بهار ۹۳، سال بیست و سوم، شماره ۹۱، صفحه ۱۱ تا ۲۴

جنبه‌های کانی‌شناختی، زمین‌شیمیایی و زایشی کانی‌سازی کانسار مولیبدن– مس پورفیری نوچون، استان کرمان، ایران

سیما سلطانی‌نژاد [۱] و بهنام شفیعی [۲]*

[۱] کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران.
[۲] استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران.

تاریخ دریافت: ۲۴/ ۱۱/ ۱۳۸۹ تاریخ پذیرش: ۱۳/ ۱۰/ ۱۳۹۰

چکیده

کانسار نوچون، با ذخیره قطعی ۲۶۸ میلیون تن با عیار میانگین ۰/۰۳۴ درصد مولیبدن (در رده عیار حد ppm ۱۰۰) و ۶۲ میلیون تن با عیار متوسط ۰/۴۳ درصد مس (در رده عیار حد ۰/۲۵ درصد) اولین رخداد شناخته شده از کانی‌سازی پورفیری سرشار از مولیبدن، ولی به‌نسبت فقیر از مس در ایران است که از دید کانی‌شناسی، زمین‌شیمیایی و زایشی مورد مطالعه قرار گرفته است. دگرسانی و کانی‌سازی در کانسار نوچون در پیوند با یک استوک بسیار تفریق یافته پورفیری (ریوداسیت) وابسته به باتولیت الیگو- میوسن ممزار رخ داده است. بر پایه این مطالعه ، بیشتر کانی‌سازی مولیبدن و مس در کانسار نوچون به شکل رگچه‌های متقاطع (استوک ورک) و بسیار کمتر به‌صورت افشان رخ داده است. حضور مولیبدنیت با یا بدون همراهی کالکوپیریت در رگچه‌های پتاسیک کوارتز- انیدریت- ارتوکلاز- بیوتیت و رخداد کالکوپیریت در رگچه‌های کوارتز- مگنتیتی اولیه نشان‌دهنده تقدم زمانی بخشی از کانی‌سازی مس بر مولیبدن در مراحل اولیه کانی‌سازی است. همبستگی ضعیف (r= -۰/۲) میان مقادیر مولیبدن و مس در دگرسانی پتاسیک و به‌ویژه در عیارهای بالا، متفاوت بودن شرایط غنی‌شدگی و رفتار این دو عنصر در سیال‌های گرمابی مسئول کانی‌سازی در دگرسانی یادشده را نشان می‌دهد. حضور رگچه‌های ستبر کوارتز- کالکوپیریت- پیریت با هاله سریسیتی که گاه مستقل هستند و گاه درون رگچه‌های مراحل اولیه کانی‌سازی مولیبدن (رگچه‌های کوارتز- مولیبدنیتی با هاله بیوتیتی) نفوذ کرده‌اند و همچنین رخداد رگچه‌های کوارتز- مولیبدنیت بدون هاله دگرسانی به‌ویژه در بخش‌های سیلیسی‌شده افزایش نسبی عیار مس و تا حدودی مولیبدن را در کانسنگ‌های موجود در پهنه دگرسانی فیلیک (سریسیتی و سیلیسی) به همراه داشته است. وجود همبستگی مثبت (r≥ ۰ - +۰/۵) میان عیارهای مولیبدن و مس در کانسنگ‌های با دگرسانی فیلیک که منطقه دگرسانی پتاسیک را متأثر کرده است می‌تواند نشان‌دهنده رفتار یکسان این دو عنصر در طی تشکیل و تکامل محلول‌های گرمابی مسئول دگرسانی و کانی‌سازی منطقه دگرسانی فیلیک کانسار باشد. بر پایه این مطالعه مشخص شد که تمرکز اصلی کانی‌سازی مولیبدن در بخش‌های ژرف‌تر (دگرسانی پتاسیک) نسبت به مس (دگرسانی فیلیک پوشاننده پهنه پتاسیک) رخ داده است؛ در نتیجه کانسنگ‌های پرعیار از مولیبدن، مس خیلی بالایی ندارند. این مطالعه نشان داد که کانسار نوچون در مقایسه با کانسار سرچشمه (مس- مولیبدن) در گروه کانسارهای نوع مولیبدن- مس پورفیری رده‌بندی می‌شود. رخداد این زیرگروه از کانسارهای پورفیری به عملکرد سیال‌های گرمابی سرشار از مولیبدن ولی به‌نسبت فقیر از مس ارتباط داده شده است. ترکیب تفریق‌یافته‌تر پورفیری میزبان کانسار نوچون (ریوداسیت پورفیری) در مقایسه با استوک پورفیری سرچشمه (گرانودیوریت- کوارتزمونزونیت) که اشباع دیرهنگام از آب ماگمای مولد آن را نشان می‌دهد، احتمالاً عامل زایش چنین سیال‌هایی بوده است که توانسته است مولیبدن را به مقدار قابل توجهی نسبت به مس از درون مذاب پایانی به فاز سیال سرشار از آب، عناصر قلیایی و سیلیکا وارد کند که نتیجه آن زایش کانسار مولیبدن- مس پورفیری نوچون بوده است.

کلیدواژه‌ها: نوچون، مولیبدن- مس پورفیری، کانی‌سازی، دگرسانی، زمین‌شیمی، استان کرمان، ایران.

***نویسنده مسئول:** بهنام شفیعی E-mail: behnam.shafiei@gmail.com

۱- پیش‌گفتار

کانسار نوچون که در ۴ کیلومتری جنوب معدن مس سرچشمه رفسنجان قرار دارد ابتدا طی یک برنامه اکتشاف ناحیه‌ای توسط زمین شناسان موسسه اکتشاف زمین شناسی و معدنی یوگسلاوی سابق (Nedimovic, 1973) در فاصله سال‌های ۱۹۷۰ تا ۱۹۷۳ میلادی مورد شناسایی و اکتشاف مقدماتی و در سال‌های گذشته (۱۳۸۸-۱۳۸۶) توسط شرکت ملی صنایع مس ایران مورد اکتشاف تفصیلی قرار گرفت که به کشف و ثبت ذخیره‌ای جدید از کانسارهای پورفیری به نام کانسار نوچون با ذخیره قطعی حدود ۲۶۸ میلیون تن با عیار میانگین ۰/۰۳۴ درصد مولیبدن (با عیار حد ppm۱۰۰) و ۶۲ میلیون تن با عیار متوسط ۰/۴۳ درصد مس (با عیار حد ۰/۲۵ درصد) انجامید (شرکت مهندسی پارس اولنگ، ۱۳۸۸). هرچند که عیار به‌نسبت پایین مس در این ذخیره کانسار نوچون را در گروه کانسارهای در حال حاضر غیراقتصادی از دید محتوای مس قرار می‌دهد ولی عیار میانگین بالای مولیبدن در این کانسار که همانند با عیار میانگین مولیبدن کانسار سرچشمه است آن را یک کانسار پورفیری سرشار از مولیبدن معرفی می‌کند. این ویژگی به همراه نزدیکی این کانسار تازه اکتشاف شده به مجتمع مس سرچشمه (حدود ۴ کیلومتر) اهمیت این کانسار را در افزایش تولید کنسانتره مولیبدن و به دنبال آن افزایش ارزش افزوده محصولات این مجتمع بیشتر می‌سازد.

این پژوهش برپایه مطالعات میکروسکوپی و همچنین پردازش داده‌های زمین‌شیمیایی، چگونگی رخداد کانی‌شناسی مولیبدن و مس و همچنین رفتار زمین‌شیمیایی آنها را در مناطق مختلف دگرسانی ژرف‌زاد کانسار مورد مطالعه و شناسایی قرار داده است. همچنین با استفاده از تلفیق این داده‌ها با دیگر اطلاعات زمین‌شناسی موجود، جایگاه این کانسار در میان انواع اصلی کانسارهای مس و مولیبدن پورفیری شناخته شده و جنبه‌های زایشی کانسار مورد بحث قرار گرفته است.

۲- زمین‌شناسی کانسار

کانسار تازه اکتشاف‌شده نوچون در بخش مرکزی کمربند مس پورفیری کرمان و در ۴ کیلومتری جنوب باختر معدن مس سرچشمه رفسنجان قرار دارد (شکل ۱). این کمربند در بخش به اصطلاح جنوب خاوری کمربند ارومیه- دختر یعنی کمربند دهج- ساردوییه در استان کرمان شکل گرفته که بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی، نفوذی و نیمه‌آتشفشانی ترشیری تشکیل یافته است (شکل ۱- الف). کانسار نوچون در ۲ کیلومتری یکی از همین توده‌های نفوذی یعنی دامنه‌های شمالی باتولیت ممزار (با بلندای ۳۲۸۰ متر) قرار گرفته است (شکل ۱- ب). توپوگرافی پیرامون کانسار خشن است به گونه‌ای که ارتفاعات

با بلندای ۲۵۰۰ تا بیش از ۳۰۰۰ متر آن را دربر گرفته‌اند. این ناحیه توسط دره‌هایی به‌نسبت ژرف بریده شده است که نزدیک به ۲ کیلومتر درازا دارند. توپوگرافی درونی محیط کانسار فروافتاده و به‌صورت تپه‌ماهوری است. کهن‌ترین واحدهای سنگی محیط کانسار نوچون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن بالایی شامل توف‌های حدواسط- اسیدی و سنگ‌های آندزیتی هستند (Nedimovic, 1973) (شکل ۱- پ). آندزیت‌ها و توف‌ها در بیشتر محیط کانسار هورنفلسی و دگرسان‌شده (سریسیتی، سیلیسی، پروپیلیتی و کربناتی) هستند و به‌دلیل این پدیده‌ها، جدایش و تمیز این دو واحد سنگی ممکن نیست. سنگ‌های نفوذی و نیمه‌آتشفشانی در محیط کانسار که بر پایه نشانه‌های صحرایی (سطوح تماس آنها با سنگ‌های آتشفشانی کهن‌تر) به دوره‌های جوان‌تر (الیگوسن و شاید میوسن؟) تعلق دارند، بیشتر به‌صورت استوک و دایک در سنگ‌های آتشفشانی کهن‌تر نفوذ کرده‌اند. مهم‌ترین برونزد این سنگ‌ها که بیشتر در بخش‌های باختری و جنوبی محیط کانسار رخ داده است، توده‌های گرانیتی و دیوریتی هستند که بخش‌هایی از باتولیت ممزار هستند (Nedimovic, 1973). گرانیت‌ها در جنوب و جنوب خاور منطقه که بیشتر به‌صورت آپوفیز و کمتر به‌صورت استوک و دایک گسترش یافته‌اند، بیشتر ریزدانه تا متوسط‌دانه هستند. آنها مرکب از پلاژیوکلاز (آلبیت، الیگوکلاز)، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، هورنبلند به‌عنوان کانی‌های اصلی، زیرکن و اسفن به‌عنوان کانی‌های فرعی و کلریت و سریسیت به عنوان کانی‌های ثانویه هستند. این سنگ‌ها آثار دگرسانی و کانی‌سازی را نشان نمی‌دهند و گویا نفوذ آنها به درون سنگ‌های آتشفشانی کهن‌تر تنها سبب هورنفلسی شدن آنها شده باشد؛ بنابراین نمی‌توانند عامل کانی‌سازی در کانسار نوچون در نظر گرفته شوند. دیوریت پورفیری که در جنوب منطقه و در بخش‌های کناره‌ای گرانیت‌ها رخنمون دارد، بیشتر سریسیتی و پروپیلیتی‌شده است و به‌ترتیب به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره و سبز دیده می‌شود. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر کربناتی و سریسیتی شده‌اند و بیوتیت‌ها نیز به کلریت تبدیل گردیده‌اند (Nedimovic, 1973). از دیگر رخنمون‌های منطقه می‌توان به میکرودیوریت و دایک‌های دیوریت پورفیری اشاره کرد که به‌صورت آپوفیزهایی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با امتداد شمال خاور- جنوب باختر و با ستبرای حدود ۲ متر و طول بیشتر از ده‌ها متر نفوذ کرده‌اند. میکرودیوریت‌ها ریزدانه، خاکستری رنگ و مرکب از پلاژیوکلازهای تخته‌ای هستند و آثاری از بلورهای بیوتیت، اوژیت، هورنبلند، کلسیت و کلریت در آنها دیده می‌شود. دایک‌های دیوریت پورفیری بیشتر از میکرودیوریت‌ها گسترش یافته‌اند و در بخش‌های مرکزی منطقه به‌صورت دگرسان‌نشده حضور دارند. از دیگر واحدهای سنگی شناخته‌شده در محیط کانسار می‌توان به ریوداسیت‌ها اشاره کرد که با گسترش محدود و به‌صورت استوک و دایک‌هایی با روند شمال خاور- جنوب باختر در خاور و شمال خاور منطقه رخنمون دارند (Nedimovic, 1973). این سنگ‌ها بافت پورفیری دارند و به‌صورت دانه‌درشت و به‌رنگ خاکستری روشن مایل به سفید هستند که بلورهای درشت فلدسپار (آلبیت) و کوارتزهای چشمی در یک زمینه بلورین دارند. بنابراین می‌توان این سنگ‌ها را کوارتز چشمی پورفیری نام نهاد. این سنگ‌ها دگرسان‌شده و دارای بافت استوک‌وُرک هستند (شکل ۱- پ). در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز بیشتر به سریسیت، و فلدسپار پتاسیم به سریسیت و کانی رسی تبدیل شده است. درشت‌بلورهای کوارتز، هرمی‌شکل و یا به‌صورت گردشده هستند. بیوتیت کمیاب است و توسط کلریت جایگزین شده است. زیرکن و آپاتیت، کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها هستند. با توجه به رخداد شدید دگرسانی و کانی‌سازی در این سنگ‌ها و سنگ‌های آتشفشانی مجاور آنها می‌توان این توده را عامل تشکیل کانسار نوچون معرفی کرد (Nedimovic, 1973). سن دقیق این سنگ‌ها مشخص نیست، ولی با توجه به قطع شدن سنگ‌های آتشفشانی ائوسن توسط آنها و همچنین نبود آثار هورنفلسی شدن در آنها، این سنگ‌ها از توده‌های گرانیتی و دیوریتی یادشده جوان‌ترند (Nedimovic, 1973) (شکل ۱- پ). سن‌سنجی به‌روش رنیوم- اُسمیوم روی کانی مولیبدنیت از یک نمونه به‌نسبت ژرف (نمونه NCP-۷؛ ژرفای ۲۴۲ متری گمانه NC-۲۳؛ (شفیعی، ۱۳۹۱)) سن ۰/۰۶ ± ۱۲/۸۳ را نشان داده است که با سن تعیین‌شده برای کانسار سرچشمه ۱/۲ ± ۱۲/۲ بر پایه سن‌سنجی روی بیوتیت استوک سرچشمه پورفیری (Shahabpour & Kramers, 1987) اختلاف کمی نشان می‌دهد.

