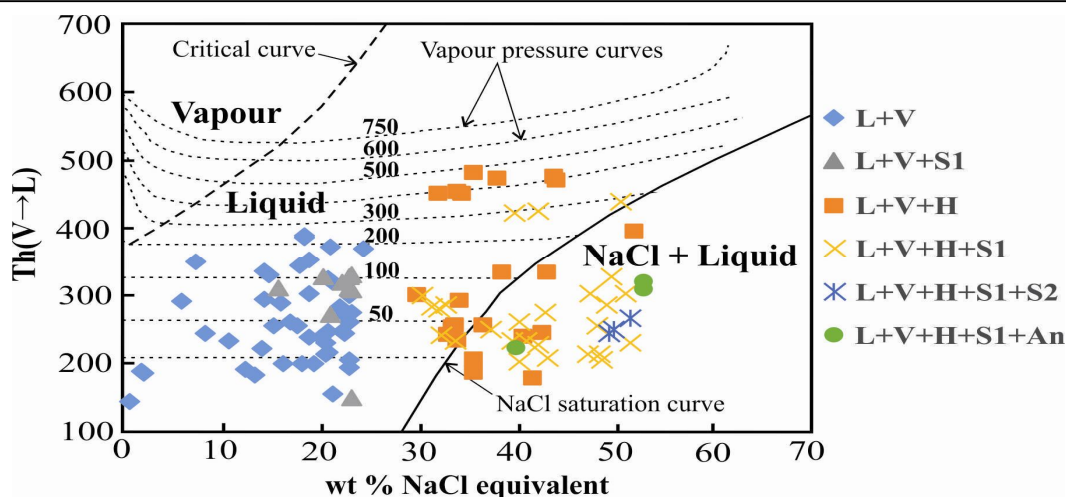
شکل 11. نمودار شوری در برابر دمای همگن شدن برای سیالات درگیر مختلف کانسار ایجو و محدوده کانسار پورفیری (Wilkinson, 2001). با توجه به این که سیالات درگیر کانسار ایجو مربوط به زون دگرسانی کوارتز-سرسیت-پیریت بوده و در این زون اختلاط با سیالات جوی رخ داده، بیرون بودن برخی از نمونه‌ها از محدوده کانسارهای پورفیری قابل توجیه است. روند اختلاط با سیالات جوی را می‌توان از محدوده B به A در نظر گرفت. (L= مایع، V= بخار، H= هالیت، S1 و S2= کانی‌های اوپک، An= انیدریت)

Fig. 11. The salinity diagram versus homogenization temperature for different types of fluid inclusions in the Iju deposit and porphyry deposit's range (Wilkinson, 2001), given that the fluid inclusions in Iju deposit are related to the quartz-sericite-pyrite alteration zone and mixing with meteoric fluids occurred in the zone, out of some samples of porphyry deposits' range is justified. The process of mixing with meteoric fluids can range from B to A. (L= Liquid, V= Vapour, H= Halite, S1 and S2= Opaque minerals, An= Anhydrite)

فرآیند کانی‌سازی از چند طریق اثرگذار باشد: 1) ته‌نشینی کانه به‌عنوان برآیند مستقیم جوشش سیال که مرتبط با کاهش H_2S است، 2) جدایش فیزیکی که به منطقه‌بندی فلزی منجر می‌شود و 3) افزایش غلظت کمپلکس‌های کلریدی حامل فلزات در شوراب باقی‌مانده. دمای بالای به‌دام افتادن سیالات غنی از گاز، حضور کانی کالکوپیریت نوزاد در سیالات درگیر هالیت‌دار و حضور انیدریت در رگه‌ها و برش‌های موجود در توده‌های کنترل‌کننده کانی‌سازی، شواهدی بر حضور یک سیال کانه‌ساز داغ با فوگاسیته بالای O_2 و SO_2 است.

مقدار شوری در برابر دمای همگن شدن سیالات درگیر مختلف در شکل 12 رسم شده که در آن سیالات درگیر غنی از بخار یا VL در بالای منحنی بحرانی متمرکز شده است و سیالات درگیر غنی از مایع یا LV نیز در زیر منحنی بحرانی قرار می‌گیرند.

در طول تغییر از حالت ماگمایی به ساب‌سولیدوس، دما و فشار ماگما کاهش یافته است که به گسترش عدم امتزاج بخار-شوراب منجر می‌شود (Audétat et al., 2008). در حقیقت، جوشش زمانی اتفاق می‌افتد که فشار هیدروستاتیک بیشتر از فشار لیتواستاتیک شود و همین امر باعث کاهش فشار محصورکننده سیالات گرمابی خواهد شد (Wilkinson, 2001). از شواهد جوشش می‌توان به هم‌زیستی سیالات غنی از مایع و غنی از بخار، وجود برش و بافت تیغه‌ای در کلسیت اشاره کرد (Nash, 1976; Bodnar, 1995; Hedenquist, et al., 1998; Kouhestani et al., 2015). وجود برش گرمابی در کانسار ایجو شواهدی بر فرآیند جوشش است. کاهش دمای سیال در نتیجه جوشش باعث ناپایدار شدن کمپلکس کلریدی و ته‌نشینی کانه‌ها می‌شود (Thiersch et al., 1997). عدم امتزاج سیالات و تفکیک فلزات بین بخار-شوراب می‌تواند روی



شکل 12. نمودار دمای همگن‌شدن در مقابل شوری سیالات درگیر گروه‌های مختلف سیالات درگیر در کانسار ایجو (منحنی بحرانی و منحنی انحلال هالیت از چو (Chou, 1987)). (L= مایع، V= بخار، H= هالیت، S1 و S2= کانی‌های اوپک، An= انیدریت)

Fig. 12. The fluid inclusions' homogenization temperature diagram versus salinity of different types of fluid inclusions in the Iju deposit (critical curve and dissolution Curve of halite from Chou, 1987). (L= Liquid, V= Vapour, H= Halite, S1 and S2= Opaque minerals, An= Anhydrite)

آب‌های جوی تشکیل شده‌اند. برای مثال در کانسار ایجو اجتماع‌های سیالات درگیر در نمونه Ij 20 (403-409) با پنج نوع سیال درگیر در یک اجتماع واحد (جدول 2) شامل سیالات درگیر دو فازی غنی از مایع (L+V)، سیالات درگیر سه فازی غنی از مایع (L+V+H) و میان‌بارهای سیال چهار فازی و پنج فازی غنی از مایع (L+V+H+S1 و L+V+H+S1+S2) و سیال درگیر سه فازی (L+V+S1) دیده می‌شود که محدوده متفاوتی از ترکیب و شوری را نشان می‌دهد که در شکل 12 آمده است.

