

## مطالعه ایزوتوپ های پایدار (S, H, O) در زونهای دگرسانی فیلیک و پتاسیک-فیلیک کانسارمس - مولیبدن پورفیری کهنگ (شمال شرق اصفهان)

سیده زهرا افشونی

دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

داریوش اسماعیلی

دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان

هوشنگ اسدی هارونی

دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان

تاریخ پذیرش: ۹۲/۸/۱۵

تاریخ دریافت: ۹۲/۳/۸

hooshang@cc.iut.ac.ir

### چکیده

کانسار کهنگ در شمال شرق اصفهان در مرکز ایران، و در ارتباط با استوک میوسن و ترکیبات دیوریت - گرانودیوریت تا کوارتز مونزونیت می باشد. مطالعات ایزوتوپهای پایدار (S, O, H) به زونهای دگرسانی فیلیک و پتاسیک-فیلیک محدود شده است، چرا که رگچه های حاوی کوارتز و سولفید فراوانی در این مناطق وجود دارد. هدف از این تحقیق شناسایی منشا سیالات کانه ساز و متشکله های اصلی آنها با استفاده از بررسی ایزوتوپهای پایدار میباشد. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  اندازه گیری شده برای سولفیدها (پیریت و کالکوپیریت) دامنه ۱/۵- تا ۰/۲۵ درصد را نشان می دهد. این مقادیر بسیار شبیه به مقادیر موجود در کانسارهای مس پورفیری شناخته شده مانند آجا و توین باتس (آریزونا) می باشد. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta\text{D}$  بترتیب ۸/۱ تا ۸/۶ درصد و ۸۷- تا ۶۵- نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوسی می باشند. براساس کمترین مقدار  $\delta\text{D}$ ، ماکزیمم میزان تبادل آب جوی که ممکن است در فرایندهای دگرسانی فیلیک و پتاسیک-فیلیک درگیر شده باشد حدود ۲۰ درصد است. این مطالعات ایزوتوپی نشان می دهند که: (۱) برخلاف برخی کانسارهای مس پورفیری شناخته شده، در حدود ۸۰ درصد سیالات در دگرسانیهای فیلیک و پتاسیک-فیلیک در کهنگ دارای ایزوتوپ H و O ماگمایی هستند و (۲) سولفور دارای منشا ماگمایی است.

**کلمات کلیدی:** کهنگ، کانسار مس-مولیبدن پورفیری، پیریت، ایزوتوپهای پایدار، کمرند ولکانوپلوتونیک ارومیه-دختر.

### مقدمه

(فرهیننی فراهانی، ۱۳۸۶؛ Afzal et al., 2010). زمانی که این تحقیق را آغاز شد هیچگونه داده های ایزوتوپ پایدار در کهنگ وجود نداشت. با در اختیار داشتن امکانات مغزه گیری در این کانسار، دسترسی به زونهای دگرسانی هیپوژن و نمونه برداری برای انجام آنالیزهای ایزوتوپ پایدار امکان پذیر شد. هدف اولیه از این تحقیق، شناسایی منشا گوگرد و تشریح منشا سیالاتی است که در فرایندهای دگرسانی فیلیک و پتاسیک-فیلیک و کانه زایی سولفیدی مرتبط آن دخالت دارند. بررسی نسبتهای ایزوتوپی گوگرد کانسار کهنگ نشان می دهد که دماهای بدست آمده از ژئوترموتری ایزوتوپ گوگرد با داده های حاصل از سیالات درگیر، همخوانی خوبی دارند. با این وجود، مطالعه حاضر، اطلاعات جامعتری از کار بر روی ایزوتوپ پایدار کانسار مس-مولیبدن پورفیری کهنگ برای توجیه منشا سیالات و منبع گوگرد در اختیار شما قرار می دهد.

ایزوتوپهای پایدار غیر رادیوژنیک (S, O, H, C) اطلاعات بسیار مفیدی در زمینه ژنز و برخی خصوصیات فیزیکوشیمیایی سیالات هیدروترمال کانه ساز، و منشا و تکامل برخی متشکله های کانه ساز (مانند S و C) در اختیار ما قرار می دهند (Calagari, 2003). مطالعات پیشین ایزوتوپهای پایدار بر روی بسیاری از کانسارهای مس پورفیری نشان می دهد که مرحله اولیه دگرسانی (مانند پتاسیک) بواسطه سیالات ماگمایی حاصل می شود حال آنکه مرحله بعدی دگرسانی (مانند فیلیک)، اساسا بواسطه سیالات جوی که در اطراف استوک پورفیری می چرخند، بوجود می آید (Dilles et al., 1992; Zaluski et al., 1994). اولین مطالعات سیستماتیک و کامل در کهنگ توسط (Asadi Haroni and Tabatabai, 2006) صورت گرفت. پس از آن نیز محققین مختلف این منطقه و یا مناطق همجوار را از منظرهای مختلف مورد بررسی قرار داده اند.

## زمین شناسی منطقه

کانسار کهنک با وسعت  $18 \text{ km}^2$  در شمال شرق اصفهان در ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱). این منطقه در کمربند ماگمایی سنوزوئیک ارومیه-دختر واقع شده است (Alavi, 1994). همانطوری که در (شکل ۱) نشان داده است، میزبان تمام کانسارهای مس پرفیری در ایران مانند سرچشمه، سونگون، میدوک و دره زار بر روی این کمربند واقع شده است (Boomeri et al., 2010; Shafiei and Shahabpour, 2011). کانسار مس-مولیبدن پورفیری کهنک شامل مجموعه سنگهای نفوذی دیوریت/گرانودیوریت قدیمی و مونزونیت/کوارتز مونزونیت بعدی است که در اعماق بیش از ۲۰۰۰ متر و دماهای  $243-600^\circ\text{C}$  جایگزین شده اند و سنگهای ولکانیک-پیروکلاستیک که توسط کوارتز مونزونیت، مونزودیوریت تا دیوریت در سنگهای الیگومیوسن تزریق شده اند که سیستم دگرسانی آن محدوده  $3 \times 6 \text{ km}^2$  را پوشش می دهد (Afshooni and Esmaeily 2010).

## مطالعات صحرایی و پتروگرافی

به منظور انجام مطالعات صحرایی از نمونه های سطحی و مغزه ها بیش از ۴۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد، همچنین از ۵۵ نمونه آنالیز شیمی سنگ کل به روش ICP-MS و ICP-AES در آزمایشگاه SGS کشور کانادا بهره گرفته شده است.

آندزیت و آندزیت پورفیری از رایج ترین واحدهای سنگی کانسار کهنک هستند که دارای بافت اینترگرانولار تا پورفیری اند (شکل ۲-الف). کانی اصلی تشکیل دهنده این واحد، پلاژیوکلاز شکل دار تا نیمه شکل دار ( $50 \text{ vol.} \%$ ) است که متحمل درجات مختلفی از دگرسانی سریستی شده است. همچنین میتوان به فلدسپارهای آلکانل ( $10-7 \text{ vol.} \%$ ) و کوارتز های بی شکل ( $5 \text{ vol.} \%$ ) اشاره کرد. در این واحد سنگی آمفیبول ( $3-5 \text{ vol.} \%$ ) به کلریت و اپیدوت دگرسان شده اند. بیوتیتها ( $10-8 \text{ vol.} \%$ ) فراوانترین کانیهای مافیک اند که عمدتاً به کلریت، مسکویت و کانیهای اپاک تجزیه شده اند همچنین آپاتیت و زیرکن کانیهای کمیاب در این واحد سنگی اند. داسیت ریوداسیتها و دایکهای مرتبط با آنها، بصورت فراگیر دگرسان شده و دارای بافت میکروگرانولار پورفیری و گلوپورفیری و محتوی فنوکریستهای فلدسپار و آمفیبول در زمینه آفانیستیک خود هستند (شکل ۲-ب). در این واحد سنگی، فنوکریستهای پلاژیوکلاز ( $30-25 \text{ vol.} \%$ ) به کلسیت، کلریت و اپیدوت تجزیه شده اند. فنوکریستهای آمفیبول نیز به سریسیت، کلریت و کلسیت و گاها اپیدوت، تیتانیت و کانی اپاک دگرسان شده اند. اپیدوت، کلریت، سریسیت، کلسیت، هیدروکسید های آهن، تورمالین (شورل) از کانیهای ثانویه موجود در این واحد سنگی در کانسار کهنک هستند. ریولیت ها بصورت فراگیر سریستی شده (شکل ۲-ج) و دارای بافت میکروگرانولار و پورفیری هستند. این واحد سنگی محتوی پلاژیوکلاز ( $30-40 \text{ vol.} \%$ )، کوارتز ( $25-30 \text{ vol.} \%$ )، فلدسپار آلکانل ( $20 \text{ vol.} \%$ ) و بیوتیت ( $10-18 \text{ vol.} \%$ ) می باشند. از جمله کانیهای ثانویه موجود در این واحد میتوان به اپیدوت، کلریت، سریسیت، کلسیت، هیدروکسیدهای آهن، تورمالین (شورل) اشاره کرد. دایکهای بازالتی-آندزی بازالتی با بافت پورفیری و اینترسرتال واحد آندزیتی را قطع کرده و بصورت دستجاتی در شمال کهنک مشاهده میشوند و محتوی فنوکریستهای پلاژیوکلاز ( $50 \text{ vol.} \%$ )، آمفیبول ( $7 \text{ vol.} \%$ )، الیون ( $10 \text{ vol.} \%$ ) و پیروکسن ( $7 \text{ vol.} \%$ ) می باشند. آمفیبولها در درجات مختلف به کلریت، کلسیت و کانی اپاک دگرسان شده اند (شکل ۲-د). از کانیهای ثانویه موجود در این دایکها