۳- روش مطالعه

در این مقاله بر پایه مطالعات میکروسکوپی ۱۴۰ مقطع نازک و ۱۸ مقطع صیقلی تهیه شده از نمونه‌های کانسنگ برداشت شده از مغزه‌های اکتشافی کم‌ژرفا (۱۵۰ متر) تا ژرف (۶۰۵ متر) کانسار نوچون، انواع دگرسانی‌های ژرف‌زاد و چگونگی رخداد کانی‌سازی مولیبدن و مس مورد مطالعه و شناخت قرار گرفته است. مطالعات زمین شیمیایی شامل بررسی پراکندگی عناصر مولیبدن، مس و طلا و ارتباط میان آنها در مناطق مختلف دگرسانی بوده است که روی داده‌های زمین‌شیمیایی ۱۲۰ نمونه برداشت‌شده از ۱۲ گمانه اکتشافی از ژرفای ۴ تا ژرفای ۶۰۵ متری کانسار نوچون انجام شده است. داده‌های مس و مولیبدن از تجزیه شیمیایی نمونه‌های پودری به روش فلوئورسانس پرتو ایکس (XRF) با حد تشخیص ppm ۵۰ برای مس و ppm ۱۰ برای مولیبدن به‌دست آمده است. تجزیه شیمیایی طلا بعد از تغلیظ اولیه نمونه‌ها به روش تشویه با محلول‌سازی نمونه‌های پُرغلظت و سنجش مقادیر طلای آنها با دستگاه جذب اتمی با حد تشخیص ppm ۰/۰۱ به‌دست آمده است.

۴- ویژگی‌های دگرسانی و کانی‌سازی

مشاهدات صحرایی در محیط کانسار و مطالعات ماکروسکوپی و میکروسکوپی مغزه‌های اکتشافی و مقاطع نازک و صیقلی نمونه‌های برداشت‌شده به شناخت دگرسانی‌های گرمابی رخ داده در کانسار نوچون و همچنین چگونگی رخداد کانی‌سازی مولیبدن و مس در این کانسار کمک کرد که در ادامه نتایج به‌دست آمده از این مطالعات ارائه شده است:

دگرسانی گرمابی ژرف‌زاد، منطقه‌ای با گسترش تقریبی ۲ کیلومتر مربع را در منطقه نوچون زیر تأثیر قرار داده است و بیشتر در سنگ‌های کوارتز چشمی پورفیری و سنگ‌های آتشفشانی همبر آنها (توف و آندزیت) رخ داده است. مهم‌ترین دگرسانی‌های گرمابی شناخته‌شده در محیط کانسار عبارتند از سریسیتی شدن، کلسیتی شدن، بیوتیتی شدن، رسی شدن و سیلیسی شدن؛ تورمالینی شدن، کلریتی شدن و اپیدوتی شدن نیز در درجات ضعیف‌تر حضور دارند. دگرسانی‌های اصلی در کانسار نوچون که به‌صورت فراگیر و یا هاله‌ای با کانی‌سازی مولیبدن و مس همراه بوده‌اند را می‌توان در ۳ گروه اصلی زیر تقسیم‌بندی کرد (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹):

الف) دگرسانی پتاسیک شدید که با حضور کانی‌های فلدسپار پتاسیم (ارتوزکلاز ثانویه)، بیوتیت ثانویه، انیدریت با/ یا بدون کلریت مشخص می‌شود. بلورهای ارتوکلاز در این دگرسانی به‌صورت بی‌شکل و با کناره‌های گردشده حضور دارند و در برخی موارد با رگچه‌های سریسیتی و سیلیسی قطع شده‌اند (شکل ۲- الف). بیوتیتی شدن با حضور بیوتیت‌های ثانویه به‌دست آمده از تبدیل بیوتیت‌های اولیه که به فراوانی دیده می‌شوند و اشکال ریز و کاملاً سالم دارند و در برخی موارد کلریتی شده‌اند دیده می‌شود (شکل‌های ۲- ب و پ). پلاژیوکلازها در این دگرسانی سریسیتی شده‌اند ولی شدت سریسیتی شدن آنها کمتر از منطقه فیلیک است.

ب) دگرسانی فیلیک- پتاسیک که در حقیقت دگرسانی‌ای است که در آن دگرسانی پتاسیک با شدت کم تا متوسط تحت تأثیر دگرسانی فیلیک قرار گرفته است و با حضور فراوان‌تر سریسیت، کوارتز ثانویه و کانی‌های رسی نسبت به ارتوکلاز ثانویه و بیوتیت ثانویه مشخص می‌شود (شکل ۲- ت).

ج) دگرسانی فیلیک شدید به همراه رسی شدن که با حضور فراوان سریسیت و کانی‌های رسی مشخص می‌شود و دگرسانی پتاسیک اولیه را به‌طور کلی تحت تأثیر قرار داده است (شکل‌های ۲- ث و ج). این دگرسانی گسترده‌ترین و فراگیرترین دگرسانی در محدوده کانسار نوچون است که گسترش شمال خاور- جنوب باختر به طول تقریبی ۱۴۰۰ متر و عرض تقریبی ۴۰۰ متر دارد و در کنار گسل‌های اصلی در بخش‌های مرکزی منطقه، شدت بیشتری دارد (شرکت مهندسی مشاور کان‌ایران، ۱۳۸۷).

از دید چگونگی رخداد کانی‌سازی، بر پایه مطالعات میکروسکوپی و ماکروسکوپی نمونه‌ها، کانی‌سازی مولیبدن و مس در کانسار نوچون بیشتر در چهره رگچه‌های متقاطع و استوک‌ورک و کمتر به‌صورت افشان رخ داده است. از این رو ۱۴ نوع رگچه در طی مراحل مختلف کانی‌سازی ژرف‌زاد شناخته شد که بر پایه روابط قطع‌شدگی رگچه‌ها، ۸ نوع از این رگچه‌ها مربوط به مرحله اولیه کانی‌سازی، ۲ نوع مربوط به مرحله میانی و ۴ نوع مربوط به مرحله پایانی کانی‌سازی در سامانه گرمابی تشخیص داده شدند (جدول ۱). ۵ نوع از این رگچه‌ها با کانی‌سازی مولیبدن و مس به‌صورت مولیبدنیت وکالکوپیریت همراه هستند که بیشتر مربوط به مراحل اولیه تا میانی تکامل سامانه کانی‌سازی گرمابی بوده‌اند (جدول ۱). مطابق این مطالعات، مرحله اصلی کانی‌سازی مولیبدن درکانسار نوچون، بیشتر در دگرسانی پتاسیک و در چهره ۳ نوع رگچه رخ داده است که عبارتند از: الف) رگچه کوارتز- مولیبدنیت- انیدریت- ارتوکلازثانویه ± بیوتیت ثانویه (شکل ۴- الف)؛ ب) رگچه کوارتز- مولیبدنیت- پیریت ± کالکوپیریت ± انیدریت ± بیوتیت ثانویه (شکل ۴- ب)؛ ج) رگچه کوارتز- مولیبدنیت بدون کانی‌های ثانویه به‌دست آمده از دگرسانی (شکل‌های ۳- ب و ۴- پ). کانی‌سازی فرعی مولیبدن همراه با رگچه کوارتز- پیریت- کالکوپیریت- سریسیت ± مولیبدنیت در دگرسانی فیلیک رخ داده است (شکل ۴- ت) (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹). کانی‌سازی مس بیشتر با کانی کالکوپیریت در ۲ مرحله از تکامل گرمابی کانسار رخ داده است؛ کانی‌سازی مرحله ابتدایی با رگچه کوارتز- مگنتیت ± کالکوپیریت ± پیریت ± بیوتیت ثانویه که شاخص کانی‌سازی در مرحله دگرسانی پتاسیک (بیوتیتی شدن) است. در این نوع رگچه هیچ گونه همراهی از مولیبدنیت با مگنتیت دیده نشده است (شکل‌های ۳- الف، پ و ت). رخداد دیگر از کانی‌سازی مس در چهره رگچه کوارتز- کالکوپیریت- پیریت- سریسیت ± مولیبدنیت روی داده است که شاخص کانی‌سازی همراه‌شده با رخداد دگرسانی فیلیک (سریسیتی شدن) در مراحل میانی کانی‌سازی در کانسار است (شکل ۳- ج). کانی‌سازی همزاد و همراه کالکوپیریت با مولیبدنیت تنها در رگچه‌های کوارتز- ارتوکلاز ثانویه- انیدریت مربوط به مراحل اولیه کانی‌سازی رخ داده است (شکل ۳- ث). گاه این رگچه توسط رگچه‌های کوارتز- سریسیت- کالکوپیریت- پیریت و همچنین رگچه‌های ستبر ژیپس و رگچه‌های کوارتز- کلسیت ± پیریت مورد هجوم قرار گرفته‌اند و باز شده و دوباره جوش خورده‌اند (شکل‌های ۴- ث و ج). حضور رگچه کوارتز- سریسیت- کالکوپیریت- پیریت در بخش میانی رگچه کوارتز- مولیبدنیت مراحل اولیه کانی‌سازی سبب شکل‌گیری رگچه‌های ستبر با ماهیت دوگانه شده است که این گونه رخداد از کانی‌سازی مولیبدن و کالکوپیریت نشان می‌دهد که آنها در گامه‌های متفاوتی از کانی‌سازی در مراحل تکامل کانسار شکل گرفته‌اند (شکل ۴- ب). بر پایه این مشاهدات و تفاسیر، می‌توان نتیجه گرفت که بیشتر مولیبدن در مراحل اولیه تکامل سامانه کانی‌سازی گرمابی یعنی در دگرسانی پتاسیک (رگچه‌های کوارتز- ارتوکلاز ثانویه- بیوتیت ثانویه- انیدریت) نهشته شده است و این کانی‌سازی با شدت بسیار کمتر در مراحل میانی و همراه با کالکوپیریت در رگچه‌های کوارتز- سریسیتی دنبال شده است. در برابر آن، اگرچه کانی‌سازی مس با رخداد ضعیف کالکوپیریت همراه با رگچه‌های کوارتز- مگنتیتی مراحل اولیه و البته پیش از نهشت مولیبدن آغاز شده است، ولی بخشی از کانی‌سازی اصلی مس ابتدا با نهشته شدن کالکوپیریت در دگرسانی پتاسیک (رگچه‌های کوارتز- بیوتیت ثانویه- ارتوکلاز ثانویه) و همزاد با مولیبدنیت و نه ضرورتاً همراه با آن و سپس بخش دیگر در مراحل میانی تکامل سامانه کانی‌سازی (دگرسانی فیلیک) و با حضور رگچه‌های ستبر کوارتز- کالکوپیریت- پیریت با هاله سریسیتی رخ داده است. از این رو، مولیبدنیت‌زایی و کالکوپیریت‌زایی تا مرحله پایانی تکامل سامانه کانی‌سازی گرمابی ادامه نیافته است و تنها کانی سولفیدی که با رگچه‌های مراحل پایانی (رگچه‌های کوارتز- کلسیتی و رگچه‌های ژیپسی) نهشته شده است، پیریت بوده است (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹).