بررسی‌های فراوانی در زمینه دماسنجی سیال درگیر در کانسارهای مس پورفیری ایران صورت گرفته است، برای مقایسه داده‌های حاصل از بررسی‌های سیالات درگیر در کانسار ایجو با چند کانسار مس پورفیری بزرگ (سونگون، سرچشمه و میدوک) مقایسه شده که نتایج آن در جدول 4 آمده است.

در این نمودار، سیالات درگیر کانسار ایجو اغلب سیال‌های غنی از مایع بوده و حجم کمتری سیال‌های اشباع از هالیت هستند. سیالات اشباع از هالیت اغلب از نوع L+V+H+S1+S2 هستند. در این نمودار، سیالات درگیر حاوی فاز جامد غالباً در کنار منحنی اشباع از NaCl متمرکز شده‌اند. سیالات درگیری که بالای منحنی اشباع از NaCl قرار گرفته‌اند، فاز جامد قبل از فاز گاز همگن شده‌اند؛ در حالی که در نمونه‌هایی که در زیر منحنی قرار می‌گیرند، ابتدا فاز گاز و سپس فاز جامد همگن می‌شود (Hezarkhani, 2006). به عبارت دیگر، همگن‌شدن یک سیال به هالیت نشان‌دهنده تشکیل، تحت تأثیر تحولات فشار است (Bodnar and Vityk, 1994; Becker et al., 2008). در نمودار نمونه‌های کانسار ایجو عمده سیالات (بالای منحنی هالیت) در اثر تحولات ماگمایی و در اثر اختلاط با

جدول 4. مقایسه ویژگی‌های سیالات درگیر کانسار ایجو با کانسارهای پورفیری شاخص در ایران

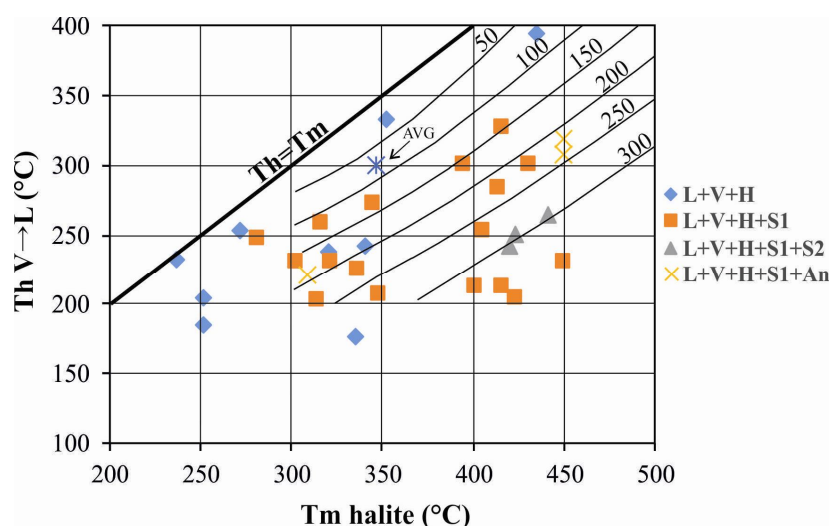
Table 4. Comparing the properties of fluid inclusions in the Iju deposits with salient porphyry deposits in Iran.

Deposit name	Homogenization temperature (°C)	Salinity (wt% NaCl eq.)	Reference
Sar-Cheshmeh	240 to 600	1 to 61	Hezarkhani, 2006
Sungun	150 to 600	1 to 70	Calagari, 2004
Meiduk	214 to 530	2.2 to 43	Asadi et al., 2013
Iju	142 to 480	0.18 to >52.99	This paper

بارومتري

به وسیله بارومتري اطلاعات با ارزشی برای اکتشاف، مقدار پوششی که کم شده یا فرسایش یافته، ماهیت کانسار و رخداد جوشش که می تواند عامل تشکیل کانسار باشد، به دست می آید (Roedder and Bodnar, 1980). برای تعیین فشار در کانسار ایجو از نمودار دمای ذوب هالیت ($T_{m\text{halite}}$) در برابر دمای همگن شدن ($T_{h(V \rightarrow L)}$) استفاده شد. بکر و همکاران (Becker et al., 2008) نموداری برای اندازه گیری فشار به دام افتادن سیالات در گیر چند فازي ارائه نمودند که از دو دمای ذوب هالیت و دمای همگن شدن مایع - بخار استفاده می کند (شکل 13). نتایج حاصل از این نمودار برای داده های کانسار مس پورفیری ایجو نشان می دهد که فشار تشکیل میان بارها را می توان

از کمتر از 50 مگاپاسکال (500 بار) تا بیش از 300 مگاپاسکال (3000 بار) در نظر گرفت. این تغییرات در فشار می تواند مربوط به شرایط مختلف سیال مانند جوشش برشی شدن، بوده باشد. مقدار میانگین اندازه گیری شده دو دمای ذوب هالیت و دمای همگن شدن مایع - بخار در نمودار شکل 13 در حدود 75 مگاپاسکال (750 بار) فشار نشان می دهد. با در نظر گرفتن گرادیان 0/3 کیلو بار در هر کیلومتر این فشار حدوداً معادل عمق 3500 متری است. مقادیر دماسنجی بر اساس عمق و گمانه در جدول 2 آمده است که نشان می دهد نظم معناداری نسبت به عمق در داده های دماسنجی وجود ندارد که احتمالاً به دلیل ورود سیالات در پالس های مختلف و یا تغییرات زیاد در ترکیب سیال در کانی سازی است.