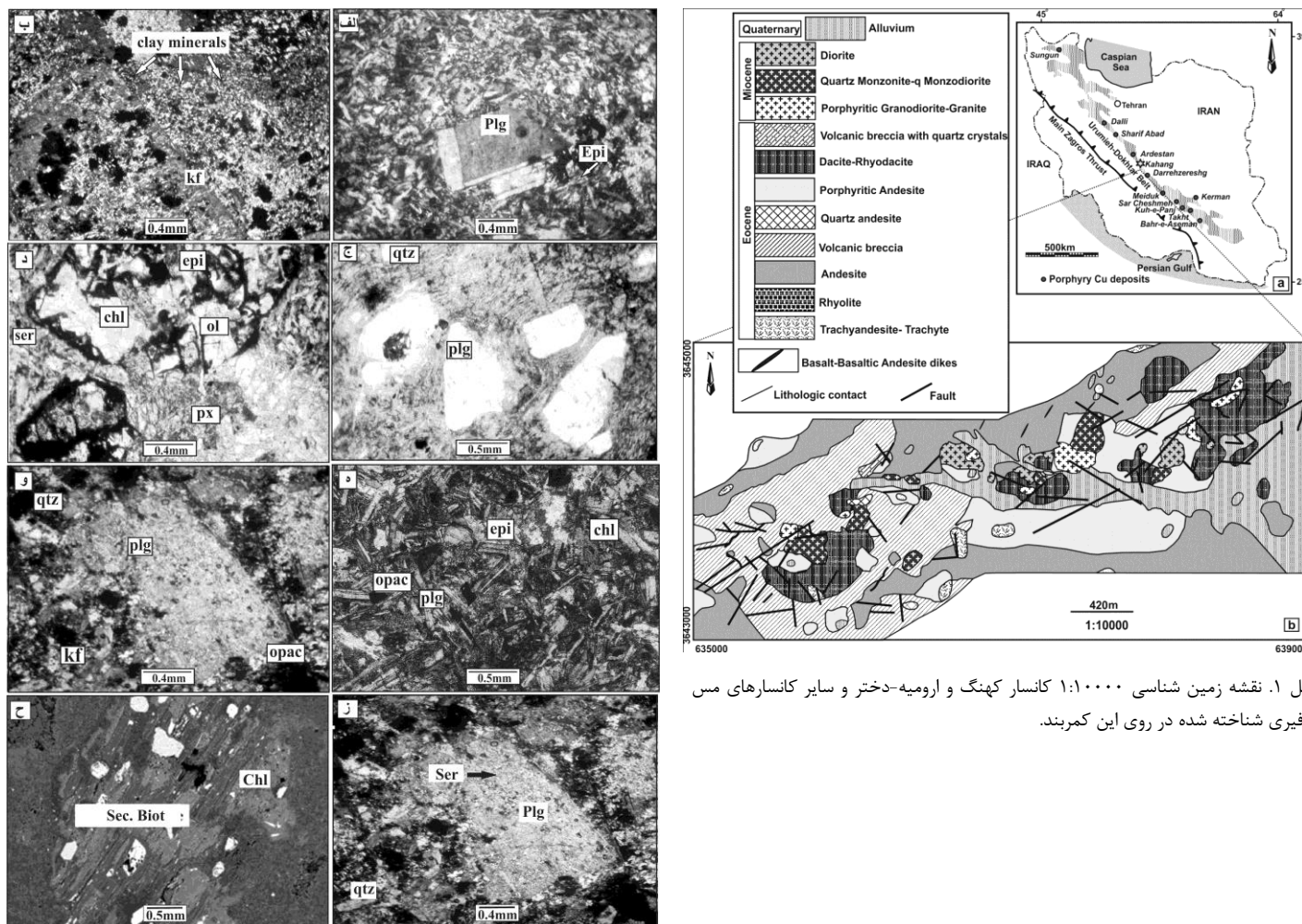
میتوان سریسیت، کلریت، اپیدوت، کربنات، اکسید-هیدروکسیدهای آهن و پیریت را برشمرد. تراکی آندزیتها در درون آندزیتها رخمون یافته و دارای مرز تدریجی با آنها هستند. این واحد سنگی دارای بافت تراکیتی و اینترسرتال پورفیری، و محتوی پلاژیوکلاز ( $60 \text{ vol.} \%$ ) و آمفیبول ( $7 \text{ vol.} \%$ ) بعنوان کانیهای اصلی هستند. فنوکریستها و میکرولیتهای پلاژیوکلاز بی شکل تا نیمه شکل دار به سریسیت، اپیدوت و کلریت تجزیه شده اند. بیوتیتها به کلریت و آمفیبولهای شکل دار سبز رنگ به بیوتیت، کلریت و کانیهای اپاک دگرسان شده اند. زیرکن و آپاتیت از جمله کانیهای کمیاب در این واحد سنگی اند. دیوریتها دارای بافت پورفیریتیک، از نمونه های ریزدانه در شمالشرق کهنک که در گرانیت-گرانودیوریتها نفوذ کرده اند تا نمونه های درشت دانه در بخش مرکزی کانسار کهنک گسترده شده اند. فنوکریستها ( $50 \text{ vol.} \%$ ) عمدتاً شامل پلاژیوکلاز ( $30 \text{ vol.} \%$ )، فلدسپار آلکانل ( $10 \text{ vol.} \%$ )، کوارتز ( $7 \text{ vol.} \%$ ) و بیوتیت ( $3 \text{ vol.} \%$ ) می باشند (شکل ۲-ه). آمفیبولها توسط بیوتیت و کانیهای کربناته (مگنیزیت و کلسیت) جایگزین شده اند. بیشتر فنوکریستهای پلاژیوکلاز به سریسیت، کوارتز و کلسیت تجزیه شده اند. کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت به رنگ خاکستری روشن و محتوی فنوکریستهای فلدسپار آلکانل، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند در ماتریکس دانه ریز از جنس کوارتز، فلدسپار آلکانل و پلاژیوکلاز هستند (شکل ۲-و). این واحد سنگی بواسطه حضور فنوکریستهای پلاژیوکلاز بی شکل تا نیمه شکل دار ( $40-25 \text{ vol.} \%$ )، فلدسپار آلکانل شکل دار ( $15 \text{ vol.} \%$ )، فنوکریستهای بیوتیت شکل دار تا نیمه شکل دار ( $10 \text{ vol.} \%$ )، فنوکریستهای هورنبلند ( $2 \text{ vol.} \%$ )، و فنوکریستهای کوارتز بی شکل ( $20 \text{ vol.} \%$ ) از سایر واحدهای سنگی کانسار کهنک متمایز میشود. گرانیت-گرانودیوریت متوسط تا ریزدانه دارای بافت میکروگرانولار دارای پلاژیوکلاز بی شکل ( $70 \text{ vol.} \%$ )، آلکالی فلدسپار ( $15-10 \text{ vol.} \%$ ) بی شکل تا نیمه شکل دار، کوارتز ( $30-25 \text{ vol.} \%$ ) (شکل ۲-ز) و آمفیبول ( $5-10 \text{ vol.} \%$ ) می باشد. آمفیبولها عمدتاً به کلریت، اپیدوت و کانی اپاک تجزیه شده اند. بیوتیت، فراوانترین کانی مافیک ( $10-18 \text{ vol.} \%$ )، آپاتیت و زیرکن از کانیهای کمیاب و کلریت، اپیدوت، کلسیت، سریسیت، کانیهای رسی (کائولینیت)، کانیهای اپاک، تورمالین (شورل) و ژاروسیت از جمله کانیهای ثانویه موجود در این واحد سنگی کانسار کهنک هستند.