۵- ویژگی‌های زمین شیمیایی

بر پایه پردازش آماری داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر مولیبدن، مس و طلا، دامنه عیارها برای مولیبدن در کل کانسنگ‌های ژرف‌زاد از کمینه ۰/۰۰۱ درصد تا بیشینه ۰/۴۴ درصد گسترده است و بیشترین جمعیت آماری عیار مولیبدن وابسته به کلاس عیاری ۰ تا ۰/۰۱۵ درصد و کمترین آن وابسته به کلاس عیاری ۰/۴۲۰ تا ۰/۴۵۰ درصد است (شکل ۵) (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹). عیارهای مس از کمینه ۰/۰۴ درصد تا بیشینه ۴۶ /۲ درصد متغیر است و فراوان‌ترین کلاس عیاری ۰/۱ تا ۰/۲ درصد و کمترین آن وابسته به کلاس عیاری ۲/۳ تا ۲/۴ درصد است (شکل ۶) (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹). طلا نیز از کمینه ۰/۰۰۱ تا بیشینه ppm ۰/۱۴۳ در کل کانسار پراکنده شده است و بیشترین جمعیت آماری عیار طلا به کلاس عیاری ppm ۰/۰۲ تا ppm ۰/۰۳ و کمترین آن متعلق به کلاس عیاری ppm۱ /۰ تا ppm ۰/۰۹ است (شکل ۷) (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹). بر پایه محاسبات زمین آماری انجام‌شده کانسار نوچون به‌طور میانگین ۰/۰۳۴ درصد مولیبدن، ۰/۴۳ درصد مس و ppm ۰/۰۲۵ طلا دارد (شرکت مهندسی پارس‌اولنگ، ۱۳۸۸).

بررسی تغییرات عیار مولیبدن، مس و طلا در انواع دگرسانی‌های ژرف‌زاد نشان داد که مولیبدن، بیشترین عیارها را در دگرسانی پتاسیک و دگرسانی فیلیک متوسط پوشاننده دگرسانی پتاسیک داشته است (شکل ۵)، در حالی‌که مس بیشترین عیار را در پهنه دگرسانی فیلیک متوسط پوشاننده دگرسانی پتاسیک نشان داده است (شکل ۶). همچنین طلا بیشترین تمرکز را ابتدا در دگرسانی فیلیک متوسط پوشاننده دگرسانی پتاسیک و سپس در دگرسانی پتاسیک نشان داده است (شکل ۷).

محاسبه ضریب همبستگی به‌روش اسپیرمن میان مقادیر لاگ عادی عناصر ارتباط میان آنها را در دگرسانی‌های مختلف نشان داد که این ارتباط با نمودارهای دومتغیره نیز تأیید شد. در منطقه دگرسانی پتاسیک همبستگی میان مولیبدن با مس (r= -۰/۲) و میان مولیبدن با طلا (r= -۰/۱) منفی به‌دست آمد. این نبود همبستگی مثبت میان مولیبدن با مس و طلا با نشانه‌های کانی‌شناسی و پاراژنزی کانه‌ها همخوانی مناسبی دارد و نشان می‌دهد کانسنگ‌های با عیارهای زیاد از مولیبدن مقادیر پایینی مس و همچنین طلا دارند (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹). بر خلاف مولیبدن، همبستگی میان مس و طلا در منطقه دگرسانی پتاسیک مثبت و قوی (r= +۰/۸) است. به گفتار بهتر، کانسنگ‌های دارای بیشینه عیار طلا، بیشینه عیار مس نیز دارند (شکل ۸). در کانسنگ‌های پتاسیک متأثرشده به‌وسیله دگرسانی فیلیک، ارتباط منفی میان عیارهای مولیبدن با مس و طلا در پهنه پتاسیک تعدیل‌شده و به صفر (میان مولیبدن و مس) تا نزدیک به ۰/۱+ (میان مولیبدن و طلا) رسیده است (شکل ۹). در این پهنه، ارتباط مستقیم بین مس و طلا همچنان دیده می‌شود که ضریب همبستگی مثبت و قوی میان این دو عنصر آن را تأیید می‌کند (r= +۰/۸) (شکل ۹) (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹). در منطقه دگرسانی فیلیک، ارتباط مستقیمی میان عیارهای مولیبدن با مس و طلا نسبت به دیگر پهنه‌های دگرسانی دیده می‌شود (شکل ۱۰). ضریب همبستگی مثبت متوسط مولیبدن با مس (r= +۰/۵) و مولیبدن با طلا (r= +۰/۶) و وجود رگچه‌هایی با ماهیت دوگانه، همان گونه که در مبحث ویژگی‌های دگرسانی و کانی‌سازی ارائه شد، این ارتباط و همبستگی مثبت را تأیید می‌کند (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹). از آنجا که

عیارهای عناصر مولیبدن، مس و طلا در منطقه دگرسانی فیلیک در مقایسه با منطقه دگرسانی پتاسیک در مجموع پایین‌تر است؛ بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که ضریب همبستگی مثبت و به‌نسبت قوی (۰/۶+ تا ۰/۵+ =r) میان عناصر یادشده در عیارهای کم تا متوسط است و در عیارهای زیاد این همبستگی وجود ندارد. به دیگر گفتار، کانسنگ‌های بسیار پُرعیار از مولیبدن، مس و طلای پایینی دارند ولی کانسنگ‌های بسیار پُرعیار از مس دارای عیار قابل ملاحظه‌ای از طلا نیز خواهند بود.

۶- مقایسه کانسار با انواع کانسارهای پورفیری مس و مولیبدن

برپایه اطلاعات به‌دست آمده از این پژوهش مشخص شد که کانسار نوچون از عیار میانگین به‌نسبت پایینی از مس (۰/۴۳ درصد) و طلا (۰/۰۲۵ گرم درتن)، ولی عیار میانگین بالایی از مولیبدن (۰/۰۳۴ درصد) دارد. این ویژگی‌های عیاری نشان می‌دهد که اهمیت کانسار تازه اکتشاف‌شده نوچون در مولیبدن آن است و در حقیقت نوچون یک کانسار سرشار از مولیبدن با اهمیت به‌نسبت پایین مس است که در نزدیکی کانسار سرشار از مس (۰/۷ درصد) و همچنین غنی از مولیبدن (۰/۰۳ درصد) سرچشمه (Shahabpour & Kramers, 1987; Shahabpour, 2000a & b; Hezarkhani, 2006a, b & c) قرار گرفته است (شکل ۱۱). در شکل ۱۲، ۴ نوع از کانسارهای پورفیری تولید کننده مولیبدن نشان داده شده است. میان دو قطب پایانی کانسارهای پورفیری مس و مولیبدن یعنی در یک سو کانسارهای مولیبدن پورفیری و در سوی دیگر کانسارهای مس پورفیری، کانسارهایی وجود دارند که از دید محتوای فلزی یا مولیبدن بر مس (کانسارهای مولیبدن پورفیری و مولیبدن- مس پورفیری) آنها چیره است و یا مس بر مولیبدن آنها (کانسارهای مس پورفیری و مس- مولیبدن پورفیری) برتری دارد و در نتیجه می‌توان نتیجه گرفت که از همه انواع کانسارهای پورفیری مولیبدن و پورفیری مس می‌توان به مقدار زیاد تا کم مولیبدن استحصال کرد. با رسم عیارهای میانگین مولیبدن و مس کانسار نوچون روی نمودار کانسارهای پورفیری به‌دلیل بالا بودن محتوای مولیبدن در کانسار یادشده، این کانسار در گروه کانسارهای مولیبدن- مس پورفیری قرار می‌گیرد (شکل ۱۲). با این ویژگی و به منظور شناسایی نوع این کانسار از میان انواع کانسارهای پورفیری مولیبدن و مس مانند کانسارهای مولیبدن پورفیری (نوع کلیماکس و نوع مونزونیتی)، مس- مولیبدن پورفیری، و مولیبدن- مس پورفیری برخی از ویژگی‌های بنیادین جداکننده این کانسارها از یکدیگر با کانسار نوچون مورد مقایسه قرار گرفته است (جدول ۲). از مهم‌ترین تفاوت‌های آشکار کانسار نوچون با کانسارهای مولیبدن پورفیری نوع کلیماکس می‌توان به گرانیتی و ریولیتی نبودن ترکیب توده نفوذی مولد کانسار، نبود مناطق دگرسانی‌های مگنتیت- توپاز، گرایزن و کانی‌های فلوئوردار مانند فلورین و توپاز، نبود کانی‌سازی قلع و تنگستن به‌صورت کاسیتریت، شیلیت و ولفرامیت و همچنین نبود سنگ‌های آلکالن شاخص مناطق کافتی (درون و پشت کمان ماگمایی) در محیط کانسار نوچون اشاره کرد که این ویژگی‌ها به‌طور قوی این کانسار را از گروه کانسارهای مولیبدن پورفیری نوع کلیماکس بیرون می‌آورد. همچنین کانسار نوچون را می‌توان با عیار میانگین مولیبدن بسیار پایین‌تر (۰/۰۳۴ درصد)، عیار میانگین مس بسیار بالاتر (۰/۴۳ درصد) و رخداد معمول کالکوپیریت، نبود کانی‌های فلوریت، شیلیت و پاولیت و همچنین معمول نبودن رگه‌های آپلیت در محیط کانسار قابل تمایز از کانسارهای مولیبدن پورفیری نوع مونزونیتی نیز می‌باشد (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹). ویژگی‌های دگرسانی و کانی‌سازی کانسار نوچون به‌همراه حضور معمول کانی‌هایی همچون انیدریت، ژیپس و تورمالین و وجود غلظت‌های بسیار بالاتر از رنیوم در کانسنگ‌های مولیبدنیت آن، این کانسار را در گروه کانسارهای متداول مس و مس- مولیبدن پورفیری قرار می‌دهد، ولی تفاوت اصلی کانسار نوچون با کانسارهای یادشده افزون بر عیار میانگین مس بسیار پایین‌تر (۰/۴۳ درصد) و عیار میانگین بسیار بالای مولیبدن (۰/۰۳۴ درصد) آن، ترکیب توده نفوذی مولد این کانسار نسبت به کانسارهای مس و مس- مولیبدن پورفیری است؛ به‌گونه‌ای که کانی‌سازی در کانسار نوچون در پیوند با توده‌های کوارتز چشمی پورفیری رخ داده است، در حالی که کانی‌سازی در کانسارهای مس و مس- مولیبدن پورفیری با سنگ‌های کوارتزدیوریتی، گرانودیوریتی و کوارتزمونزونیتی رخ داده است (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹).