شکل 13. نمودار ارتباط میان دمای انحلال هالیت در برابر دمای همگن شدن و تعیین فشار (Becker et al., 2008). بر اساس دمای میانگین ذوب هالیت (345°C) و میانگین دمای همگن شدن (300°C) فشار میانگین بین منحنی 50 تا 100 مگاپاسکال (حدود 750 بار) قرار می گیرد. ($L = \text{Liquid}$, $V = \text{Vapour}$, $H = \text{Halite}$, $S1$ و $S2 = \text{Opaque minerals}$, $An = \text{Anhydrite}$)

Fig. 13. The diagram of the relationship between halite's dissolution temperature versus homogenization temperature and pressure setting (Becker et al., 2008), based on the average temperature of halite's melting (345°C) and the homogenization temperature average (300°C), the average pressure is placed between 50 to 100 MPa curve (about 750 bar). ($L = \text{Liquid}$, $V = \text{Vapour}$, $H = \text{Halite}$, $S1$ and $S2 = \text{Opaque minerals}$, $An = \text{Anhydrite}$)

چندفازی، نشان می دهد که مس با این سیالات منتقل شده است (Nateghi and Hezarkhani, 2013). وجود کالکوپریت به صورت کانی دختر در میان بارهای مایع - بخار - هالیت - فلز + کالکوپریت ($L+V+H+S1+S2$) که با شوری بالای

تمام شرایط بالا، برای کانی سازی اقتصادی در کانسار ایجو مانند کانسارهای پورفیری بزرگ دیگر مناسب است؛ ولی عملاً در این جا با یک کانسار نیمه اقتصادی تا غیر اقتصادی مواجه هستیم. حضور کالکوپریت به عنوان کانی دختر در سیالات در گیر

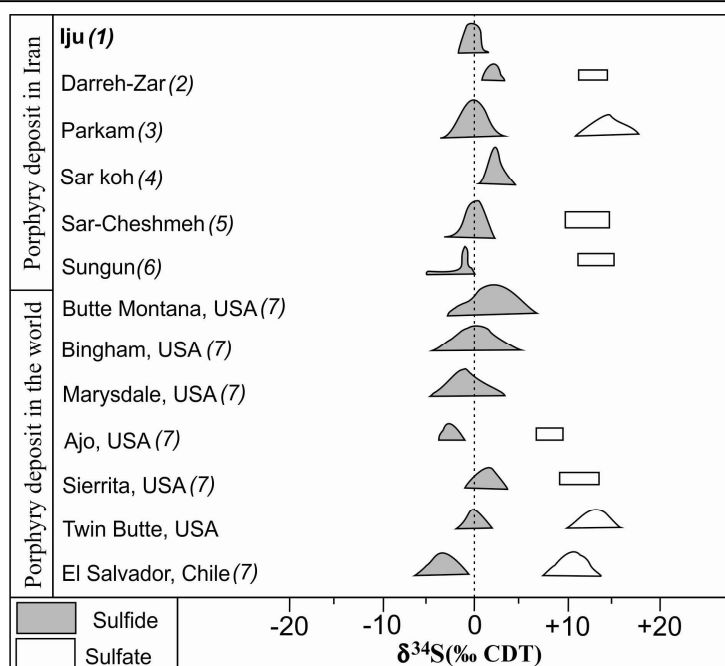
محلی که جوشش اتفاق افتاده است، سیال هر آنچه محتوای مس داشته باشد، در آن محل بر جای می‌گذارد. در منطقه اکتشافی ایجو میانگین عیار مس تقریباً 0/2 درصد است.

منشأ گوگرد

سیالات و احتمالاً اغلب فلزات در کانسارهای مس پورفیری از یک توده نفوذی مشتق شده است (Bodnar, 1995). گوگرد در محیط طبیعی نهایتاً دارای دو منبع اولیه اصلی است: (1) منبع ماگمایی و (2) منبع آب دریا (Ohmoto and Rye, 1979). مقادیر ایزوتوپ گوگرد در کانی پیریت کانسار ایجو از دو جنبه قابل توجه است: (1) گستره محدود در مقدار $\delta^{34}\text{S}$ و (2) مقدار نزدیک به صفر. گستره محدود و نزدیک به صفر مشاهده شده در مقدار $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های گوگردار نقش کنترل ماگمایی در وقایع کانی‌سازی را نشان می‌دهد (Ohmoto and Rye, 1979; Kouzmanov and Ramboz, 2003; Moritz et al., 2003; Andrew et al., 2008; Chen et al., 2009). مقدار $\delta^{34}\text{S}$ کانی سولفیدی گرمابی با منشأ ماگمایی بین 3- تا 1+ متغیر است (Hoefs, 2004). گوگرد ممکن است از یکی از دو منبع زیر حاصل شده باشد، یا به‌طور مستقیم از ذوب‌بخشی که سیال ماگمایی را تولید کرده است و یا به واسطه انحلال و آب‌شویی منابع آذرین سولفیددار پیشین حاصل شده باشد (Yilmaz et al., 2010). علاوه بر این محدوده تغییرات اندک در میزان ایزوتوپ گوگرد پیریت‌های کانسار ایجو، پیشنهاد می‌کند که H_2S گونه سولفوری غالب در سیالات تشکیل‌دهنده سیستم کانی‌سازی این منطقه است (Rye, 2005; Bowden, 2007).

با توجه به شواهد زمین‌شناسی، منشأ ماگمایی گوگرد، دمای همگن شدن بالا و شوری بسیار زیاد برخی از سیالات گرمابی، وجود مجموعه میان‌بارهای شاخص جوشش در رگه‌چه‌های کوارتز+پیریت و فشار حاکم بر سیالات کانسار ساز، ارتباط کانی‌سازی با ماگماتیسم در کانسار ایجو آشکار است و به همین دلیل، مقدار $\delta^{34}\text{S}$ پیریت کانسار ایجو با دیگر کانسارهای مس پورفیری در ایران و جهان مقایسه شده که کاملاً منطبق بر این نوع از کانسارهاست (شکل 14).