## دگرسانی گرمایی و کانه زایی

بخش بزرگی از کهنک توسط سنگهای آذرین با دگرسانی گرمایی پوشیده شده است. زونهای دگرسانی اصلی شامل زون پروپیلیتی، فلیک، آرژیلیتی و پتاسیک هستند که در ارتباط با رگه-رگچه های کوارتز، کوارتز-منیتیت و هیدروکسیدهای آهن هستند. دگرسانی پروپیلیتی، گسترده ترین زون دگرسانی در منطقه بوده، که سنگهای تراکیت و تراکی آندزیتها متحمل این نوع دگرسانی شده اند. این زون توسط کلریت و اپیدوت (زونیزیت و کلینوزونیزیت)، و مقدار کمی کلسیت، سریسیت، آلبیت، پیریت، اکسیدهای آهن و کانیهای رسی شناسایی میشود. پیروکسن، هورنبلند و پلاژیوکلاز بترتیب توسط کلسیت±کلریت، کلریت±سریسیت±آلبیت±پیریت و اپیدوت±آلبیت جایگزین شده اند (شکل ۲-الف). فنوکریستهای بیوتیت گاها به اپیدوت، کلریت و سریسیت تجزیه شده اند. تغییرات کانی شناسی در زون آرژیلیتی در واحد سنگی داسیت-ریوداسیت مشهود است. دگرسانی آرژیلیتی شامل کانیهای رسی است که جایگزین فازهای آلومینوسیلیکاته نظیر فلدسپارهای آلکانل شده است (شکل ۲-ب). سنگهای دگرسان شده در این زون به رنگ روشن بوده و کائولینیت، متداولترین

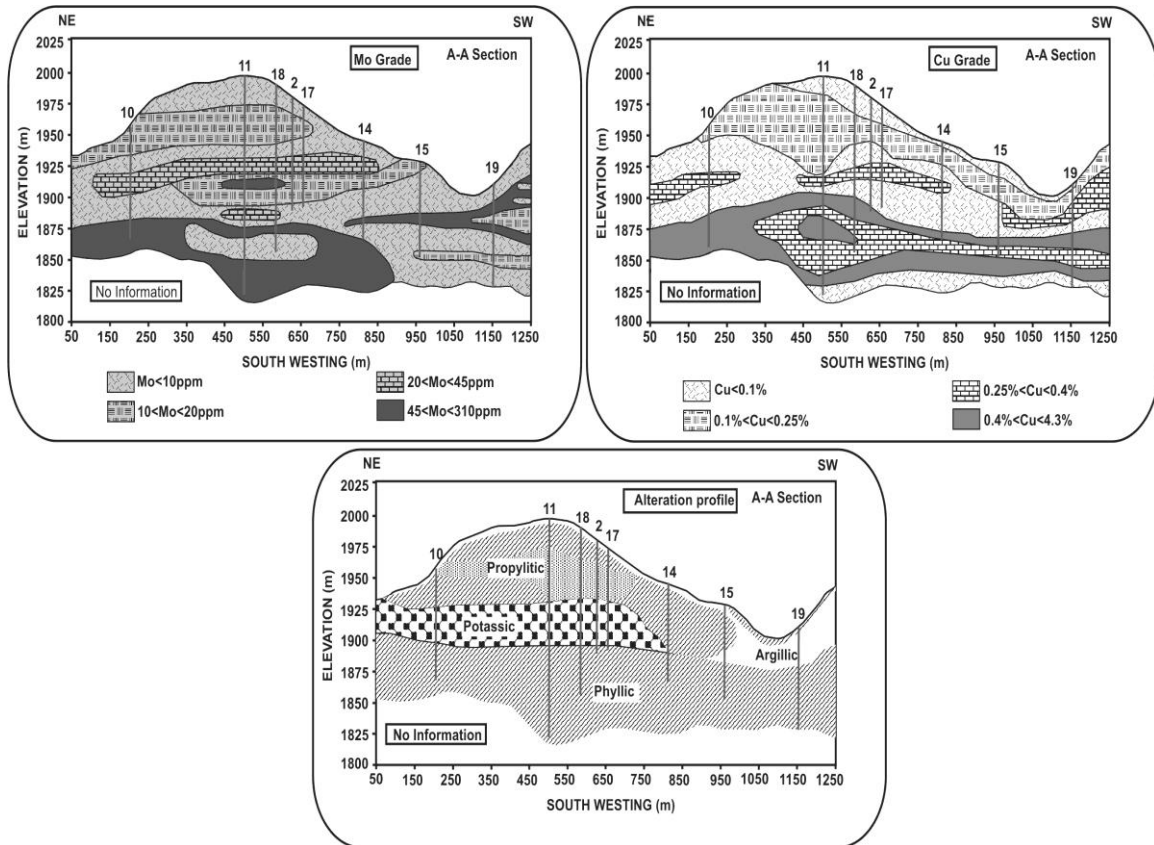
هیدروترمال به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده که در بیشتر مقاطع قابل رؤیت است (شکل ۴- الف) در صورتی که نسل دوم پیریت ها، به دور از تاثیر هوازدگی و شرایط ثانویه بوده و بصورت سالم به چشم می خورد (شکل ۴- ب). دانه های پیریت نیمه اتومرف تا اتومرف هستند و فراوانی آنها در نمونه ها از کمتر از ۱٪ تا ۴۰٪ است. ابعاد پیریت ها از ۲۰ میکرون الی ۵ میلی متر در تغییر است و عمدتاً بصورت دانه های پراکنده با بافت افشان در نمونه ها حضور دارند و در مواردی دارای بافت شکافه پرکنی می باشند (شکل ۴- ج). بعضی از دانه ها که در کنار شکستگی ها بوده اند به دلیل عملکرد آلتراسیون سوپرژن توسط لیمونیت و گوتیت جانشین شده اند و فقط بقایای از پیریت اولیه مشاهده می شود که نشاندهنده بافت باقیمانده می باشد. در بسیاری از نمونه ها، همیافتی های پیریتی- کالکوپیریتی پراکنده در متن قرار دارند و دانه های پیریت توسط کالکوپیریت دربر گرفته شده اند (شکل ۴- ب). این مجموعه ها ابعادی در حدود ۵-۱ میلی متر دارند. معمولاً پیریت ها بجز در موارد معدود و انگشت شمار ارتباط خاصی با کالکوپیریت یا سایر پارازنهای مس نشان نمی دهند. کالکوپیریت مهم ترین کانی هیپوزن ذخایر مس پورفیری و بعنوان یکی از فراوان ترین کانیهای سولفیدی موجود در منطقه کهنک شناخته شده است و در اکثر مقاطع و حتی نمونه های سطحی و عمقی دیده می شود. فراوانی کالکوپیریت در نمونه ها از نقطه نظر حجمی کمتر از ۱٪ تا ۲۵٪ در تغییر می باشد (شکل ۴- ب). دانه های نیمه شکل دار تا بی شکل کالکوپیریت ابعادی حدود ۵۰ میکرون تا ۱ میلی متر دارند اما گاهی لکه های درشت کالکوپیریت در سطح نمونه پراکنده هستند و ابعاد آنها تا ۲ سانتی متر هم می رسد گاهی کالکوپیریت ها نیز در فضاهای خالی و بصورت رگچه ای استقرار یافته اند و ارتباط خاصی با پیریت ها نشان نمی دهند (شکل ۴- د) و بطور مستقل و آزاد قرار گرفته اند و گاه در مجموعه های پیریتی- کالکوپیریتی پراکنده در متن قرار دارند (شکل ۴- ب). از آنجا که کالکوپیریت کانی سولفیدی اصلی است، احتمالاً در افقهای پائین تر علاوه بر افزایش درصد فراوانی کانی کالکوپیریت، غلظت مس نیز افزایش می یابد. نتایج حاصل از بررسی مقاطع میکروسکوپی نشان می دهد که اکثر کالکوپیریت ها تقریباً سالم هستند و فاقد آلتراسیون یا هوازدگی می باشند. کانه زایی مس هیپوزن در کانسار کهنک در طول دگرسانی فیلیک و بقدار کمتر دگرسانی پتاسیک بصورت افشان و یا رگچه ای حاصل شده است. در طی دگرسانی پتاسیک، مس بصورت کالکوپیریت و کمی بورنیت و پس از آن عمدتاً بصورت کالکوپیریت نهشته شده است. پیریت هیپوزن نیز در بخشهای عمیقتر استوک و در رابطه با دگرسانی پتاسیک تجمع می یابد آنجا که در رگه های کوارتز به همراه فلدسپار پتاسیک، انیدریت، سریسیت و کمی کالکوپیریت یافت می شود. کانه زایی سولفید بسمت بیرون از بخش مرکزی استوک افزایش می یابد. نسبت پیریت به کالکوپیریت از ۲:۱ در بخشهای بیرونی تر زون پتاسیک تا ۱۰:۱ در حاشیه استوک افزایش یافته است. اکثر کانیهای سولفیدی شسته شده و مس بواسطه آبهای زیرزمینی، که بسمت پایین در حال چرخش اند، در زیر زون سوپرژن نهشته می شوند. (شکل ۵) توالی پارازنتیکی مجموعه کانه های کانسار کهنک را نشان می دهد.