۷- جنبه‌های زایشی کانسار

نتایج این مطالعه نشان داد که کانسار نوچون در زمره کانسارهای مولیبدن- مس پورفیری قرار می‌گیرد. اینکه چرا این کانسار سرشار از مولیبدن ولی به‌نسبت فقیر از مس در همسایگی یک کانسار مس- مولیبدن پورفیری مانند سرچشمه (Shahabpour & Kramers, 1987; Shahabpour, 2000a & b; Hezarkhani, 2006a, b & c) قرار گرفته است را باید در ویژگی‌ها و تحولات ماگمایی و گرمابی توده‌های نفوذی مولد کانسار و سیال‌های کانه‌ساز جداشده از آنها جستجو کرد. این ویژگی‌ها می‌توانند در چهارچوب میزان آب اولیه ماگمای مولد، مدت زمان و میزان اشباع بخار آب در این ماگماها، مدت زمان تفریق بلوری و سرعت جایگزینی ماگماهای مولد در نزدیک سطح زمین، فشار لیتواستاتیک حاکم بر ماگمای اولیه و همچنین غلظت اولیه لیگاندهای کمپلکس ساز (مانند یون‌های کلرید، بی سولفید، فلورید) در سیال‌ها و محلول گرمابی به‌دست آمده از این ماگماها مورد بحث قرار گیرند (حیدری و همکاران، ۱۳۸۶؛ Strong, 1988؛ Candela, 1991؛ Cline & Bodnar, 1991؛ Candela & Holland, 1984 & 1986؛ Cline, 1995). بنابراین، برای دست‌یابی به الگوی زایشی برای کانسار نوچون باید ویژگی‌های زمین‌شیمیایی استوک مولد کانسار به‌طور دقیق بررسی، فرایندهای سنگ‌زایی مؤثر در زایش آن شناخته و نیز میانبارهای سیال برای دست‌یابی به ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی سیال‌های گرمابی کانه‌ساز مطالعه شود که بیرون از اهداف این مطالعه بوده است. در ادامه با بهره‌گیری از برخی مستندات منتشرشده در ارتباط با تفاوت‌های زایشی کانسارهای مولیبدن- مس و مس- مولیبدن پورفیری در دنیا و همچنین تلفیق این داده‌ها با برخی از ویژگی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی شناخته‌شده در کانسار نوچون، عوامل تأثیرگذار در زایش این کانسار مورد بررسی و بحث قرار گرفته و جنبه‌های زایشی احتمالی از کانسار با هدف معرفی پتانسیل‌های پژوهشی این کانسار برای انجام مطالعات تکمیلی آشکار شده است.

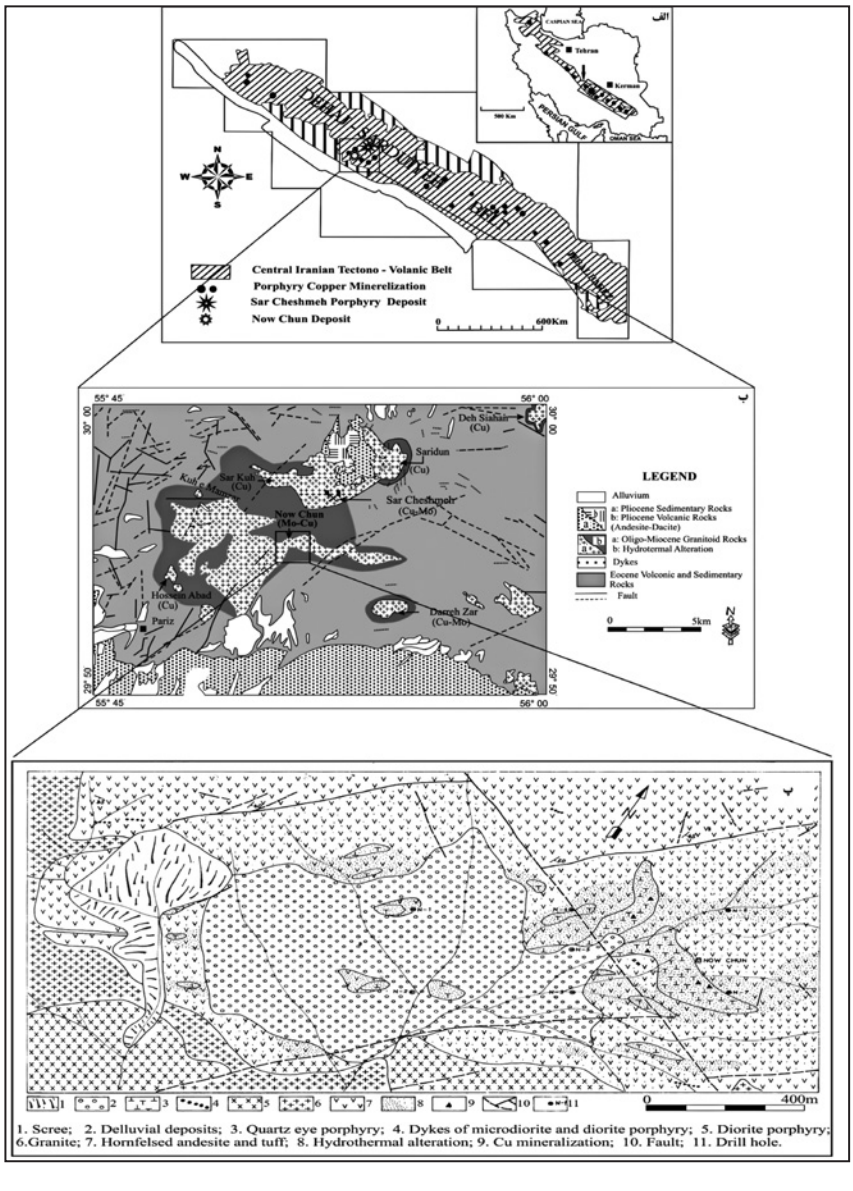
همراهی کانسارهای مس و مس- مولیبدن پورفیری با توده‌های کوارتزدیوریتی و گرانودیوریتی که غنی از کلسیم و همچنین عناصر آهن، تیتانیم و منیزیم هستند نشان می‌دهد که ماگمای مادر آنها دچار تفریق ماگمایی گسترده نشده است و به همین دلیل اشباع بخار آب در چنین ماگماهایی که با سرعت بیشتری به سطوح کم‌ژرفای پوسته نفوذ کرده‌اند سریع‌تر، در دمای بالاتر و البته در فشارهای کمتری صورت می‌گیرد. این شرایط سبب خواهد شد که چنین ماگماهایی به‌دلیل انحلال‌پذیری کمتر آب در آنها دچار اشباع بخار آب گسترده‌ای نشوند (حیدری و همکاران، ۱۳۸۶؛ Candela & Holland, 1986؛ Cline, 1995). از آنجا که مس در طی فرایند اشباع سریع بخار آب در چنین ماگماهایی عنصری ناسازگارتر از مولیبدن است، به سرعت وارد فاز بخار می‌شود و میزان آن در مذاب باقیمانده به شدت کاهش می‌یابد. یون کلرید هم مانند مس در ماگماهایی که دچار تفریق گسترده نشده‌اند و اشباع بخار آب در آنها سریع‌تر، در دمای بالاتر و البته در فشارهای کمتری (سطوح کم‌ژرفای پوسته) صورت گرفته است، رفتار ناسازگارتری را نسبت به ماگماهایی که دچار تفریق گسترده‌ای شده‌اند و دیرتر به حالت اشباع بخار آب رسیده‌اند نشان می‌دهد (حیدری و همکاران، ۱۳۸۶؛ Candela & Holland, 1986). در چنین شرایطی، مس به‌طور گسترده‌ای توسط یون کلرید از مذاب باقیمانده جذب و وارد فاز سیال می‌شود. مولیبدن که به‌دلیل کم بودن میزان تفریق ماگمایی در