49/27 تا 51/55 و دمای 420/7 تا 442 درجه سانتی‌گراد، حداکثر دو درصد کل اذخال‌های بررسی شده را تشکیل می‌دهند، مشخص می‌کند که این سیالات می‌توانند مسؤول حمل مس و به‌دنبال آن رسوب کالکوپریت باشند. درصد کم این نوع از میان‌بارهای سیال و از طرفی حضور ضعیف کالکوپریت در منطقه و همچنین پایین بودن عیار مس در زون کوارتز-سرسیت-پیریت مشخص می‌کند که کانسار مس پورفیری ایجو نیمه اقتصادی تا غیراقتصادی است. به نظر می‌رسد که دلیل اصلی این رخداد، فقیر بودن سیال کانه‌ساز اولیه از مس، عمق زیاد جای‌گذاری، پایین بودن آب در ماگمای مولد و نبود شرایط مناسب برای خروج و تثبیت مس در سنگ میزبان است. نبود گسل‌های منطقه‌ای و وجود شکستگی‌های کم در سنگ میزبان کانسار ایجو که نشانه آن تراکم پایین رگه‌چه‌ها و وجود سیستم استوک‌ورک ضعیف در منطقه ایجو است و همچنین وجود برش هیدروترمالی با گسترش بسیار محدود، گردش سیالات گرمابی را سخت کرده است و نشان می‌دهد که شرایط مناسب برای خروج مس و تثبیت آن در سنگ مهیا نبوده است. از آنجایی که سیستم استوک‌ورک می‌تواند نشان‌دهنده میزان آب در ماگمای مولد باشد (Hezarkhani and Hajizadeh, 2011)، بنابراین سیستم استوک‌ورک ضعیف در کانسار ایجو نشان‌دهنده میزان پایین آب ماگمای مولد کانسار است. لذا، میزان کم سیال تولیدشده در حین انجماد، مانع جدایش مس به‌طور موثر از ماگما شده است و به تبع آن میزان مس در سیال کانه‌ساز پایین آمده است. همچنین عمق زیاد جای‌گذاری توده (به‌طور متوسط حدود 3500 متری از سطح فرسایش قدیمی) در قیاس با اغلب کانسارهای مس پورفیری ایران که در عمق حدود 1500 تا 2000 متری جای‌گذاری شده‌اند (Talebi, 2005)، باعث کاهش سرعت جدایش مس، به‌علت کاهش ضریب جدایش Cl بین مذاب و فاز آبی شده و بدین ترتیب مس به مقدار کم نهشته شده است. از طرفی مس موجود در منطقه نیز که به‌صورت کالکوپریت بوده است، عمدتاً اکسید شده و باعث حضور گسترده مالاکیت در سطح شده است. بنابراین، انتظار وجود مس در اعماق بیشتر نیز بعید به نظر می‌رسد چون در



شکل 14. مقایسه مقادیر ایزوتوپ گوگرد در کانی‌های سولفیدی و سولفاتی در کانسارهای پورفیری ایران و جهان در مقایسه با کانسار ایجو (1: این پژوهش؛ 2: Parsapour et al., 2014؛ 3: Taghipour and Dorani, 2013؛ 4: Nourali and Mirnejad, 2012؛ 5: Maanijou et al., 2012؛ 6: Calagari, 2003؛ 7: Ohmoto and Rye, 1979).

Fig. 14. Comparing the sulfur isotope values in the sulfide and sulfate minerals in Iran and the world's porphyry deposits in comparison with the Iju deposit (1: This research; 2: Parsapour et al., 2014; 3: Taghipour and Dorani, 2013; 4: Nourali and Mirnejad, 2012; 5: Maanijou et al., 2012; 6: Calagari, 2003; 7: Ohmoto and Rye, 1979).

نتیجه‌گیری

متر می‌رسد. رگه‌چه‌های کوارتز + پیریت گزینشی برای

بررسی‌های سیالات در گیر و ایزوتوپ گوگرد بوده است.

4- بررسی‌های پتروگرافی سیالات در گیر کانسار ایجو

نشان‌دهنده تشکیل هشت گروه سیال در گیر شامل: سیالات

در گیر تک فاز غنی از مایع، سیالات در گیر دو فاز غنی از

مایع، سیالات در گیر دو فاز غنی از بخار، سیالات در گیر سه

فازی غنی از بخار (بخار - مایع - فلز)، سیالات در گیر سه فاز

غنی از مایع (مایع - بخار - فلز)، سیالات در گیر سه فاز

هالیت دار (مایع - بخار - هالیت)، سیال در گیر چهار فاز (مایع -

بخار - فلز ± کالکوپیریت) که به صورت ثانویه است و فقط یکی

از آن دیده شد و سیالات در گیر چند فاز شامل: (مایع - بخار -

هالیت - فلز)، (مایع - بخار - هالیت - فلز ± انیدریت) و (مایع - بخار -

هالیت - فلز ± کالکوپیریت) است.

5- محدوده گسترده دمای همگن شدن و شوری بین 140 تا 380

درجه سانتی‌گراد و 0/18 تا 24 درصد وزنی نمک طعام (برای

1- در کانسار ایجو، توده‌های نیمه عمیق کالکوالکالان اسیدی تا

حدواسط با ترکیب توانالیت تا کوارتز دیوریت می‌وسن بالایی

موجب کانی‌سازی شده‌اند.

2- زون‌های دگرسانی شامل کوارتز - سرسیت - پیریت و

پروپلیتیک بوده که در سطح و عمق کانسار دگرسانی کوارتز -

سرسیت - پیریت بیشترین گسترش را دارد و کانی‌سازی به شکل

پراکنده، استوک‌ورک و برش گرمایی دیده می‌شود.

3- بر اساس کانی‌شناسی رگه‌چه‌ها، سه گروه رگه‌چه تشخیص

داده شد که عبارتند از: 1) رگه‌چه‌های کوارتز (± کالکوپیریت

± کلسیت)، 2) رگه‌چه‌های کوارتز + پیریت (± کالکوپیریت ±

کلسیت ± کریزوکولا ± انیدریت ± فلدسپات ± کوولیت) و 3)

رگه‌چه‌های پیریت (± کالکوپیریت ± کلسیت ± کریزوکولا ±

انیدریت). تراکم رگه‌چه‌ها در زون کوارتز - سرسیت - پیریت تا

15 رگه‌چه در متر مربع در سطح و در گمانه‌ها تا 50 رگه‌چه در

ادخال‌های بررسی شده را تشکیل می‌دهند، مسؤول حمل مس و به‌دنبال آن رسوب کالکوپیریت است.