فیلسیلیکات موجود در زون آرژیلیتی کانسار کهنک است که در ارتباط با کلینوکلر می باشد. دگرسانی فیلیک بواسطه حضور سریسیت، کوارتز، پیریت و تورمالین (شورل) بعنوان کانیهای اصلی و کلریت بعنوان فاز فرعی شناسایی میشود. در سنگهای سریسیتی شده، اغلب فلدسپارها به سریسیت یا مسکویت دانه ریز تبدیل شده اند (شکل ۲- ز) در حالیکه بیوتیت و آمفیبول به کلریت دگرسان شده اند. گاه شدت دگرسانی سریسیتی آنقدر زیاد است که تشخیص فلدسپارهای اولیه ناممکن است. زون فیلیک، با افزایش مقدار کانیهای رسی، بتدریج به زون آرژیلیتی تبدیل شده است. تغییرات کانی شناسی دگرسانی فیلیک سنگهای گرانیت-گرانودیوریت را تحت تاثیر خود قرار داده است. در اعماق و بخش مرکزی کانسار کهنک در واحدهای گرانیت-گرانودیوریت، بواسطه شار سیال ماگمایی، مجموعه کانیایی زون دگرسانی پتاسیک مشاهده میشود. در این منطقه دگرسانی پتاسیک بواسطه فلدسپارهای آلکان و بلورهای نامنظم بیوتیت غنی از Mg (بیوتیت ثانویه) در سنگها قابل شناسایی ست. بطور میانگین، سنگهایی که متحمل دگرسانی پتاسیک شده اند محتوی ۲۸٪ پلاژیوکلاز، ۳۵٪ ارتوکلاز، ۲۰٪ کوارتز، ۱۵٪ کانیهای مافیک (عمدتاً بیوتیت، و سریسیت و کلریت)، ۲٪ کالکوپیریت، پیریت، تیتانیت، و زیرکن و مقادیر کمی روتیل هستند. مشاهدات پتروگرافی و آزمایشات میکروپروب انجام شده (افشونی، ۱۳۹۱) نشان می دهند که از لحاظ ترکیبی دو گونه بیوتیت در این زون دگرسانی در منطقه قابل شناسایی است: ۱) بیوتیتهای اولیه، که غنی از آهن، قهوه ای رنگ و عمدتاً شکل دارند و ۲) بیوتیت هیدروترمال (شکل ۲- ح)، که اساساً قهوه ای رنگ پریده تا سبز-قهوه ای و بسیار پاره پاره اند. بیوتیتهای هیدروترمال در ارتباط با فلدسپار و کوارتز بوده و محلاً جایگزین هورنبلند و فنوکریستهای بیوتیت اولیه شده اند (Khayrollahi, 2003). در (شکل ۳) نیمرخ مغزه های حفر شده در امتداد سطح مقطع AA' (شکل ۱) نشان داده شده است. اکتشافات و بررسیهای انجام شده نشان می دهند که آنومالیهای Cu و Mo در کهنک در سه مرکز اصلی یافت میشود: کهنک غربی  $Cu > 200 \text{ ppm}$  و  $Mo > 100 \text{ ppm}$ ، کهنک مرکزی  $Cu > 290 \text{ ppm}$  و  $Mo < 30 \text{ ppm}$ ، و کهنک شرقی  $Cu > 200 \text{ ppm}$  و  $Mo > 30 \text{ ppm}$  تا  $100$ . کانه زایی اصلی کهنک، مس-مولیبدن پورفیری است که در سنگهای نفوذی و سنگهای ولکانیکی اطراف آنها ظاهر میشود. کانه ها شامل کالکوپیریت، پیریت، مالاکیت، مگنتیت، لیمونیت، ژاروسیت، گوتیت، بورنیت، اسفالریت، گالن، دیژنیت، کوولیت، هماتیت و کالکوسیت می باشند که در زونهای شستشو، سوپرژن و هیپوزن پراکنده اند (افشونی و همکاران، ۱۳۸۹؛ Afshooni et al., 2011). اگرچه اکثر کانیهای سولفیدی تحت تاثیر آبهای زیرزمینی در زون سوپرژن متمرکز شده اند اما داده ها حاصل از حفاریهای انجام شده در کهنک نشان می دهند کانه زایی Cu-Mo قابل توجهی نیز در زون هیپوزن منطقه مورد مطالعه وجود دارد. پیریت بعنوان یک کانی سولفیدی در اکثر مقاطع صیقلی در منطقه مورد مطالعه مشاهده می شود. این کانی به دو صورت هوازده و غیر هوازده در مقاطع قابل بررسی است و این مسئله معرف حضور دو نسل پیریت در نمونه ها می باشد. نسل اول پیریت در اثر هوازدگی و تاثیر سیالات

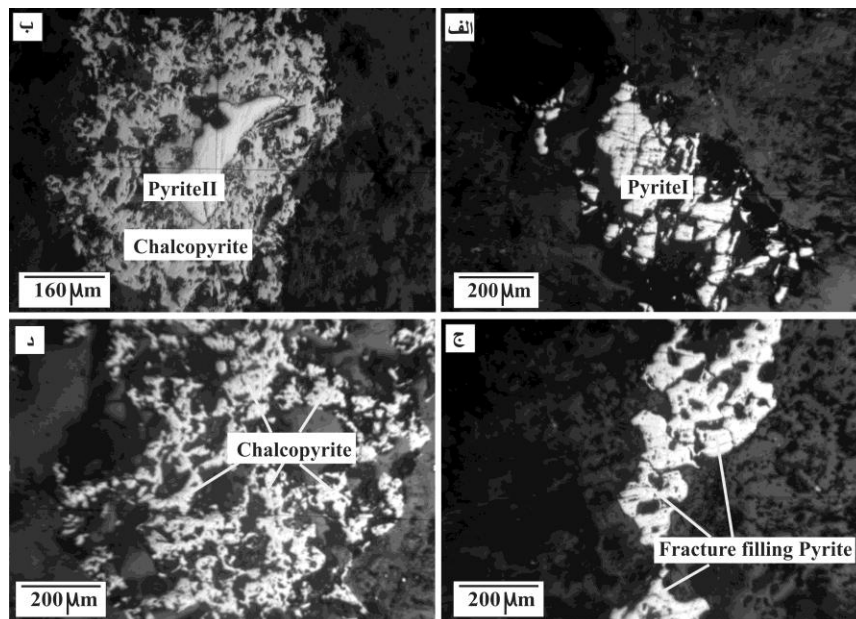


شکل ۱. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ کانسار کهنک و ارومیه-دکتر و سایر کنسارهای مس پورفیری شناخته شده در روی این کمربند.