ماگماهای مولد کانسارهای مس و مس- مولیبدن پورفیری توسط فازهای به‌سرعت متبلورشده جذب می‌شود (سیلیکات‌های آهن- منیزیم‌دار مانند بیوتیت و فازهای تیتانیم‌دار مانند اسفن) (Candela & Holland, 1986; Mahood & Hildreth, 1983) و از سوی دیگر چون جدایش آن از غلظت یون کلرید در مذاب باقیمانده تأثیر نمی‌گیرد، در نتیجه میزان آن در مذاب باقیمانده پیش از اشباع نهایی بخار آب به شدت کم می‌شود (حیدری و همکاران، ۱۳۸۶؛ Candela & Holland, 1984؛ Strong, 1988؛ Candela, 1991). این شرایط سبب خواهد شد که سیال گرمابی به‌دست آمده از تبلور چنین مذاب‌هایی که به سرعت در ژرفاهای کم پوسته جایگزین شده‌اند غنی از مس ولی فقیر از مولیبدن شوند که در نتیجه به شکل‌گیری کانسارهای مس پورفیری و یا مس- مولیبدن پورفیری مانند کانسارهای سن‌مانوئل، بینگهام و سرچشمه می‌انجامد. در مقایسه، همراهی کانسارهای مولیبدن- مس پورفیری با توده‌های ریوداسیتی (کوارتز چشمی پورفیری) و رگه‌های آپلیتی که غنی از پتاسیم و لوکوکراتیک هستند نشان می‌دهد که ماگمای مادر توده‌های نفوذی مولد چنین کانسارهایی تفریق بلوری بیشتری را در پوسته دچار شده‌اند و در نتیجه اشباع بخار آب چنین ماگماهایی برای زایش سیال‌های گرمابی کانسارساز کُندتر و به مقدار بیشتری در بخش‌های ژرف‌تر پوسته و البته در فشار زیادتری صورت گرفته است (Woodcock & Hollister, 1978). از آنجا که مولیبدن در طی تبلور و تفریق بلوری گسترده و طولانی، رفتار ناسازگارتری در مقایسه با مس نشان می‌دهد، در مذاب باقیمانده از تفریق، تمرکز می‌یابد؛ ولی مس ضمن تبلور و تفریق طولانی‌مدت ماگما رفتار سازگار نشان می‌دهد و وارد کانی‌های در حال تبلور (پیروکسن، بیوتیت، سولفیدها) می‌شود که در نتیجه مقدار آن در مذاب باقیمانده به‌شدت کاهش می‌یابد (Ishihara, 1977; Rajamani & Naldret, 1978; Groves & McCarthy, 1978; Burnham, 1979; White et al., 1981; Hendry et al., 1981; Lehmann, 1982; Candela & Holland, 1984 & 1986; Gunow, 1983). در همین زمینه پژوهش‌ها نشان داده است که غلظت مس با افزایش SiO_2 در مذاب باقیمانده کم می‌شود (Kesler, 1973; Sheraton & Black, 1973). از آنجا که جدایش مس و طلا از مذاب‌های باقیمانده از تبلور و تفریق بلوری به درون فاز بخار به‌شدت به مقدار یون کلرید در فاز مذاب باقیمانده وابسته است، یون کلرید نیز در شرایط تفریق و تبلور طولانی مدت ماگماهای مولد کانسارهای مولیبدن- مس پورفیری، رفتاری همانند مس یعنی رفتار سازگار از خود نشان خواهد داد و می‌تواند در نتیجه تبلور طولانی‌مدت ماگما وارد کانی‌های بیوتیت و آمفیبول شود و بنابراین مقدار آن در مذاب پایانی به‌دست آمده از تفریق پیش از اشباع بخار به‌شدت کم می‌شود. در نتیجه، کمبود یون کلرید در مذاب باقیمانده نمی‌تواند سبب جذب مقادیر قابل ملاحظه‌ای از مس از این مذاب و ورود آن به درون سیال گرمابی نهایی شود. این شرایط سبب خواهد شد که مقدار مس در سیال گرمابی به‌شدت کاهش یابد (حیدری و همکاران، ۱۳۸۶؛ Candela & Holland, 1984 & 1986). پژوهش‌ها و تجربیات آزمایشگاهی نشان داده است که غلظت اولیه یون کلرید در مذاب‌های باقیمانده به‌دست آمده از تفریق ماگمایی و کمپلکس‌های کلریدی در طی تکامل سامانه ماگمایی هیچ تأثیری در جدایش مولیبدن از مذاب باقیمانده و انتقال و انحلال آن در سیال‌های گرمابی مولد کانسارهای مولیبدن- مس و مس- مولیبدن پورفیری ندارد (حیدری و همکاران، ۱۳۸۶؛ Crerar & Barnes, 1976؛ Smith et al., 1980؛ Candela & Holland, 1984). ادامه تبلور و تفریق مذاب باقیمانده، اشباع شدن مذاب از آب و بخار را به دنبال دارد که سبب می‌شود مولیبدن موجود در فاز پایانی تفریق وارد فاز بخار سرشار از آب شود و یک سیال گرمابی غنی از مولیبدن، ولی فقیر از مس را ایجاد نماید (حیدری و همکاران، ۱۳۸۶؛ Strong, 1988؛ Candela, 1991؛ Candela & Holland, 1986). پژوهش‌ها نشان داده است که بیشتر کانسارهای مولیبدن و مولیبدن- مس پورفیری با توده‌های نفوذی بزرگ (باتولیت) همراه و همجوار هستند (Candela & Holland, 1986). هنگامی که یک حجم بزرگ از چنین ماگماهایی دچار تبلور و تفریق بلوری پیش از اشباع زودرس می‌شود، مقادیر زیادی از مولیبدن به سبب این تفریق طولانی‌مدت می‌تواند از ماگمای مادر در حال تفریق و تبلور وارد مذاب باقیمانده و نهایتاً سیال گرمابی شود و بدین صورت کانسارهای پورفیری سرشار از مولیبدن، ولی فقیر از مس را شکل دهد (Candela & Holland, 1986). همجواری کانسار نوچون با باتولیت گرانودیوریتی ممزار می‌تواند تأیید کننده شرایط یادشده برای تشکیل کانساری با عیار بالا از مولیبدن باشد. با این تفاسیر می‌توان گفت که تفریق بیشتر و طولانی‌تر باتولیت ممزار سبب شده است که توده‌های تفریق‌یافته‌تر با سیلیکا (SiO_2)، قلیایی‌ها (K_2O و Na_2O) و آب بیشتری با ترکیب ریوداسیت (کوارتز چشمی پورفیری) شکل بگیرند که می‌توانستند سیالی به مراتب غنی‌تر از مولیبدن در مقایسه با سیال‌های گرمابی جداشده از توده‌های کمتر تفریق‌یافته کوارتزدیوریتی و گرانودیوریتی تولید کنند. در حضور سیال‌هایی با قلیاییت (K_2O و Na_2O) و سیلیکای (SiO_2) بالا، مولیبدن موجود در سیال گرمابی می‌توانسته است احتمالاً به‌صورت کمپلکس‌های قلیایی همانند سدیم‌اسیدمولیبدات (Na_2MoO_4, $NaHMoO_4$) و پتاسیم اسیدمولیبدات (K_2MoO_4, $KHMoO_4$) حمل شده باشد (Wood & Fraser, 1978; Cao, 1989) که اثبات این الگو نیاز به مطالعه میانبارهای سیال از جنبه‌های گوناگون دارد. نبود همبستگی زمین‌شیمیایی عیارهای مولیبدن با عیارهای مس و طلا در دگرسانی پتاسیک کانسار نوچون می‌تواند نشانگر متفاوت بودن رفتار مولیبدن نسبت به این دو عنصر در سیال‌های گرمابی مولد کانی‌سازی و منطقه دگرسانی پتاسیک کانسار و شرایط متفاوت غنی‌شدگی و همچنین نهشت آنها از سیال‌های و محلول‌های کانی‌ساز باشد. همبستگی مثبت و قوی میان عیارهای مس و طلا در دگرسانی پتاسیک کانسار می‌تواند گویای رفتار همانند این دو عنصر در سیال‌های گرمابی مسئول دگرسانی و کانی‌سازی پهنه پتاسیک کانسار باشد. این رفتار همانند، شاید نشانگر این باشد که طلا و مس هر دو در این سیال‌ها توسط حضور ضعیف کمپلکس‌های کلریدی ($CuCl_2$ و $AuCl_2$) حمل و نهشته شده باشند (Cygan & Candela, 1995; Gammons et al., 1997). حضور ضعیف کمپلکس‌های کلریدی در سیال‌های گرمابی مسئول دگرسانی و کانی‌سازی دگرسانی پتاسیک احتمالاً می‌توانسته است دلیل غلظت‌های پایین عناصر مس و طلا در این کانسار باشد. در محلول‌های گرمابی مسئول دگرسانی و کانی‌سازی مرحله فیلیک به‌دلیل غلظت بالای یون بی‌سولفید در آنها (فاز بخار) (Gammons et al., 1997) و همچنین هجوم گسترده آب‌های جوی روی سامانه گرمابی- ماگمایی رو به نابودی منطقه پتاسیک (فاز شوراب)، مولیبدن به‌همراه مس و طلای کم نهشته‌شده در دگرسانی پتاسیک می‌توانسته است توسط این محلول‌های اسیدی، رقیق و کم‌دماتر (۲۵۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد) شسته و ضمن افزایش انحلال‌پذیری آنها در این محلول‌ها توسط کمپلکس‌های اسیدمولیبداتی (H_2MoO_4) و بای‌مولیبداتی ($MoO_3.nH_2O$) و بی‌سولفیدی (مس و طلا) دوباره نهشته شده باشند (Wood & Frasert, 1978; Cao, 1989; Gammons et al., 1997). ضریب همبستگی ۰/۵ تا ۰/۶ مولیبدن با مس و طلا در دگرسانی فیلیک کانسار نوچون و رخداد مولیبدن و مس به‌صورت رگچه‌های کوارتز- پیریت- کالکوپیریت- مولیبدنیت با هاله سریسیتی شاید بازتابی از همراهی این دو عنصر در محلول‌های گرمابی مسئول دگرسانی و کانی‌سازی مرحله فیلیک کانسار باشد. همبستگی قوی عیارهای طلا با مس در دگرسانی فیلیک، می‌تواند نشان‌دهنده رفتار همانند این دو عنصر در محلول‌های گرمابی کانسارهای مولیبدن- مس پورفیری باشد و این نشان می‌دهد که احتمالاً طلا و مس هر دو به‌وسیله کمپلکس‌های بی‌سولفیدی انتقال یافته‌اند. این نشان می‌دهد که شرایط غنی‌شدگی

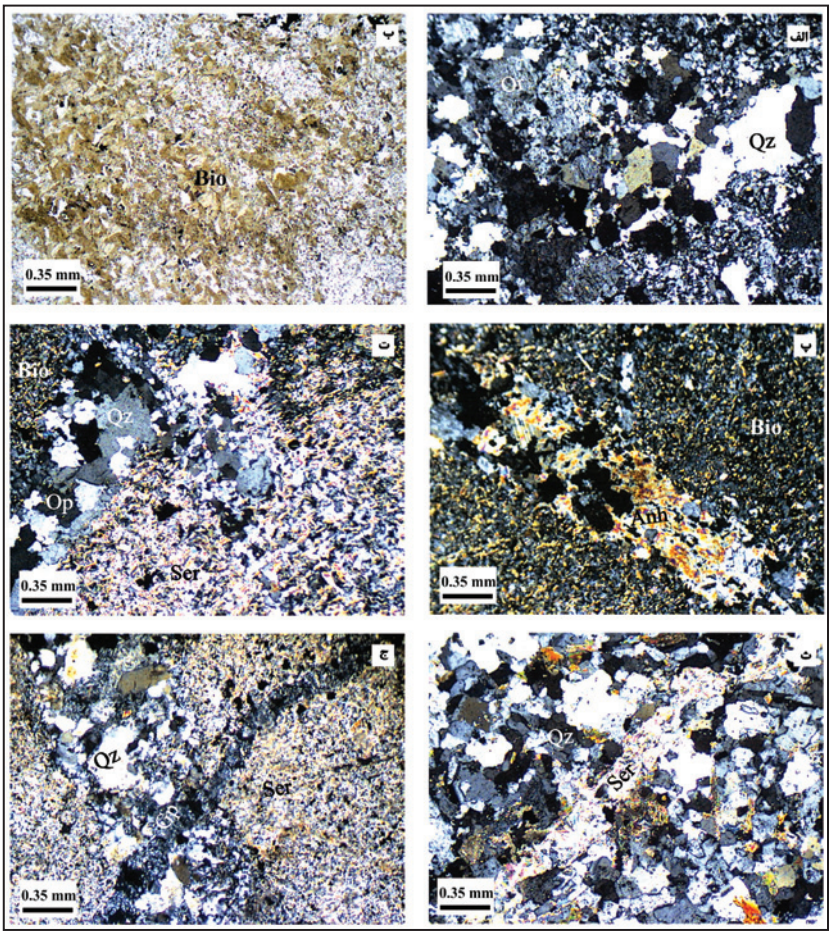
مس و طلا به‌ویژه در دگرسانی پتاسیک و فیلیک یکسان بوده است و مناطق پرعیار از مس، از طلا نیز غنی هستند.

۸- نتیجه‌گیری

بر پایه این مطالعه، دگرسانی‌های چیره همراه با کانی‌سازی مولیبدن و مس در کانسار نوچون، دربردارنده دگرسانی‌های پتاسیک شدید، پتاسیک متأثر شده توسط دگرسانی فیلیک و دگرسانی فیلیک شدید بودند. کانی‌سازی مولیبدن بیشتر در دگرسانی پتاسیک و در چهره ۳ نوع رگچه شامل رگچه کوارتز- مولیبدنیت- انیدریت- ارتوکلازثانویه ± بیوتیت ثانویه، رگچه کوارتز- مولیبدنیت- پیریت ± کالکوپیریت ± انیدریت ± بیوتیت ثانویه و رگچه کوارتز- مولیبدنیت بدون کانی‌های ثانویه به دست آمده از دگرسانی، و کانی‌سازی مس بیشتر با کانی کالکوپیریت در دو مرحله از تکامل سامانه گرمابی کانسارساز در چهره رگچه کوارتز- مگنتیت ± کالکوپیریت ± پیریت ± بیوتیت ثانویه مربوط به مرحله ابتدایی در پهنه دگرسانی پتاسیک و رگچه کوارتز- کالکوپیریت- پیریت - سریسیت ± مولیبدنیت در پهنه دگرسانی فیلیک مربوط به مراحل میانی کانی‌سازی رخ داده است. با توجه به حضور کانسنگ‌های با عیار بیشینه از مولیبدن در پهنه دگرسانی پتاسیک در مقایسه با مس و طلا می‌توان نتیجه گرفت که بخش‌های ژرف کانسار، محل تمرکز بخش چیره کانی‌سازی مولیبدن در کانسار نوچون است و در برابر آن، مس و طلا تمرکز قابل ملاحظه‌تری را به سبب حضور کانسنگ‌های با عیار بالا در پهنه‌های کم‌ژرفای کانسار یعنی همراه با دگرسانی‌های پتاسیک- فیلیک و فیلیک قوی دارند. با توجه به پایین بودن عیارهای مولیبدن، مس و طلا در پهنه دگرسانی فیلیک در مقایسه با پهنه دگرسانی پتاسیک، همبستگی مثبت میان عیارهای عناصر یادشده در عیارهای کم تا متوسط است و در عیارهای زیاد این همبستگی وجود ندارد. بنابراین کانسنگ‌های بسیار پرعیار از مولیبدن، مس و طلای پایینی دارند و شرایط غنی‌شدگی مس و طلا هر دو به‌ویژه در پهنه‌های پتاسیک و فیلیک یکسان بوده است؛ در نتیجه پهنه‌های پرعیار از مس، از طلا نیز غنی هستند. تفریق‌یافته‌تر بودن توده نفوذی مولد کانسار (ریوداسیت یا کوارتز چشمی پورفیری و حضور رگه‌های آپلیتی غنی از فلدسپار پتاسیم)، کُند بودن روند اشباع بخار آب و در پی آن ناسازگار بودن عنصر مولیبدن نسبت به عنصر مس در طی تبلور و تفریق بلوری گسترده و طولانی در ماگمای مولد احتمالاً از عوامل اصلی کنترل‌کننده محتوای مولیبدن و مس این کانسار بوده‌اند و در نتیجه کانسار نوچون ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانی‌سازی نزدیک به کانسارهای نوع مولیبدن- مس پورفیری را نشان داده است که می‌تواند اولین رخداد گزارش‌شده از این نوع کانسارها در ایران به شمار رود. از این رو می‌توان به وجود و اکتشاف این نوع از کانسارها در کمربند مس پورفیری کرمان و دیگر نواحی مس‌خیز ایران امیدوار بود.