8- تنوع شوری و هم‌یافتی سیالات درگیر چندفازی شور و سیالات درگیر دو فازی غنی از فاز گاز نشان‌دهنده رخ‌داد پدیده جوشش در برخی نمونه‌های کانسار مس پورفیری ایجو است.

9- مقدار $\delta^{34}\text{S}$ کانی پیریت دارای گستره محدود و نزدیک به صفر است (میانگین 0/229 در هزار) که نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی برای گوگرد است. مقادیر $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ برای H_2S در تعادل با پیریت به‌دلیل بالا بودن دمای تشکیل، تقریباً مشابه پیریت است و نشان می‌دهد که عامل تفکیک ایزوتوپی تنها به‌طور ضعیف مربوط به دماست.

10- به نظر می‌رسد به‌دلیل عمق زیاد جای‌گذاری، پایین بودن آب در ماگمای مولد و بالتبع آن فقیر بودن سیال کانه‌ساز اولیه از مس، و نبود شرایط مناسب (نبود گسل‌های منطقه‌ای و شکستگی‌های فراوان) برای خروج و تثبیت مس در سنگ میزبان، کانسار مس پورفیری ایجو نیمه اقتصادی تا غیراقتصادی باشد.

تشکر و قدردانی

این پژوهش مربوط به طرح پژوهشی شماره 27124/3 مورخ 1393/11/28 در دانشگاه فردوسی مشهد است. از مجتمع مس شهر بابک (میدوک)، به‌خصوص جناب آقای مهندس سیدمجید موسوی، برای حمایت مالی این پروژه و هماهنگی‌های لازم کمال تشکر را داریم.

سیالات درگیر بدون فاز هالیت) و 230 تا 480 درجه سانتی‌گراد و 30 تا 52 درصد وزنی نمک طعام (برای سیالات درگیر حاوی فاز هالیت) در کانسار ایجو مشابه با کانسارهای مس پورفیری ایران است.

6- قرارگیری رگه‌چه‌ها در زون دگرسانی کوارتز-سرسیت-پیریت و نتایج دماسنجی گویای این است که رگه‌چه‌های کوارتز+پیریت بر اساس دمای هموژن شدن در سه گروه دمای بالا (400-480 درجه سانتی‌گراد) دمای متوسط (300-400 درجه سانتی‌گراد) و دمای پایین (140-300 درجه سانتی‌گراد) قرار می‌گیرند. رگه‌چه‌های دمای بالا که شوری بالا نیز دارند توسط سیالات ماگمایی ایجاد شده‌اند و نشانگر زون پتاسیکی هستند که بسیار محدود بوده و بعداً در نتیجه هم‌پوشانی کامل این زون توسط زون کوارتز-سرسیت-پیریت تمام شواهد آن از بین رفته است و فقط این رگه‌چه‌ها بر جای مانده است. اغلب رگه‌چه‌های کوارتز+پیریت در گروه دمای متوسط تا دمای پایین قرار دارند (با شوری متوسط تا پایین) که به‌ترتیب بیانگر قسمت‌های داخلی (تحت تأثیر سیالات ماگمایی و سیالات جوی) و خارجی (عمدتاً تحت تأثیر سیالات جوی) زون کوارتز-سرسیت-پیریت است.

7- سیالات درگیر مایع+بخار+هالیت+فلز+کالکوپیریت (L+V+H+S1+S2) با شوری بالای 49/27 تا 51/55 و دمای 420/7 تا 442 درجه سانتی‌گراد، که حداکثر دو درصد کل

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6): 692–725.
- Aghazadeh, M., 2011. Geological and alteration map of Darreh Zar porphyry copper mine with 1:1000 scale. National Iranian Copper Industries Company.
- Aghazadeh, M., Houb, Z., Badrzadeh, Z. and Zhou, L., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper

- deposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 70: 385-406.
- Ahmad, T. and Poshtkouhi, M., 1993. Geochemistry and petrogenesis of the Urumia - Dokhtar volcanics around Nain and Rafsanjan areas: A preliminary study. Geological Survey of Iran, Tehran, 50 pp.
- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East: scale 1:5000000. Geologic Survey of Iran, Tehran.

- Alfons, M., Kerkhof, V. and Ulrich, F.H., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55(1-4): 27-47.
- Allen, M.B. and Armstrong, H.A., 2008. Arabia–Eurasia collision and the forcing of mid Cenozoic global cooling. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 265(1-2): 52–58.
- Andrew, G.S.D., Cook, D. and Gemmel, J.B., 2008. Hydrothermal breccias and veins at the Kelian gold mine, Kalimantan, Indonesia: Genesis of a large epithermal gold deposit. *Economic Geology*, 103(4): 717-757.
- Asadi, S., Moore, F., Zarasvandi, A. and Khosrojerdi, M., 2013. First report on the occurrence of CO₂-bearing fluid inclusions in the Meiduk porphyry copper deposit, Iran: Implications for mineralization processes in a continental collision setting. *Geologos*, 19(4): 301-320.
- Audétat, A., Pettke, T., Heinrich, C.A. and Bodnar, R.J., 2008. The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. *Economic Geology*, 103(5): 877-908.
- Azizi, H. and Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Journal of Geodynamics*, 45(4): 178–190.
- Becker, S.P., Fall, A. and Bodnar, R.J., 2008. Synthetic fluid inclusions. XVII.1 PVTX properties of high salinity H₂O–NaCl solutions (>30 wt % NaCl): Application to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 103(3): 539-554.
- Berberian, M., 1981. Active faulting and tectonics of Iran. In: H.K. Gupta and F.M. Delany (Editors), *Zagros-Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union Geodynamic Series, Washington, D.C., pp. 33-69.
- Bodnar, R.J., 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. In: J.F.H. Thompson (Editor), *Magma, fluids and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Québec, Canada, pp. 139-152.
- Bodnar, R.J. and Vityk, M.O., 1994. Interpretation of microthermometric data for NaCl–H₂O fluid inclusions. In: B. De Vivo and M.L. Frezzotti (Editors), *Fluid inclusions in minerals: Methods and applications*. Virginia Polytechnic Institute and State University. Blacksburg, pp. 117-131.
- Bowden, C.D., 2007. Epithermal system of the Seongsan district, south Korea, investigation on the geological setting and spatial and temporal relationship between high and low sulfidation. Ph.D thesis, James Cook university, Queensland, Australia, 250 pp.
- Brown, P.E. and Lamb, W.M., 1989. P–V–T properties of fluids in the system H₂O±CO₂±NaCl: New graphic presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(6): 1209-1221.
- Calagari, A.A., 2003. Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic–phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(7): 767-780.
- Calagari, A.A., 2004. Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(2): 179-189.
- Chen, Y.J., Piranjno, F., Li, N., Guo, D.Sh. and Lai, Y., 2009. Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Qiyugou breccia pipe-hosted gold deposit, Qinling Orogen, Henan province, China: Implication for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 35(2): 245-261.
- Chou, I.M., 1987. Phase relations in the system NaCl–KCl–H₂O. III: Solubilities of halite in vapour saturated liquids above 445 C and redetermination of phase equilibrium properties in the system NaCl–H₂O to 1000 C and 1500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(7):1965-1975
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. *Lithos*, 115(1-4): 190–204.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. *Geology of Kerman region*. Geological Survey of Iran, Tehran, Report No. Yu/52, 334 pp.
- Drummond, S.E. and Ohmoto, H., 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology*, 80(1): 126-147.