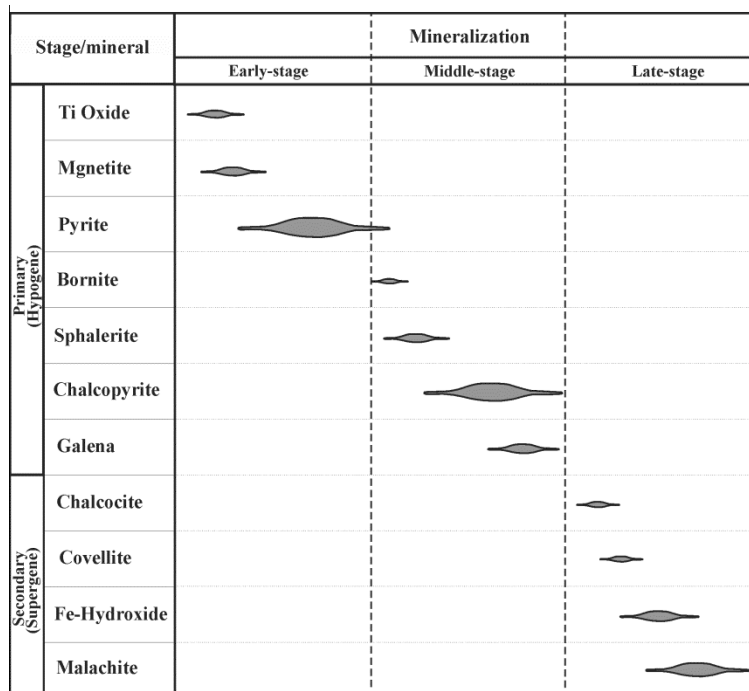
شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی از مقاطع کانسار کهنک: (الف) بافت پورفیری در آندزیت و نمایش فنوکریست پلاژیوکلاز (plg) در زون دگرسانی پروپیلیتی که توسط کلریت، اپیدوت، و کلسیت جایگزین شده است؛ (ب) زون دگرسانی آرژیلیتی در واخدا سیتی و جایگزینی فلدسپار آلکان (kf) توسط کانیهای رسی؛ (ج) ربولیت با بافت فلوئیدال؛ (د) جانشین اپیدوت، کربنات، کوارتز و کانی اپاک (opac) به جای البوین (ol) در دایک بازالتی-آندزی بازالتی. (ه) دیوریت، (و) کوارتز مونوزودوریت با بافت میکروگرانولار پورفیری که در آن سریسیت جانشین پلاژیوکلاز شده است؛ (ز) فنوکریست پلاژیوکلاز که در زون فیلیک در واحد میکروگرانیتی بصورت فراگیر به سریسیت (Ser) تجزیه شده است و اطراف آن توسط کوارتز (qtz) احاطه شده است؛ (ح) مجموعه بیوتیت ثانویه - کلریت (Sec.Biot-chl) در ارتباط با زون دگرسانی پتاسیک در آندزیت‌های کهنک.



شکل ۳. نیمرخ توزیع عیارهای Cu-Mo و زونهای دگرسانی در امتداد مقطع AA (شکل ۱). شماره ها نشان دهنده شماره مغزه حفاری شده است.



شکل ۴- (الف) پیریت نسل اول با بافت باقیمانده؛ (ب) مجموعه های پیریتی - کالکوپیریتی و پیریت نسل دوم؛ (ج) پیریت ها با بافت شکافه پرکن مستقر در رگچه ها؛ (د) کالکوپیریت بدون ارتباط خاص با پیریت ها.



شکل ۵. توالی پاراژنتیکی مجموعه کانایی کهنگ. ضخامت بارهای افقی بستگی به فراوانی کانی دارد.

و کالکوپریت دارای نسبتهای فازی سازگار بوده و بعنوان کانیهایی دختر در نظر گرفته شده اند. حبابهای بخار >۳۰٪ حجم بخار را اشغال کرده است. ادخالهای سیال زیرگروه  $S_2$  علاوه بر محتویات زیرگروه  $S_1$ ، محتوی سیلویت نیز هستند. فاز جامد ۶۰٪ و حبابهای بخار ۲۲٪~ حجم ادخال سیال را دربر گرفته اند. زیر گروه  $S_3$  محتوی هالیت و هماتیت، و فاقد کالکوپریت و سیلویت است. حجم فاز جامد >۴۰٪ و حجم حبابهای گاز بین ۶۰٪-۲۰٪ حجم کل ادخالهای سیال این زیرگروه است. ادخالهای سیال موجود در ریزشکستگی ها در طول فرایندهای چندگانه هیدروفورکچرینگ حاصل شده اند. از اینرو توالی پاراژنتیکی آنها بطور یقین قابل شناسایی نیست. دامنه تغییرات دمای هموزنیاسیون درزون پتاسیک-فیلیک و زون فیلیک بترتیب  $596^{\circ}\text{C}$ - $260^{\circ}\text{C}$  (با میانگین  $438/7^{\circ}\text{C}$ ) و  $560^{\circ}\text{C}$ - $249^{\circ}\text{C}$  (با میانگین  $365/73^{\circ}\text{C}$ ) می باشند. همچنین درجه شوری سیالات درگیر موجود در آنها بترتیب  $62/1$ - $6/52$  درصد وزنی نمک طعام (با میانگین  $23/7$ ) و  $43/15$ - $5/01$  درصد وزنی نمک طعام (با میانگین  $19/97$ ) می باشد. با کاهش تدریجی دما، شوری سیالات صعودکننده به تدریج کاهش می یابد. شوری سیال در دمای  $370^{\circ}\text{C}$  به  $7\text{wt}\%$  کاهش یافته است. سیالات صعود کننده چندین بار می جوشند، و در نتیجه جوشش، شوری فاز مایع باقیمانده تا بیش از  $50\text{wt}\%$  افزایش می یابد (Hezarkhani, 2006). کانسار کهنگ، همانند دیگر سیستمهای پورفیری ایران (مانند ریگان، بم- کرمان، سونگون، اهر-آذربایجان) تحت تاثیر دوره های متوالی شکستگی و جوشش، به همراه چندین مرحله تولید ادخال سیال شده است که مبین تکامل سیالات هیدروترمال و بدنبال آن دگرسانی و کانه زایی شده است (Hezarkhani, 2006).

#### مطالعه میان بار های سیال کانسار کهنگ

مطالعه دقیق ادخالهای سیال و میکروترموتری آنها مفصلا توسط افشونی، ۱۳۹۱ بررسی شده است. بدین منظور ۷۴ نمونه زیرسطحی از رگه های کوارتز برداشت شدند. میکروترموتری ادخالهای سیال در استیج انجماد-گرمایش Linkam MDS600 در سازمان زمین شناسی ایران صورت گرفته است. به دو دلیل مهم ادخالهای سیال موجود در بلورهای کوارتز در رگچه های کوارتز-سولفید و کوارتز-مولیبدنیت برای مطالعات میکروترموتری انتخاب شدند: (۱) ادخال ها در رابطه با سولفیدهای مس و مولیبدن اند؛ (۲) این رگچه ها محتوی ادخالهای درشت اند که برای مطالعات میکروترموتری مطمئن ترند. ادخالهای سیال به وفور در کوارتزهای رگه ای موجود در کانسار کهنگ یافت شده و دامنه قطر آنها ۳-۱ میلی می باشند. براساس تعداد، طبیعت و نسبتهای فازی در دمای اتاق میتوان آنها را به سه گروه اصلی طبقه بندی کرد: ادخالهای سیال تیپ ۱ (LV) شامل فازهای مایع + بخار ± جامد (مانند مکعبهای هالیت، به درازای ۱ mm)، با ارجحیت فاز مایع >۶۵٪، که در اکثر رگه های کوارتزی بطور متداول وجود دارند. حبابهای بخار در اندازه های مختلف در این نوع ادخال ها وجود دارند، اما کمتر از ۳۵٪ حجم ادخال را دربر می گیرند. این ادخال های سیال به فاز مایع یکنواخت می شوند. ادخالهای سیال تیپ ۲ (VL) محتوی بخار (<۷۰٪ حجم ادخال سیال) + مایع ± جامد (تنها فاز جامد هالیت) می باشند. این ادخالهای سیال عمدتا به فاز بخار و بندرت فاز مایع یکنواخت می شوند. ادخالهای سیال تیپ ۳ (LVHS) چند فازه هستند و محتوی مایع + بخار + هالیت + دیگر فازهای جامدند. این گروه را می توان براساس تعداد و نوع فازهای جامد، به سه زیرگروه طبقه بندی کرد. زیرگروه  $S_1$  ( هالیت+ کالکوپریت ± انیدریت). هالیت، انیدریت