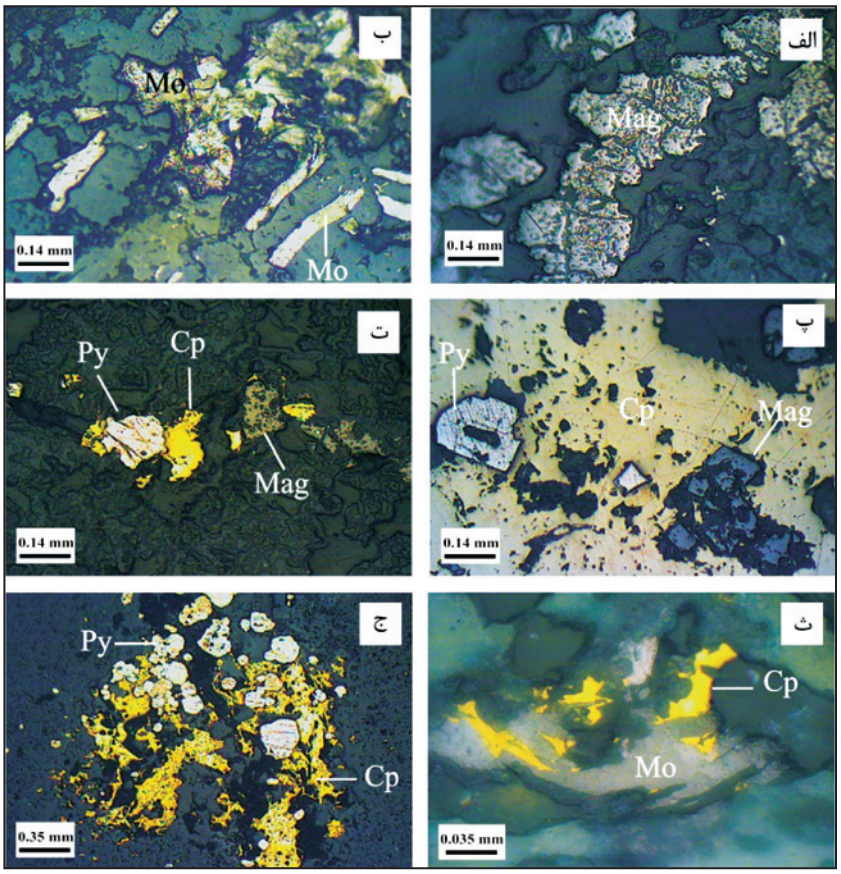


شکل ۱- الف) نقشه ساده‌شده کمربند مس پورفیری کرمان (کمربند دهج- ساردوییه) و موقعیت آن در نقشه ساده‌شده زمین‌شناسی ایران (Nedimovic, 1973)؛ ب- نقشه ساده‌شده زمین‌شناسی عمومی ناحیه پاریز و موقعیت کانسار نوچون و دیگر کانسارهای پورفیری منطقه، (اطمینان، ۱۳۵۶؛ Saric & Mijalkovic, 1973)؛ پ) نقشه ساده‌شده زمین‌شناسی کانسار نوچون (Nedimovic, 1973).

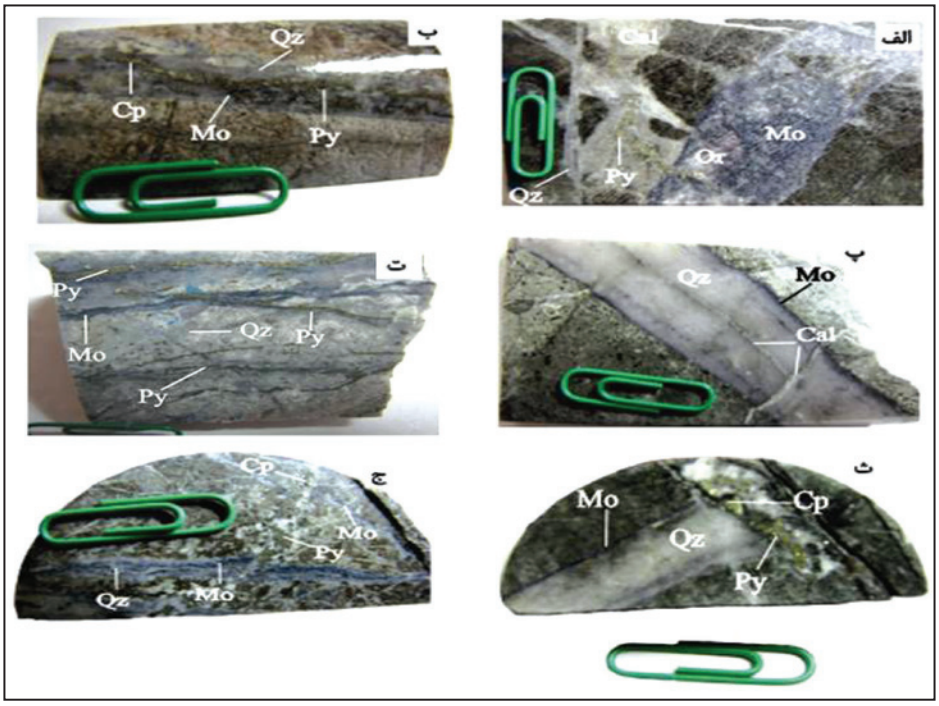


شکل ۲- انواع دگرسانی‌های شناخته‌شده در کانسار نوچون؛ الف) قطع‌شدگی رگچه کوارتز توسط ارتوزکلاز؛ ب) بیوتیتی شدن؛ پ) دگرسانی پتاسیک با حضور رگچه انیدریت در زمینه سنگ بیوتیتی‌شده؛ ت) پوشیده شدن دگرسانی پتاسیک توسط دگرسانی فیلیک (کوارتز، سریسیت و کانی کدر (پیریت))؛ ث) دگرسانی فیلیک با حضور رگچه سریسیت در زمینه سنگ سیلیسی‌شده؛ ج) قطع‌شدگی رگچه کوارتز ثانویه و دگرسانی فیلیک توسط رگچه ژیپس (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹).

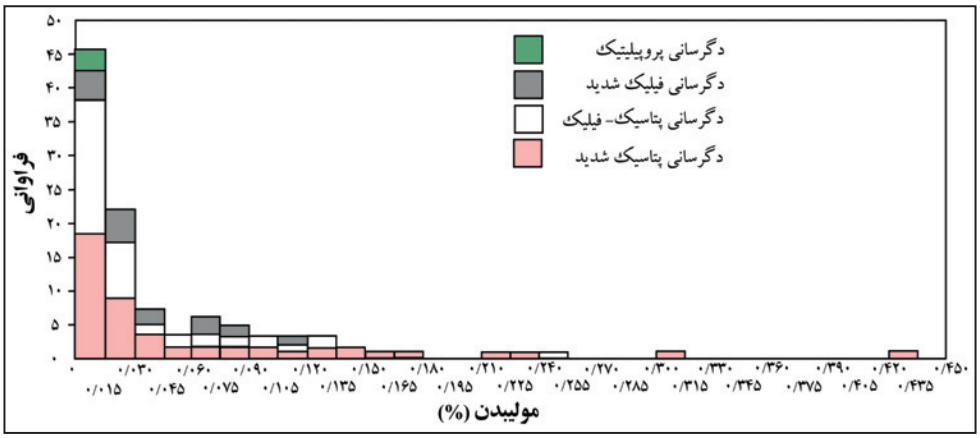
اختصارات: ارتوکلاز: Or؛ کوارتز: Qz؛ بیوتیت: Bio؛ انیدریت: Anh؛ کانی های اپک: Op؛ ژیپس: Gp؛ سریسیت: Ser.



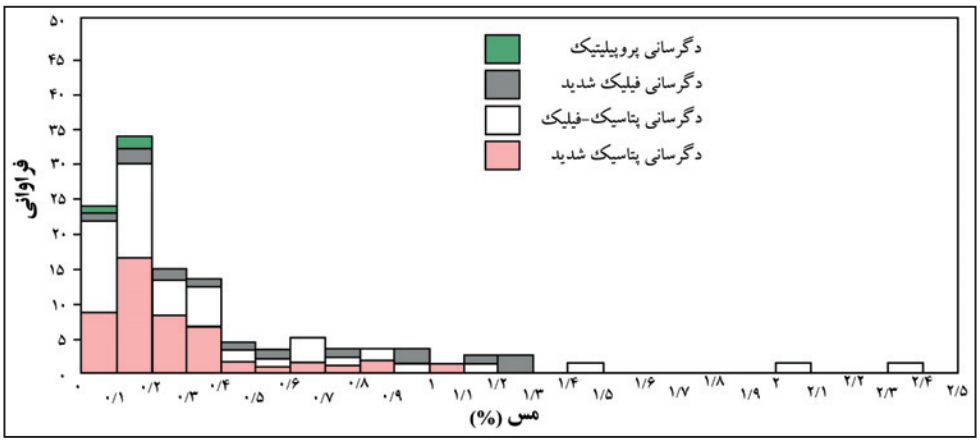
شکل ۳- تصاویر میکروسکپی از چگونگی رخداد مولیبدنیت و کالکوپیریت در مهم‌ترین رگچه‌های کانه‌دار در کانسار نوچون: الف) رگچه مگنتیت؛ ب) رگچه کوارتز- مولیبدنیت؛ پ) رگچه‌های کوارتز- مگنتیت- کالکوپیریت- پیریت؛ ت) رگچه مگنتیت- کالکوپیریت- پیریت؛ ث- رگچه کوارتز- مولیبدنیت- کالکوپیریت؛ ج) رگچه کوارتز- پیریت- کالکوپیریت. همه تصاویر در حالت نور ppl گرفته شده‌اند (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹). اختصارات: مگنتیت: Mag؛ پیریت: Py؛ مولیبدنیت: Mo؛ کالکوپیریت: Cp.



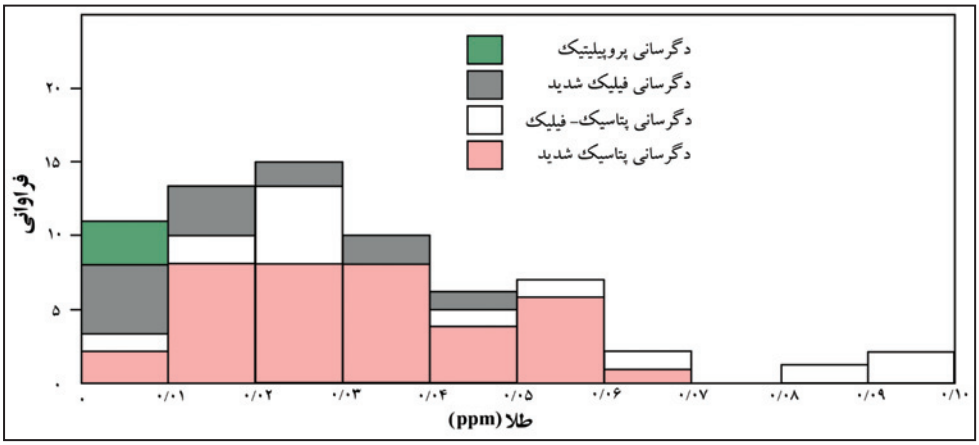
شکل ۴- تقدم و تأخر زمانی تشکیل رگچه‌ها بر پایه روابط قطع‌شدگی آنها در کانسار نوچون؛ الف) رگچه ستبر کوارتز- مولیبدنیت- ارتوکلاز در کانسنگ بیوتیتی‌شده که با رگچه‌های پسین دارای کوارتز- پیریت- کلسیت باز شده است؛ ب) بازشدگی رگچه کوارتز- مولیبدنیت با رگچه کوارتز- پیریت- کالکوپیریت در یک کانسنگ بیوتیتی‌شده؛ پ) رگچه ستبر کوارتز- مولیبدنیت که با رگچه‌های ظریف تا نازک کلسیت باز و قطع شده است؛ ت) قطع‌شدگی و جابه‌جا شدن رگچه‌های نازک کوارتز- مولیبدنیت با رگچه‌های نازک پیریت در زمینه سنگ کوارتزمونزونیتی؛ ث) قطع‌شدگی رگچه کوارتز- مولیبدنیت توسط رگچه ستبر کوارتز- کالکوپیریت- پیریت؛ ج) قطع‌شدگی و جابه‌جاشدگی رگچه کوارتز- مولیبدنیت توسط رگچه ظریف کوارتز- پیریت- کالکوپیریت در یک کانسنگ بیوتیتی‌شده (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹). اختصارات: کوارتز:Qz؛ ارتوکلاز: Or؛ پیریت: Py؛ مگنتیت: Mag؛ اپیدوت: Ep؛ کلسیت: Cal؛ مولیبدنیت: Mo؛ کالکوپیریت: Cp.