- Gokce, A., 2000. Ore deposits. Cumhuriyet University Publication 100, Sivas, Turkey, 336 pp.
- Gruen, G., Heinrich, C.A. and Schroeder, K., 2010. The Bingham Canyon porphyry Cu-Mo-Au deposit. II. vein geometry and ore shell formation by pressure-driven rock extension. *Economic Geology*, 105(1): 69-90.
- Gustafson, L.B. and Hunt, J.P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70(5): 857-912.
- Hall, D.L., Sterner, S.M. and Bodnar, R.J., 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Economic Geology*, 83(1): 197-202.
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province). Ph.D. thesis, University of California, Los Angeles, America, 204 pp.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. and Reynolds, T.J., 1998. Evolution of an intrusion centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93(4): 373-404.
- Hezarkhani, A., 2006. Hydrothermal evolution of the Sar-Cheshmeh porphyry Cu-Mo deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(4-6): 409-422.
- Hezarkhani, A. and Hajizadeh, F., 2011. Geochemical study of ore-bearing fluids in Chah-Firuzeh porphyry copper deposit north of Shahr-e-Babak (Kerman province), and its economic evaluation. *Journal of Advanced Applied Geology*, 1(2): 43-53. (in Persian)
- Hoefs, J., 2004. Stable isotope geochemistry. Springer Verlag, Berlin, 244 pp.
- Honarmand, M., Ranjbar, H. and Shahabpour, J., 2011. Application of spectral analysis in Mapping hydrothermal alteration of the Northwestern part of the Kerman Cenozoic Magmatic Arc, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 22(3): 221-238.
- Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M.D., Zamanzadeh, S.M. and Grove, M., 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics*, 451(1-4): 97-122.
- Hubner, H., 1969. Geological map of Iran sheet no. 5, scale 1:1,000,000, south central Iran. Tehran, National Iranian Oil Company.
- John, D.A., 2010. Porphyry copper deposit model. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 169 pp.
- Kan Iran Exploration Consulting Engineers, 2008. Geological-Mineral studies of the Iju area on a scale of 1:5000. National Iranian Copper Industries Company, Sarcheshmeh, Iran, 102 pp. (in Persian)
- Karimpour, M.H. and Saadat, S., 2002. Applied Economic Geology. Arsalan, Mashhad, 535 pp. (in Persian)
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekezadeh Shafaroudi, A., 2011. Review of age, Rb-Sr geochemistry, and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. *Geopersia*, 1(1): 19-36.
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Chang, Z. and Zaw, Kh., 2015. Constraints on the ore fluids in the Chah Zard breccia-hosted epithermal Au-Ag deposit, Iran: Fluid inclusions and stable isotope studies. *Ore Geology Reviews*, 65(2): 512-521.
- Kouzmanov, K. and Ramboz, C., 2003. Stable isotopic constrains on the origin of epithermal Cu-Au and related porphyry copper mineralizations in the southern Panagyurishte district, Srednogie zone, Bulgaria. In: D.G. Eliopoulos (Editor), *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Millpress, Rotterdam, pp. 1181-1184.
- Maanijou, M., Mostaghimi, M., Abdollahy Riseh, M. and Sepahi Gerow, A.A., 2012. Systematic sulfur stable isotope and fluid inclusion studies on veinlet groups in the Sarcheshmeh porphyry copper deposit: based on new data. *Journal of Economic Geology*, 4(2): 217-239. (in Persian with English abstract)
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H. and Mazaheri, S.A., 2010. Geology, alteration, mineralization and geochemistry of MA-II region, Maherabad porphyry copper-gold prospect area, South Khorasan province. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 17(4): 639-654. (in Persian with English abstract)
- Masterman, G.J., Cooke, D.R., Berry, R.F., Walshe, J.L., Lee, A.W. and Clark, A.H., 2005. Fluid chemistry, structural setting, and emplacement history of the Rosario Cu-Mo