## داده های ایزوتوپ پایدار

## نمونه برداری و روش مطالعه

به منظور مطالعه و بررسی ایزوتوپهای اکسیژن و هیدروژن موجود در کانسار کهنک، از ۴ نمونه از رگه های کوارتز آغشته به کانیهای سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) نمونه برداری صورت گرفت. جدایش بلورهای کوارتز از کانیهای سولفیدی به روش خردکردن، الک کردن و برداشت دستی انجام شد. تمام ترکیبات ایزوتوپهای پایدار O، H و S در آزمایشگاه ایزوتوپ های پایدار دانشگاه کوئینز کانادا آنالیز شده است. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  از دستورالعمل (Clayton BrF<sub>5</sub> and Mayeda, 1963) و از دستگاه طیف سنج جرمی و با استفاده از نرم افزار Finnigan اندازه گیری و محاسبه شده است. تمام ترکیبات ایزوتوپ H نیز بوسیله Finnigan MAT 252 IRMS با استفاده از تکنیک کایسر و اونیل (Kyser et al., 1982) محاسبه شده است. نمونه های کانی وزن ۰/۲-۱ گرم در کپسول های نقره ای ۳/۵mm×۵mm لود شده و بمدت ۱ ساعت در دمای ۱۰۰°C حرارت داده شدند. کپسولهای نقره ای بمنظور زوده شدن از آبهای سطحی با گاز هلیوم شستشو داده شدند. سپس نمونه ها به داخل یک بوته گرافیتی در دمای ۱۴۵۰°C ریخته شده تا H<sub>2</sub>O به CO و H<sub>2</sub> تبدیل شود. این گازها که با استفاده از دستگاه Thermo Finnigan CONFO III نمونه برداری شده اند، توسط گاز ستون کروماتوگراف جدا و اندازه گیری شده اند. تجزیه و تحلیل ایزوتوپی با توجه به انحراف در هر mil(‰) نسبت به Vienna Standard Mean Ocean Water گزارش داده شده است. بهتر است که دقت تحلیلی  $\pm 0/4\%$  برای  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\pm 3\%$  برای  $\delta\text{D}$  در نظر گرفته شود، که با تکرار تجزیه و تحلیل از نمونه ها و مواد مرجع تعیین شده است. ۶ نمونه پیریت و کالکوپیریت از لیتولوژی ها و زونهای دگرسانی مختلف انتخاب شده و برای انجام آنالیز به آزمایشگاه کوئینز کانادا ارسال گردید. نمونه ها درون کپسولهای قلع به همراه اکسید تنگستن (یا وانادیم) وزن و سپس وارد آنالیزور عنصری کاستچ شدند سپس بسرعت در دمای ۱۸۰۰°C مشتعل شدند. گازهای آزاد شده توسط هلیوم از طریق EA حمل شده تا گاز SO<sub>2</sub> جدا و تمیز شود. گاز SO<sub>2</sub> بمنظور آنالیز برای اندازه گیری نسبت ایزوتوپی دلتا مثبت، وارد طیف سنج جرمی شد. دقت آنالیز حدود  $\pm 0/2$  permil می باشد.

## ایزوتوپهای گوگرد

با بررسی نمونه های برداشت شده از کانسار کهنک و آزمایشهای سنگ شناسی و بررسیهای انجام شده بر روی ۱۲ مقطع نازک صیقلی و ۱۰ مقطع صیقلی برداشت شده از نمونه های سطحی و اعماق مختلف مغزه ها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان و نور منعکس، دو نسل مختلف پیریت در این کانسار تشخیص داده شده است. در بررسی ایزوتوپها از نمونه های سالم و غیرهوازده استفاده شده است. ایزوتوپ گوگرد کانسارهای ماگمایی از ۵- تا ۲۰+ در نوسان است. در کانسارهای مس پورفیری، مقدار ایزوتوپ گوگرد سولفیدها در حدود ۳- تا ۱+ و در سولفات ها حدود ۵+ تا ۱۵+ می باشد. در کانسارهای ماسیوسولفید، ایزوتوپ گوگرد سولفیدها حدود صفر تا ۱۷+ و سولفات آن ۲۰+ تا ۳۵+ است (Barnes, 1979). از آنجا که براساس ایزوتوپ گوگرد ( $\delta^{34}\text{S}$ ) در محلول گرمایی و یا ماگمایی می توان منشأ آن را مورد بررسی قرار داد، لذا بایستی با استفاده از ایزوتوپ گوگرد اندازه گیری شده در کانی و با توجه به دمای تشکیل آن کانی، ایزوتوپ گوگرد در محلول را محاسبه نمود ایزوتوپ های گوگرد در کانسارهای مس پورفیری (شکل ۶) نمایش داده شده است (Barnes, 1979). مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$

برای پیریتها دامنه بین ۱/۳- تا ۰/۱۲+ و برای کالکوپیریتها ۱/۵- تا ۰/۱+ می باشد (جدول ۱). همانگونه که ملاحظه می شود ترکیب ایزوتوپی کالکوپیریتها و پیریتها بسیار بهم نزدیک است که احتمالا بعلت جانشینی کالکوپیریت به جای پیریت از طریق تبادل یونی باشد. با توجه به انتخاب نمونه ها از لیتولوژی ها و زونهای دگرسانی مختلف، دامنه مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  سولفیدها در کهنک (شکل ۶) احتمالا بیانگر اشتقاق سولفور در طی چند نسل کانی سازی از یک منبع ثابت است. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  سولفیدها در کهنک، با محدوده مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  سولفیدهای اغلب کانسارهای مس پورفیری شناخته شده در دنیا (بترتیب ۳%- تا ۱%+ و ۸%+ تا ۱۵%+) مطابقت و همپوشانی دارد (Ohmoto and Rye 1979) (مانند Ajo و Twin Buttes (آریزونا)).

## منشا گوگرد

میانگین مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  سولفیدها (با استفاده از معادلات (Ohmoto and Rye 1979) در کهنک حدودا ۰/۵۷%- می باشد. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  نزدیک به صفر بیانگر آن است که سولفور موجود در سولفیدها از سیالات ماگمایی منشأ گرفته اند. این سولفور ممکن است از ذوب بخشی که تولید سیال ماگمایی می کند حاصل شده باشد یا از طریق انحلال و شستشوی منابع آذرین سولفور دار ماقبل خود بوجود آمده باشد (Ohmoto and Rye 1979).

## ژئوترمومتری گوگرد

محاسبات ژئوترمومتری براساس ایزوتوپهای گوگرد در کهنک به دلایل زیر محدود است: (۱) شواهد پتروگرافی نشان دادند که فازهای سولفیدی همزیست نه در تعادل بافتی و نه بصورت همزمان شکل نگرفته اند، بعنوان مثال جانشینی کالکوپیریت به جای پیریت، نشان می دهد که در شرایط فیزیکوشیمیایی یکسان نمیتوانند نهشته شده باشند؛ (۲) هیچ کانی سولفیدی در رگچه های سولفات (نظیر انیدریت و ..) و برعکس وجود ندارد و بنابراین جفت سولفید-سولفاتی که از لحاظ بافت و زمان تشکیل در ارتباط با هم باشند وجود ندارد.

## شرایط فیزیکوشیمیایی سیال سولفوردار

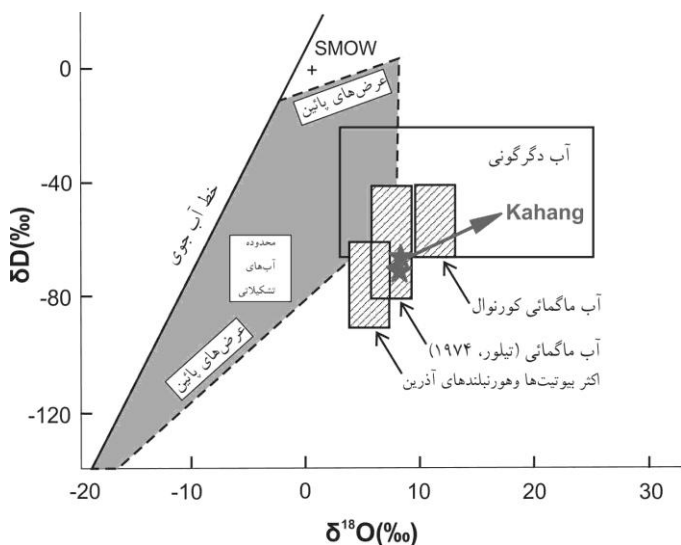
فقدان کانیهای سولفات در همه رگچه هایی که حاوی سولفیدها هستند، و میانگین مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  منفی برای سولفیدها (۰/۵۷%-)، نشان می دهد که سیالات کانه دار در طول مراحل میانی کانه زایی سولفیدی دارای pH و  $f\text{O}_2$  نسبتا پائین بوده اند. کسر مولی گاز SO<sub>2</sub> (در دماهای  $< 400^\circ\text{C}$ ; Ohmoto and Rye 1979) یا SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (در دماهای  $> 400^\circ\text{C}$ ) در این سیالات بقدری کم است که سولفیدهایی نظیر H<sub>2</sub>S در طول نهشته شدن کانیهای سولفیدی غالب هستند. فرایندهایی نظیر رخداد چندگانه جوشش (براساس داده های ادخال سیال؛ افشونی، ۱۳۹۱) و آزاد شدن مقادیر قابل توجه H<sub>2</sub>S بعنوان کانیهای سولفیدی از فاز سیال سبب افزایش بیش از بیش SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> نسبت به H<sub>2</sub>S(aq.) در مراحل پایانی کانه زایی سولفید در سیال میشود (Ohmoto and Rye 1979).