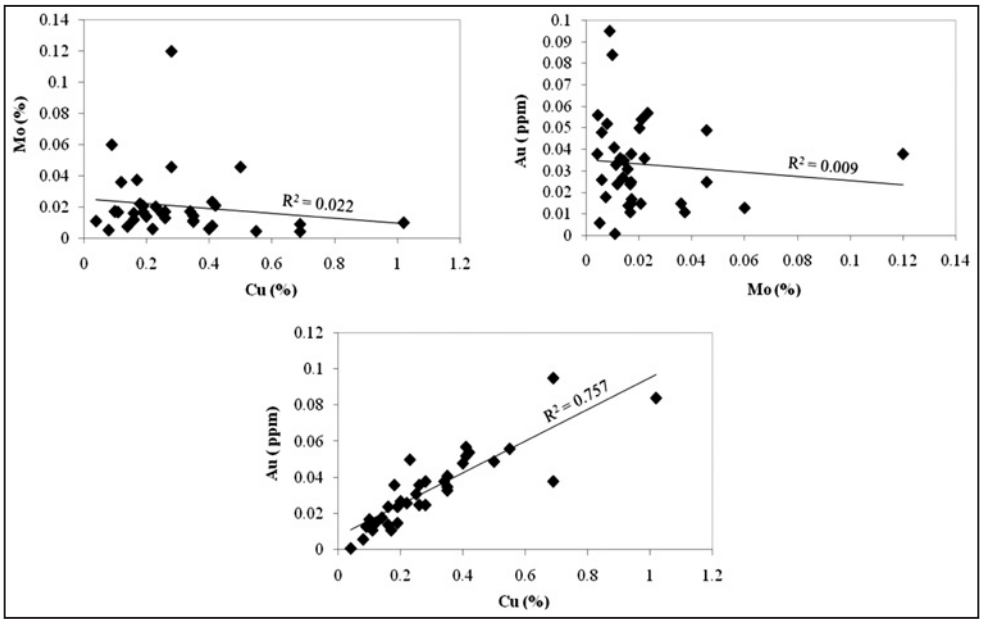
شکل ۵- توزیع زمین‌شیمیایی مولیبدن در دگرسانی‌های ژرف‌زاد کانسار نوچون (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹).



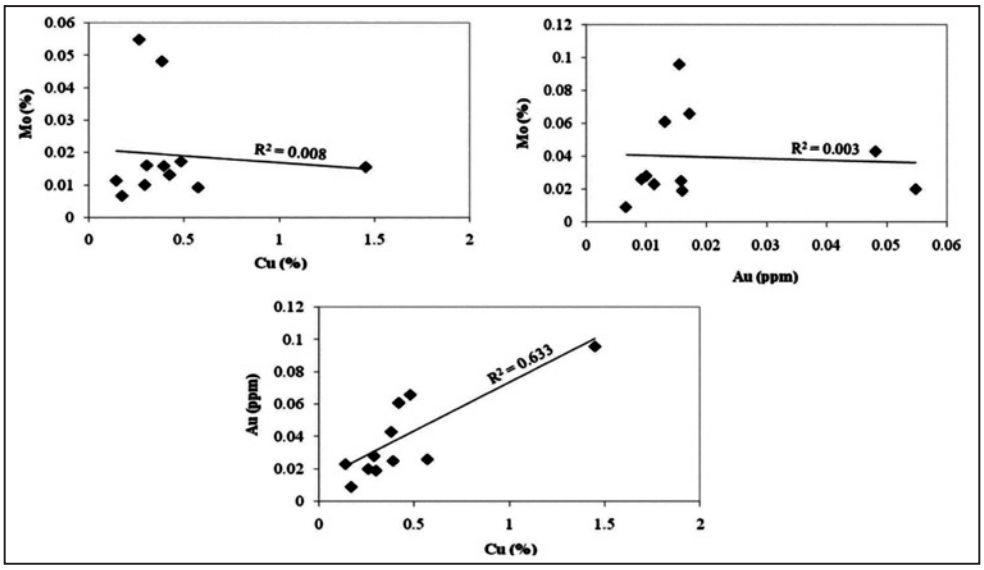
شکل ۶- توزیع زمین‌شیمیایی مس در دگرسانی‌های ژرف‌زاد کانسار نوچون (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹).



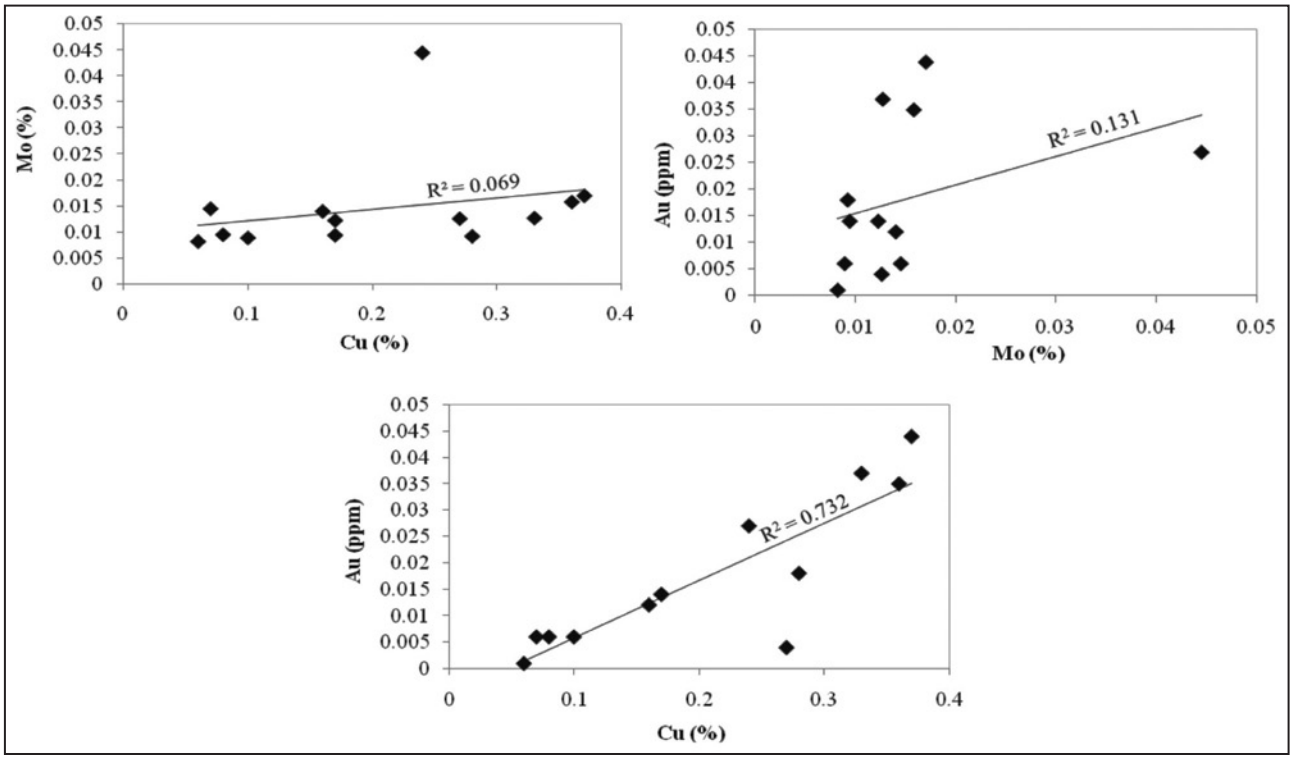
شکل ۷- توزیع زمین‌شیمیایی طلا در دگرسانی‌های ژرف‌زاد کانسار نوچون (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹).



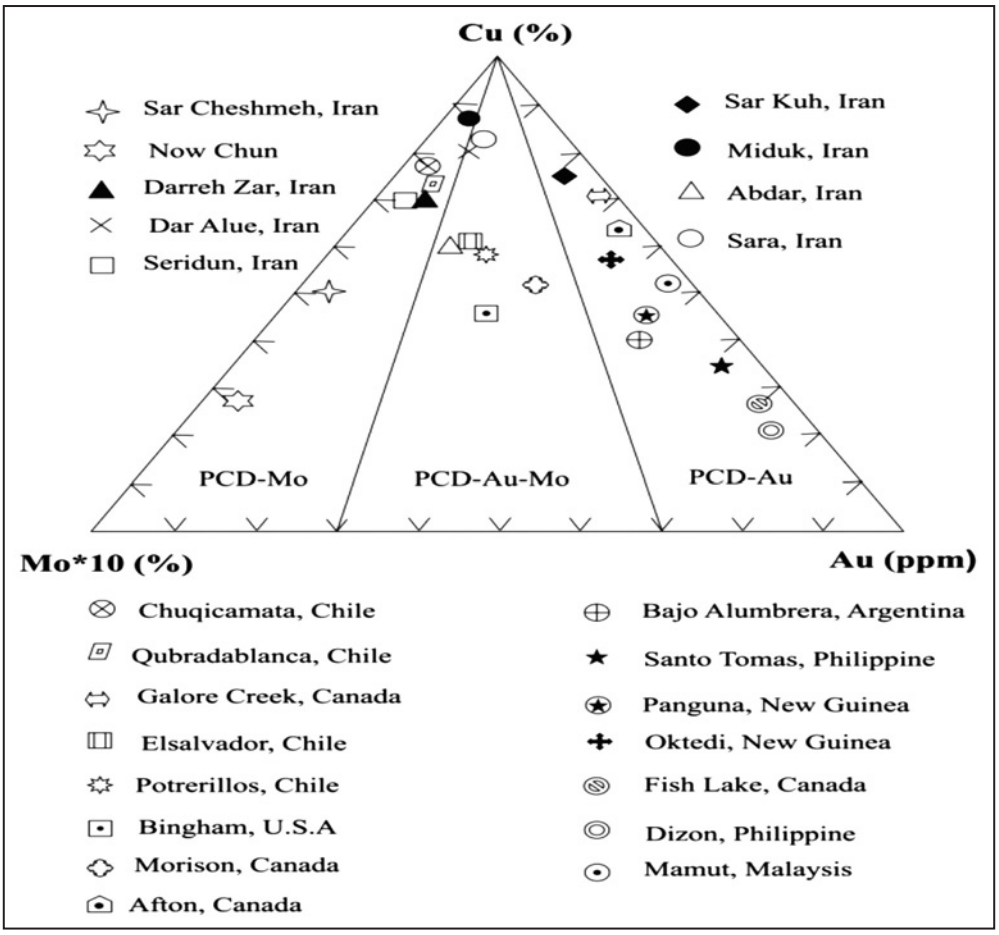
شکل ۸-ارتباط میان عیارهای مولیبدن، مس و طلا به همراه نسبت‌هایی از آنها با یکدیگر در کانسنگ‌های پهنه دگرسانی پتاسیک (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹).



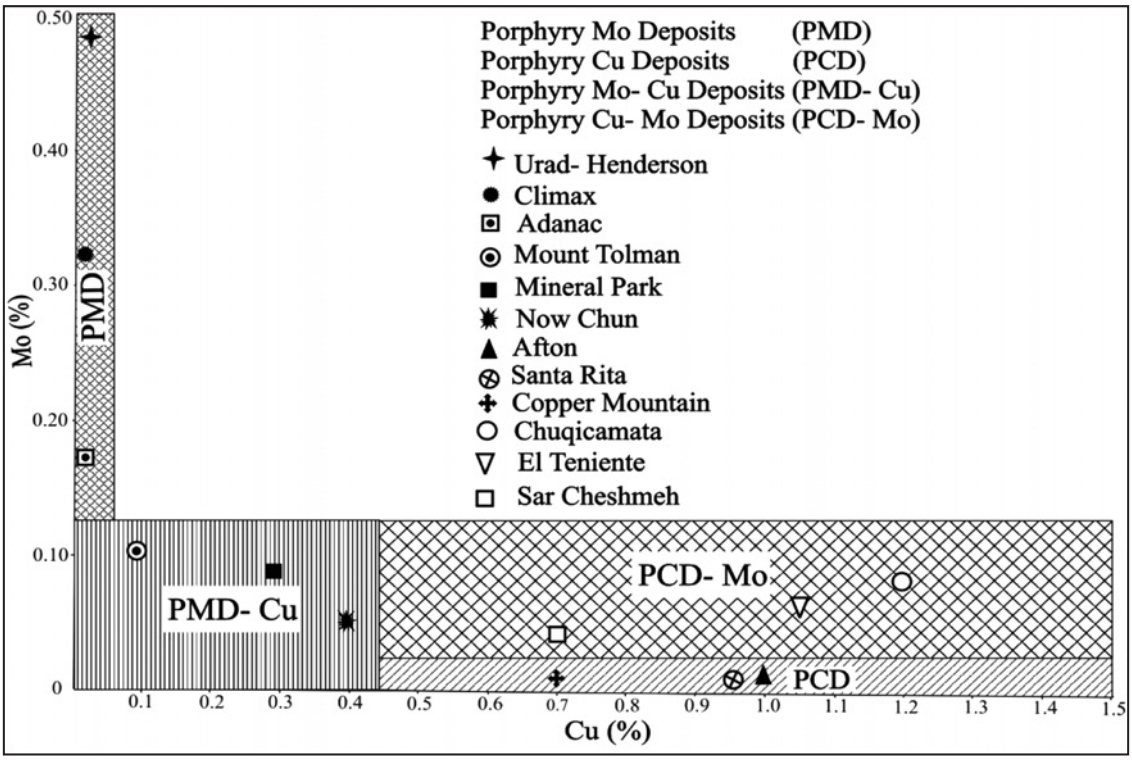
شکل ۹- ارتباط میان عیارهای مولیبدن، مس و طلا به همراه نسبت‌هایی از آنها با یکدیگر در کانسنگ‌های پهنه دگرسانی فیلیک متوسط پوشاننده پهنه دگرسانی پتاسیک (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹).