- porphyry and Cu-Ag-Au epithermal veins, Collahuasi district, northern Chile. *Economic Geology*, 100(2): 835-862.
- McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C. and Wernicke, B.P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, 30(20): 2036.
- Mirnejad, H., Mathur, R., Hassanzadeh, J., Shafie, B. and Nourali, S., 2013. Linking Cu mineralization to host porphyry emplacement: Re-Os ages of molybdenites versus U-Pb ages of zircons and sulfur isotope compositions of pyrite and chalcopyrite from the Iju and Sarkuh porphyry deposits in southeast Iran. *Economic Geology*, 108(4): 861-870.
- Moritz, R., Jackquat, S., Chambefort, I. and Fontignie, D., 2003. Controls on ore formation at high sulfidation Au-Cu Chelopech deposit, Bulgaria: evidence from infrared fluid inclusion microthermometry of enargite and isotope systematics of barite. In: D.G. Eliopoulos (Editor), *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Millpress, Rotterdam, pp. 1209-1212.
- Nash, J.T., 1976. Fluid inclusion petrology, data from porphyry copper deposits and applications to exploration. United States Geological Survey, Professional Paper, 907-D: 1-16.
- Nateghi, A. and Hezarkhani, A., 2013. Fluid inclusion evidence for hydrothermal fluid evolution in the Darreh-Zar porphyry copper deposit, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73: 240-251.
- Nourali, S. and Mirnejad, H., 2012. Hydrothermal evolution of the Sar-Kuh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A fluid inclusion and sulfur isotope investigation. *Geopersia*, 2(2): 93-107.
- Ohmoto, H., 1972. Systematics of the sulfur and carbon in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67(5): 551-578.
- Ohmoto, H. and Goldhaber, M.B., 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons, New York, pp. 517-611.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley Interscience, New York, pp. 509-567.
- Pars Olang Consulting Engineers, 2008. Evaluation of copper reserve in the Iju copper deposit. National Iranian Copper Industries Company, Sarcheshmeh, Iran, 83 pp. (in Persian)
- Pollard, P.J. and Taylor, R.G., 2002. Paragenesis of the Grasberg Cu-Au deposit, Irian Jaya, Indonesia: Results from logging section 13. *Mineralium Deposita*, 37(1): 117-136.
- Rankin, A.H., Ramsey, M.H., Coles, B., Van Langevelde, F. and Thomas, C.R., 1992. The composition of hypersaline, iron-rich granitic fluids based on laser-ICP and synchrotron-XRF microprobe analysis of individual fluid inclusions in topaz, Mole granite, eastern Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(1): 67-79.
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295-332.
- Roedder, E., 1979. Origin and significance of magmatic inclusions. *Bulletin de Mineralogie*, 102(5-6): 487-510.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America, United States*, 644 pp.
- Roedder, E. and Bodnar, R.J., 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review Earth Planet*, 8(1): 263-301.
- Rusk, B.G. and Reed, M.H., 2008. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana. *Economic Geology*, 103(2): 307-334.
- Rye, R.O., 2005. A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems. *Chemical Geology*, 215(1): 5-36.
- Sengör, A.M.C. and Natal'in, B.A., 1996. Palaeotectonics of Asia: fragments and synthesis. In: A. Yin and M. Harrison (Editors), *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, England, pp. 486-640.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44(3): 265-283.

- Shahabpour, J., 1982. Aspects of alteration and mineralization at the Sar Cheshmeh copper-molybdenum deposit, Kerman, Iran. Ph.D. Thesis, University of Leeds, U.K., 342 pp.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, London, 239 pp.
- Sheppard, S.M.F. and Gustafson, L.B., 1976. Oxygen and hydrogen isotopes in the porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 71(8): 1549-1559.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L. and Taylor, H.P.Jr., 1971. Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 66(4): 515-542.
- Sheppard, S.M.F. and Taylor, H.P.Jr., 1974. Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of water in the Boulder Batholith and the Butte Ore Deposits, Montana. *Economic Geology*, 69(6): 926-946.
- Siivola, J. and Schmid, R.A., 2007. Systematic nomenclature for metamorphic rocks: 12. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Sub commission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version of 01.02.2007.
<http://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html>.
- Sinclair, W.D., 2007. Porphyry deposits. In: W.D. Goodfellow (Editor), *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. Geological Society London Special Publications, London, pp. 223-243.
- Spooner, E.T.C., 1981. Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. In: L.S. Hollister and M.L. Crawford (Editors), *Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. Mineralogical Association of Canada, Canada, pp. 209-240.
- Stampfli, G.M., 2000. Tethyan oceans. In: E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.D.A. Piper (Editors), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society of London Special Publications, London, pp. 1-23.
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: C.A. Burk and C.L. Drake (Editors), *The Geology of Continental Margins*. Springer, Berlin, pp. 873-887.
- Taghipour, N., Aftabi, A.L. and Mathur, R., 2008. Geology and Re-Os geochronology of mineralization of the Miduk porphyry copper deposit, Iran. *Resource Geology*, 58(2): 143-160.
- Taghipour, N. and Dorani, M., 2013. Sulfur and oxygen stable isotopes geochemistry of sulfide minerals and sulfate in Parkam porphyry copper deposit, Shahr-e-Babak, Kerman province. *Journal of Advanced Applied Geology*, 3(8): 61-70. (in Persian with English abstract)
- Talebi, M., 2005. Mineralogy, alteration and lithogeochemistry of Iju porphyry copper deposit, NW Shahr-e-Babak. M.Sc. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 275 pp.
- Thiersch, P.C., Williams-Jones, A.E. and Clark, J.R., 1997. Epithermal mineralization and ore controls of the Shasta Au-Ag deposit, Toadoggone District, British Columbia, Canada. *Mineralium Deposita*, 32(1): 44-57.
- Ulrich, T., Gunther, D. and Heinrich, C.A., 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature*, 399(6737): 676-679.
- Ulrich, T., Gunther, D. and Heinrich, C.A., 2002. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 97(8): 1889-1920.
- Van den Kerkhof, A.M. and Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55(1-4): 27-47.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare up in Iran. *Tectonics*, 30 (TC3008): 1-20.
- Waterman, G.C. and Hamilton, R.L., 1975. The Sar Cheshmeh porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 70(3): 568-576.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1): 229-272.
- Wilkinson, J.J., Rankin, A.H., Mulshaw, S.C., Nolan, J. and Ramsey, M.H., 1994. Laser ablation-ICP-AES for the determination of metals in fluid inclusions: An application to the study of magmatic ore fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(3): 1133-1146.
- Yilmaz, H., Oyman, T., Sonmez, F.N., Arehart, G.A. and Billor, Z., 2010. Intermediate

- sulfidation epithermal gold-base metal deposits in tertiary subaerial volcanic rocks, Sahinli/Tespilh dere (Lapseki/ Western Turkey). *Ore Geology Reviews*, 37(3): 236-258.
- Yilmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of America Bulletin*, 105(2): 251–271.
- Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh–Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Central Iran. *International Geology Review*, 47(6): 620-646.
- Zarnab Exploration Consulting Engineers, 2009. Geological and alteration report of the Iju area on a scale of 1:1000. National Iranian Copper Industries Company, Sarcheshmeh, Iran, 197 pp. (in Persian)