## ایزوتوپهای اکسیژن و هیدروژن

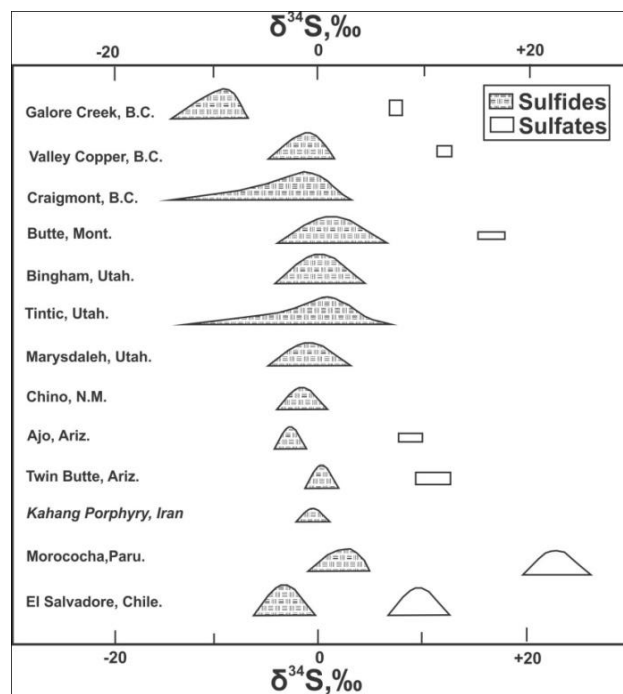
در نمودار D در مقابل  $^{18}\text{O}$  آب محیطهای مختلف زمین شناسی برحسب دامنه تغییرات این ایزوتوپها قابل تفکیک می باشد (شکل ۷). مطالعه ترکیبات ایزوتوپی در سیالات هیدروترمال، نشان می دهد که این سیالات دارای منشأ متفاوتی همچون آب های جوی، آب دریا، آب ژئوترمال غنی شده در  $^{18}\text{O}$ ، آب های سازندی با مقادیر متفاوت پرمیل  $^{18}\text{O}$  و H، آب متامورفیک و آب ماگمایی می باشند. تنوع زیادی در انواع آبهای شرکت کننده در تشکیل کانسارهای

سیالات کانه دار در طی تشکیل رگچه های کوارتز خصوصیات ماگمایی دارند و تشکیل این رگه ها در ارتباط با آبهای ماگمایی با حرارت بالا می باشند (Barnes, 1979) (شکل ۷). این موضوع توسط مطالعه درجه حرارت های همگن شدگی سیالات درگیر موجود در رگه های کوارتز نیز اثبات گردید. آب جوی در دماهای نسبتا بالا، ممکن است بترتیب با حجمی حدود ۵۰٪ و ۰/۰۷٪ اکسیژن و هیدروژن ماگمایی سنگهای آذرین میزبان از طریق واکنشهای ایزوتوپی به تعادل برسد. این فرایند منجر به افزایش مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta\text{D}$  آبهای جوی شده که به محدوده آبهای ماگمایی نزدیک می شود. این افزایش بستگی به مقادیر ایزوتوپی اولیه آنها در آب و سنگ، نسبت آب به سنگ و شرایط دمایی که در آن واکنشهای ایزوتوپی اتفاق می افتد (Calagari et al., 2001). بنابراین، سیالات کانه ساز در کهنگ، ممکن است از: (۱) آب ماگمایی غالب؛ (۲) اختلاط آبهای ماگمایی و جوی و (۳) آب غالبا جوی، تشکیل شده باشند. کلاگری، حداکثر درصد آب جوی را در کانسار مس پورفیری سونگون براساس مقدار سربسیست (۵۰٪ در سنگ) در زون آلتراسیون فیلیک، کمترین مقدار  $\delta\text{D}$  بدست آمده ۷۵٪- و با فرض حداقل دمای دگرسانی هیپوزن  $300^{\circ}\text{C}$ ، ۲۰٪ براساس معادله کمپل و همکاران (Campbella et al., 1984) تعیین کرد. که این مقدار با افزایش دما و  $\delta\text{D}$  کاهش پیدا می کند. ارقام مذکور در کانسار سونگون با کانسار کهنگ شباهت زیادی دارد. شاید تنها تفاوت در مقدار  $\delta\text{D}$  باشد که این مقدار برای کانسار کهنگ ۶۵٪- است. لذا، با توجه به مطالب فوق میتوان گفت که درصد آب جوی در کانسار کهنگ کمتر از ۲۰٪ است. به هر حال، اختلاط این مقدار آب جوی با آبهای ماگمایی اولیه در کهنگ نمی تواند دور از ذهن باشد.

هیدروترمالی وجود دارد؛ به عنوان مثال، کانسارهای مس پورفیری حاصل واکنش آب ماگمایی با آب زیرزمینی گرم شده (از منشاء آب جوی) می باشند. مطالعه این ایزوتوپها در کانسارهای بینگهام و سانتاریا نشان می دهد که آبهای جوی در آلتراسیون فیلیک شرکت داشته اند، درحالی که در آلتراسیون پتاسیک آبهای ماگمایی نقش داشته اند. بعنوان مثال میزان  $\delta\text{D}$  برای ناحیه تیمینز برابر با ۶+ تا ۵۰- در هزار، برای هومستیک ۵۵/۸- تا ۱۲- در هزار و برای معدن ماکاسا بین ۶۰+ تا ۱۵۰- گزارش شده است (Kerrich and Watson 1984). دمای پائین آبهای جوی سبب می شود تا مقدار دویتریم آنها کاهش یافته و منفی تر شوند (Craig, 1961). فشار بخار آب رابطه معکوس با جرم ایزوتوپ با جرم ایزوتوپ های هیدروژن و اکسیژن دارد بنحوی که می توان گفت  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  فشار بیشتری نسبت به  $\text{D}_2^{18}\text{O}$  دارد. در کانسار کهنگ، مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  کوارتز و  $\delta\text{D}$  ادخالهای سیال در کوارتز، بترتیب محدوده ای از ۸/۱٪+ تا ۸/۶٪+ (میانگین ۸/۳٪+) و از ۶۵٪- تا ۷۸٪- (میانگین ۷۲٪-) نسبت به استاندارد آب میان اقیانوسی نشان می دهد (جدول ۲). داده های ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن در کانسار کهنگ طیف نسبتا باریکی را نشان می دهند. یکنواختی در مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  کوارتز در نهشته ها بیانگر یکنواختی ایزوتوپی در گرماب ها و نیز شرایط دمایی مشابه کانی سازی است (Craig, 1961) و حاکی از آن است که ویژگی های ایزوتوپی شاره های کانه ساز در بیشتر موارد تغییرات چشمگیری بر اکثر کوارتزها و دیگر کانی ها ضمن تشکیل نداشته اند (Matsuhisa et al., 1979). مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  سیالات، با توجه به مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  نمونه های کوارتز و با استفاده از معادله تفکیک ماتسوهیسا و همکاران، محاسبه شده است. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta\text{D}$  در نمونه های برداشت شده از کانسار کهنگ، غالبا در محدوده آبهای ماگمایی و نزدیک به آن قرار می گیرد که بیانگر این موضوع است که به لحاظ ایزوتوپی، ترکیب غالب



شکل ۷. نمودار  $\delta\text{D}$  در مقابل  $\delta^{18}\text{O}$  برای انواع مختلف آبها و موقعیت قرار گیری نمونه های کانسار کهنگ.



شکل ۶. دامنه تغییرات ایزوتوپی گوگرد در تعدادی از کانسارهای مس پورفیری.



جدول ۱. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  کانیهای سولفیدی کانسار کهنگ.

نمونه	کانی	زون آلتراسیون	میزبان	$\delta^{34}\text{S}\%$	%S
KA10- 73.5	PY	POT-PHY	AN	-۱/۳	۵۷/۰۲
KA10- 73.6	PY	PHY	DAC	-۱/۱	۵۵/۶
KA10- 74	PY	PHY	TAN	۰/۱۲	۵۶/۳۹
KA15- 386.5	CPY	PHY	GD	-۱/۵	۴۰/۰۵
KA18- 362	CPY	POT-PHY	GD	-۰/۱	۴۲/۳۴
KA19- 47.2	CPY	POT-PHY	GD	-۰/۲۵	۲۴/۳۴

\* علائم: PY: پیریت؛ CPY: کالکوپیریت؛ POT: پتاسیک؛ PHY: فیلیک؛ AN: آندزیت؛ DAC: داسیت؛ TAN: تراکی آندزیت.

جدول ۲. نتایج آنالیز ایزوتوپ اکسیژن و هیدروژن از چند نمونه رگه کوارتزی در کانسار کهنگ. محدوده میانگین دمایی که در آن رگه های کوارتز تشکیل شده از داده های سیالات درگیر محاسبه شده است.

نمونه	کانی	زون آلتراسیون	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{quartz})}\%$	$\delta\text{D}\%$	میانگین دما (°C)	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{fluid})}\%$ محاسبه شده
D10- 75	کوارتز	POT-PHY	۸/۳		۴۳۸/۷	۵/۰۲
D10- 40.6		POT-PHY	۸/۶	-۷۸	۴۳۸/۷	۵/۳۲
D10- 50.6		PHY	۸/۱		۳۶۵/۷۳	۳/۲۳
D10- 73.5		PHY	۸/۲	-۶۵	۳۶۵/۷۳	۳/۳۳

### نتیجه گیری

نشان می دهد. به هر حال، اختلاط آب جوی با آبهای ماگمایی اولیه در کهنگ نمی تواند دور از ذهن باشد. آنالیزهای ایزوتوپ پایدار اکسیژن و هیدروژن، به همراه شواهد پتروگرافی، نشان می دهند که سیالات کانه زا در طی گسترش رگه های کوارتز و سولفید، که با فرایندهای دگرسانی فیلیک همزمان اند، غالباً دارای آثار ایزوتوپ ماگمایی هستند. در کانسار کهنگ برخلاف برخی از کانسارهای مس پورفیری معروف، ماکزیمم مقدار آب جوی که در ایجاد دگرسانی فیلیک نقش دارد، همانند کانسار سونگون ۲۰٪ محاسبه شده است.

**قدردانی:** از راهنمایی و همکاری دکتر میرزاد در انجام آنالیزهای ایزوتوپ پایدار تشکر می کنیم.

مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  سولفیدها در کهنگ دامنه بین  $+۰/۲۵\%$  تا  $-۱/۵\%$  (میانگین:  $-۰/۵۷\%$ ) را نشان می دهند. این مقادیر با کانسارهای مس پورفیری شناخته شده Ajo و Twin Buttes (آریزونا) شباهت نزدیکی دارند، و بشدت تاکیدی بر وجود منبع ماگمایی برای سولفور موجود در سولفیدها در کانسار کهنگ است. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  کوارتز و  $\delta\text{D}$  ادخالهای سیال در کوارتز، بترتیب محدوده ای از  $+۸/۱\%$  تا  $+۸/۶\%$  (میانگین  $+۸/۳\%$ ) و از  $-۶۵\%$  تا  $-۷۸\%$  (میانگین  $-۷۲\%$ ) نسبت به استاندارد آب میان اقیانوسی نشان می دهد. این گستره در نمونه هایی از رگه های کوارتز حضور آبهای ماگمایی با حرارت بالا را در تشکیل این رگه ها

## منابع

- افشونی، س. ز.، ۱۳۹۱، مطالعه زونهای دگرسانی سنگهای آذرین درونی و بیرونی کانسار کهنگ (شمالشرق اصفهان) با نگرش ویژه بر کانه زایی مس-مولیبدن، رساله دکتری، دانشگاه تهران، در دست اقدام.
- افشونی، س. ز.، اسماعیلی، د.، اسدی هارونی، ه.، ۱۳۸۹، مطالعات مینرالوگرافی محدوده اکتشافی کهنگ (شمال شرق اصفهان)، مجموعه مقالات هجدهمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه تبریز، صفحه ۷۳-۷۸.
- فرمهبینی فراهانی، م.، ۱۳۸۶، مطالعات زمین شناسی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی محدوده اکتشافی کهنگ، رساله دکتری، دانشگاه علوم و تحقیقات، ۲۰۰ ص.
- Afshooni, S.Z., Esmaeily, D., 2010, The study of hydrothermal alteration zones in Kahang exploration area (north eastern of Isfahan, central of Iran) using microscopy studies and TM and Aster satellite data, Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly, Vol: 12, EGU2010-p:159.
- Afshooni, S.Z., Esmaeily, D., Asadi Haroni., 2011, The study of mineralogy in Kahang exploration area (NE Isfahan), Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly, Vol: 13, EGU2010- p:318.
- Afzal, P., Khakzad, A., Moarefvand, P., Rashidnejad Omran, N., Esfandiari, B., Fadakar Alghalandis, Y., 2010, Geochemical anomaly separation by multifractal modeling in Kahang (Gor Gor) porphyry system, Central Iran, Journal of Geochemical Exploration, Vol:104, p:34-46.
- Alavi, M., 1994, Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran", new data and interpretations, Tectonophysics, Vol:229, p:211-238.
- Barnes, H. L., 1979, Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd Edition, Wiley, P. 798, pp.151.
- Boomeri, M., Nakashima, K., Lentz, D. R., 2010, The Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A mineralogical analysis of the igneous rocks and alteration zones including halogen element systematics related to Cu mineralization processes, Ore Geology Reviews, Vol:38, No:4, p:367 – 381.
- Calagari, A.A., Patrick, R.A.D., Polya, D.A., 2001, Veinlets and microveinlets studies in Sungun porphyry copper deposit, East Azarbaijan, Iran, Quarterly Journal of Geosciences, Geological Survey of Iran, 10, 39–40, 70–79.
- 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, Vol: 21, p:767–780.
- Campbella, R., Hackbarth, J., Plumleeg, S., Petersen, U., 1984, Internal features of ore minerals seen with the infrared microscope, Econ. Geol., Vol:19, p:1387-1392.
- Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1963, The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxide and silicates for isotopic analysis, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol:27, p:43– 52.
- Craig, H., 1961, Isotopic variation in meteoric waters, Science, Vol:133, p:1702-1703.
- Dilles, J.H., Solomon, G.C., Taylor, H.P., Einaudi, M.T., 1992, Oxygen and hydrogen isotope characteristics of hydrothermal alteration at the Ann-Mason porphyry copper deposit, Yerington, Nevada, Economic Geology, Vol:87, p:44–63.
- Hezarkhani, A., 2006, Petrology of the intrusive rocks within the Sungun Porphyry Copper Deposit, Azerbaijan, Iran, Journal of Asian Earth Sciences, Vol:27, p:326–340
- Kerrick, R., Watson, G. R., 1984, The Macassa Mine Archean load gold, Kirkland Lake, Ontario: patterns of alteration and hydrothermal regimes: Economic Geology, Vol:79, p: 104-1130.
- Khayrollahi, H., 2003, The Investigation of Mass Transfer and Element Mobility within the Sar-Cheshmeh Copper Mine Alteration Zones, MSc Thesis, Amirkabir University of Technology, 145 p.
- Kyser, T. K., ÓNeil, J. R., Carmichael, I. S. E., 1982, Genetic relations among basic lavas and ultramafic nodules", evidence from oxygen isotope compositions, Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol:81, p: 88-102.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J. R., Clayton, R. N., 1979, Oxygen isotope fractionation in the system quartz- albite-anorthite- water, Geochim. Cosmochim. Acta, Vol:43, p:1131-1140.
- Ohmoto, H., Rye, R.O., 1979, Isotopes of sulfur and carbon". In: Barnes H.L., (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Wiley, New York, p: 509–567, 798 p.
- Shafiei, B., Shahabpour, J., 2011, Geochemical aspects of molybdenum and precious metals distribution in the Sar Cheshmeh porphyry copper deposit, Iran, Mineralium Deposita, DOI 10.1007/s00126-011-0393-0.
- Tabatabai, S.H., Asadi Haroni, H., 2006, Geochemical characteristics of Gor Gor Cu–Mo porphyry system", 25th Iranian Symposium on Geosciences, Geological Survey of Iran, p: 60–63. In Persian with English abstract.
- Zaluski, G., Nesbitt, B., Muehlenbachs K., 1994, Hydrothermal alteration and stable isotope systematics of the Babine porphyry copper deposits, British Columbia: implications for fluid evolution of porphyry systems, Economic Geology, Vol:89, p:1518–1541.