Characterization of fluid inclusions and sulfur isotopes in the Iju porphyry copper deposit, North West of Shahr-e-Babak

Malihe Golestani, Mohammad Hassan Karimpour*, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi and Mohammad Reza Haidarian Shahri

Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Submitted: Oct. 2, 2016

Accepted: Feb. 28, 2017

Keywords: *Fluid inclusion; Sulfur isotope; Porphyry copper; Iju; Kerman*

Introduction

The Iju porphyry copper deposit is located in the southern part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc (Dehaj-Sarduieh belt) within the Kerman copper belt (Dimitrijevic, 1973). The Porphyry Copper mineralization in the Iranian plate occurs dominantly along the Urumieh-Dokhtar arc, which has resulted from the subduction of the Arabian plate beneath the central Iran and the closure of the Neo-Tethys Ocean during the Alpine orogeny (Hassanzadeh, 1993). The Iju porphyry copper deposit with 25 million tons of ore reserves is one of the main copper deposits within the Kerman copper belt. The mining area is composed of upper Miocene volcanic and subvolcanic rocks (mineralized and barren subvolcanic rocks) and quaternary deposits. Two hydrothermal alteration zones of quartz-sericite-pyrite and propylitic zones can be identified in the Iju area. The copper mineralization in the Iju deposit occurs as disseminated, stockwork and hydrothermal breccia. In the hypogene zone, the mineral paragenesis include chalcopyrite, pyrite, with minor occurrences of bornite and magnetite. This paper reports geological, mineralogical, fluid inclusion and S isotope data from the Iju deposit in order to investigate ore-bearing fluids' characteristics and the mechanisms of ore deposition.

Materials and methods

Fifteen samples of syngenetic quartz+pyrite bearing veinlets within the quartz-sericite-pyrite zone were selected from different depths across the seven boreholes. Quartz was used for double-polished thin sections and pyrite was used for

sulfur isotope analysis. Fluid inclusion studies were performed using the Linkam cooling and heating stage, the THMSG 600 model. The syngenetic pyrite with thermometry quartz sample was used for the sulfur isotope experiments. Stable isotope analysis was performed at the Hatch Stable Isotope Laboratory in the University of Ottawa, Canada.

Results

The fluid inclusions of the Iju deposit represent a wide range in the homogenization temperatures between 140 to 480°C and salinity between 0.18 to >52.99 wt.% NaCl equiv., which are most similar to the results of the other Iranian porphyry copper deposits. Being located in the quartz-sericite-pyrite alteration zone, the results of thermometry indicates that ore deposition in the Iju deposit has occurred via mixing of magmatic and surface fluids. Variations in salinity and paragenesis of the saline multiphase fluid inclusions and two-phase gas-rich fluid inclusions indicate the occurrence of boiling phenomenon in some samples of the Iju deposit. The amount of $\delta^{34}\text{S}$ for pyrite has a limited range close to zero (average, 0.229‰) that shows a magmatic origin for sulfur. Considering the presence of subvolcanic rocks, the type and extension of alteration zones, the structure and texture of ore bodies, thermometry results of fluid inclusions and sulfur isotope values, the Iju deposit is similar to porphyry copper deposits.

Discussion

In the quartz-sericite-pyrite zone, three main groups of veinlets have been identified. The

*Corresponding authors Email: karimpur@um.ac.ir

quartz+pyrite veinlets are more abundant than the other types and they were selected for fluid inclusions and stable isotope studies. Petrographic studies of fluid inclusions identifies two groups of fluids including: 1- fluid inclusions without the halite phase, including the types L+V, L+V+S1 and (L+V+S1+S2, that is secondary), 2- fluid inclusions with halite phase, including the types L+V+H, L+V+H+S1, L+V+H+S1+S2 and L+V+H+S1+An. Homogenization temperature and salinity for the fluid inclusions without halite phase are as follows: 140 to 380°C and 0.18 to 24 wt.% NaCl (Fig. 8A and C) and for the fluid inclusions with halite phase they range from 230 to 480°C and 30 to 52 wt.% NaCl (Fig. 9A, B and D). In addition, the pressure and depth for the fluid inclusions containing halite phase are 750 bar and 3500 m on the average. Fluid inclusions available at the quartz veinlets of porphyry copper deposits can be formed in a wide range of chemical composition and under different temperature and pressure conditions (Rusk and Reed, 2008). The wide range in fluid inclusions data of the Iju deposit can be justified by physicochemical changes in the fluid as it is boiling and mixing with the surface fluids. Cooling, fluids mixing, boiling and fluid-rock reaction play important roles in the settling of chalcopyrite from the hydrothermal fluid and the dilution of saline ore-bearing fluids can cause the formation of copper ores from the ore-bearing fluid (Ulrich et al., 2002). Pyrite $\delta^{34}\text{S}$ value ranges from -0.86 to +1.27‰ (average, +0.22‰) and the $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ value of the syngenetic fluid with pyrite ranges from -0.23 to -2.36‰ (average, -1.17‰). The limited and near zero range that is observed about $\delta^{34}\text{S}$ value of the sulfur minerals indicates

the controlling role of magmatic processes in the mineralization events (Chen et al., 2009).

Acknowledgments

This article is related to Project No. 27124.3 dated 2015, 2, 7 at the Ferdowsi University of Mashhad. We are thankful to and appreciate the Research and Development center of National Iranian Cu Industries (Shahr-e-Babak, Meiduk), especially S.M. Mousavi, for the financial support of this project and the necessary proceedings.

References

- Chen, Y.J., Piranjno, F., Li, N., Guo, D.Sh. and Lai, Y., 2009. Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Qiyugou breccia pipe-hosted gold deposit, Qinling Orogen, Henan province, China: Implication for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 35(2): 245-261.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran, Tehran, Report No. Yu/52, 334 pp.
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province). Ph.D. thesis, University of California, Los Angeles, America, 204 pp.
- Rusk, B.G. and Reed, M.H., 2008. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana. *Economic Geology*, 103(2): 307-334.
- Ulrich, T., Gunther, D. and Heinrich, C.A., 2002. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 97(8): 1889-1920.