شکل ۱۰- ارتباط میان عیارهای مولیبدن، مس و طلا به همراه نسبت‌هایی از آنها با یکدیگر در کانسنگ‌های پهنه دگرسانی فیلیک شدید (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹).



شکل ۱۱- موقعیت کانسار نوچون در نمودار جداکننده انواع کانسارهای مس پورفیری. نمودار پایه از Cox & Singer (1988)، موقعیت دیگر کانسارهای مس پورفیری کرمان از Shafiei & Shahabpour (2008) و موقعیت کانسارهای جهان از Vila & Sillito (1991).



شکل ۱۲- جایگاه کانسار نوچون و کانسارهای مهم پورفیری جهان در نمودار جداکننده انواع کانسارهای پورفیری مس و مولیبدن (نمودار پایه با تغییرات از Westra & Keith (1981)).

Veinlets-type mineralogy	Magmatic stages	Hydrothermal stages		
	Late	Early	Middle	Late
Or-Qz	?—	—		
Mag		—		
Mag±Qz		—		
Qz-Mag-Cp±Bt±Anh		—		
Qz-Mo-Anh-Or±Bt		—		
Qz-Mo-Py±Cp±Anh±Bt		—		
Qz-Tur		—		
Qz-Mo		—	—	
Qz-Py-Cp-Ser±Mo			—	
Qz-Py-Ser±Chl±Cl			—	
Cal				—
Cal-Py				—
Qz±Cal±Ep±Py				—
Gp				—

جدول ۱- توالی زمانی تشکیل انواع رگچه‌ها در طی مراحل تکامل دگرسانی- کانی‌سازی کانسار نوچون (سلطانی‌نژاد، ۱۳۸۹): اختصارات: ارتوکلاز=Or؛ کوارتز=Qz؛ مگنتیت=Mag؛ کالکوپیریت=Cp؛ بیوتیت=Bt؛ انیدریت=Anh؛ مولیبدنیت=Mo؛ پیریت=Py؛ تورمالین=Tur؛ سریسیت=Ser؛ کلریت=Chl؛ رس=Cl؛ کلسیت=Cal؛ اپیدوت=Ep؛ ژیپس=Gp.

جدول ۲- مقایسه برخی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و عیاری شناخته‌شده از کانسار نوچون با رده‌های اصلی کانسارهای پورفیری مس و مولیبدن (Drummond et al., 1979; Etminan, 1977; Hezarkhani et al., 1999; Kesler, 1973; Kesler et al., 1977; Kimura et al., 1979; Lehmann, 1982; Berzina et al., 2005; Lowell & Guilbert, 1970; McMillan, 1979; Osatenko & Jones, 1979; Reed & Jambor, 1979; Soregaroli & Whitford, 1979; Soregaroli & Nelson, 1979; Kirkham & Sinclair, 1996; Titley & Beane, 1981; Waldner et al., 1979; Sillitoe, 1972; Westra & Keith, 1981; White et al., 1979).

نوع کانسار / ویژگی	کانسار نوچون	کانسار مولیبدن پورفیری (نوع مونزونیتی)	کانسار مولیبدن پورفیری (نوع گرانیتی)	کانسار مس- مولیبدن پورفیری	کانسار مولیبدن- مس پورفیری	کانسار مس پورفیری
ترکیب و نوع توده گرانیتوییدی منشأ	ریوداسیت (نوع I)	کوارتزمونزونیت پورفیری، گرانیت، آلاسکیت، آپلیت (نوع I)	گرانیت پورفیری، آپلیت، لوکوگرانیت، ریولیت، کوارتزلاتیت (نوع A)	گرانودیوریت پورفیری و کوارتزمونزونیت پورفیری (نوع I)	ریوداسیت، گرانیت، آپلیت (نوع I)	کوارتزدیوریت پورفیری، گرانودیوریت و داسیت
سری ماگمایی توده نفوذی منشأ	کالک‌آلکالین	کالک‌آلکالین	آلکالین، آلکالی- کلسیک، کالک‌آلکالین	بیشتر کالک‌آلکالین	کالک‌آلکالین	کالک‌آلکالین
موقعیت زمین‌ساختی	مناطق فشارشی یا ترافشارشی در کمان‌های کناره قاره‌ای	مناطق فشارشی یا ترافشارشی در کمان‌های کناره قاره‌ای	مناطق کششی (مرتبط با کافت پشت کمان ماگمایی کناره قاره‌ای)	مناطق فشارشی یا ترافشارشی در کمان‌های کناره قاره‌ای	مناطق فشارشی یا ترافشارشی در کمان‌های کناره قاره‌ای	مناطق فشارشی یا ترافشارشی در کمان‌های کناره قاره‌ای
الگوی دگرسانی	پتاسیک ، فیلیک، پروپیلیتیک، آرژیلیک	پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک	پتاسیک، سیلیسی، توپاز و مگنتیت، فیلیک، رسی، پروپیلیتیک، گریزن و گارنت	پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک	پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک	پتاسیک غنی از مگنتیت، پتاسیک، پتاسیک- فیلیک، فیلیک، پروپیلیتیک
حضور انیدریت	به مقدار فرعی	–	–	به مقدار فرعی	به مقدار جزیی تا فرعی	به مقدار زیاد
حضور ژیپس	به مقدار زیاد تا فرعی	–	–	به مقدار فرعی	به مقدار زیاد تا فرعی	–
حضور فلورین	–	کم تا متوسط (۱۵٪- ۰/۰۵٪) به شکل فلوئوریت	معمول (۲٪- ۰/۵٪) به شکل فلوئوریت و توپاز	–	به مقدار جزیی	–
حضور آپلیت	فرعی تا ضعیف	معمول	معمول	فرعی تا ضعیف	معمول	–
حضور تورمالین	به مقدار جزیی تا فرعی	–	–	به مقدار جزئی تا فرعی	به مقدار جزیی تا فرعی	–
حضور مگنتیت	فرعی	فرعی	معمول (به مقدار زیاد)	جزیی تا فرعی (۰/۰۵٪)	معمول (به مقدار زیاد)	معمول (به مقدار زیاد)
میانگین مس (٪)	۰/۴۳	۰/۰۸ -۰/۱	۰/۰۰۱ -۰/۰۵	۰/۳ -۱	۰/۳۷	۰/۸۵
میانگین مولیبدن (٪)	۰/۰۳۴	۰/۱ -۰/۲	۰/۳ -۰/۴۵	۰/۰۱۵	۰/۰۴	۰/۰۰۶
میانگین طلا (g/t)	۰/۰۲۵	–	–	۰/۰۱۲	۰/۰۱۲	۰/۰۸
حضور سولفیدهای مس	بیشتر کالکوپیریت	کالکوپیریت به‌صورت فرعی	کالکوپیریت کمیاب است	بیشتر کالکوپیریت و کمتر بورنیت	بیشتر کالکوپیریت و کمتر بورنیت	کالکوپیریت
بی‌هنجاری قلع (ppm)	فرعی (۹۶۴- ۱۰ بیشینه مقدار در رگچه کوارتز- تورمالینی)	جزیی تا فرعی	زیاد (کاسیتریت و استانیت)	کمیاب	جزیی تا فرعی	کمیاب
بی‌هنجاری تنگستن (ppm)	جزیی تا فرعی (۱۱۴-۶: حداکثر مقدار در رگچه کوارتز- تورمالینی)	فرعی (شیلیت و پاولیت)	زیاد (ولفرامیت)	کمیاب	جزیی تا فرعی (شیلیت)	کمیاب
بی‌هنجاری رنیوم (ppm)	زیاد (۲۰۰۰-۵۶۶)	جزیی (۱۲۹- ۲۲)	جزیی (۸۰- ۷)	زیاد (۱۰۰۰- ۵۰)	زیاد (۱۶۰۰- ۲۰۰)	–
میزان Cu/Mo (٪)	۱۴:۱- ۲:۱	۱:۳۰- ۱:۱	۱:۱۰۰- ۱:۵۰	۴۰:۱- ۱۵:۱	۱۰:۱- ۱:۱	۱۵۰:۱- ۱۰۰:۱
نمونه	------	انداکو، آداناک، کوارتزهیل	کلیماکس، هندرسون، مونت‌امونز	سن‌مانوئل، چوکی‌کاماتا، سرچشمه، دره‌زار	برندا، سیبریتا، بگداد، مینرال‌پارک	لورنکس، بتلهم، میدوک

کتابنگاری

اطمینان، ه.، ۱۳۵۶- نقش سیالات در مکانیسم دگرسانی و کانی‌سازی در کانسار مس پورفیری سرچشمه، گزارش سازمان زمین‌شناسی کشور.

سلطانی‌نژاد، س.، ۱۳۸۹- مطالعه توزیع و رفتار ژئوشیمیایی مولیبدن در کانسار پورفیری تحت اکتشاف نوچون، جنوب معدن مس سرچشمه رفسنجان، استان کرمان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه گلستان، ۱۱۲ صفحه.

شرکت مهندسی پارس‌اولنگ، ۱۳۸۸- گزارش پایان عملیات اکتشاف کانسار مس نوچون.

شرکت مهندسی مشاور کان‌ایران، ۱۳۸۷- گزارش نهایی مطالعات زمین‌شناسی و آلتراسیون محدوده نوچون در مقیاس ۱:۵۰۰۰.

شفیعی، ب.،۱۳۹۱ - طرح پژوهشی با عنوان سن‌سنجی ایزوتوپی کانسارهای مس پورفیری کرمان بر اساس روش رنیوم- اُسمیوم مولیبدنیت، گزارش منتشر نشده، ۳۵ صفحه.

حیدری، م.، اصفهانی‌نژاد، م.، وادی، م.، محبی، آ.، دلاور، ت. و موسوی، ع.، ۱۳۸۶- مقدمه‌ای بر فرآیندهای کانسارساز، ترجمه کتاب Introduction to ore forming process نوشته Robb, L.، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۴ صفحه.

References

Berzina, N. A., Sotnikov, I. V., Economou-Eliopoulos, M. & Eliopoulos, G. D., 2005- Distribution of rhenium in molybdenite from porphyry Cu-Mo and Mo-Cu deposits of Russia (Siberia) and Mongolia, Ore Geology Reviews 26, 91-113.

Burnham, C. W., 1979- Magmas and hydrothermal fluids, In: Barnes H.L.,(ed) Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Wiley New York 2, 71-136.

Candela, P. A. & Holland, H. D., 1984- The partition of Copper and Molybdenum between silicate melts and aqueous fluids, Geochimica et Cosmochimica Acta 48, 373-380.

Candela, P. A. & Holland, H. D., 1986- A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems: The origin of porphyry-type deposits, Economic Geology 81, 1-19.

Candela, P. A., 1991-, Controls on ore metal ratios in granite-related ore systems: an experimental and computational approach, Earth Science 83, 317-326.

Cao, X., 1989- Solubility of molybdenite and the transport of molybdenum in hydrothermal solution, Ph.D. Thesis Iowa State University.

Cline, J. S. & Bodnar, R. J., 1991- Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt, Geophysical Research 96, 8113-8126.

Cline, J. S., 1995- Genesis of porphyry copper deposits: the behavior of water, chloride, and copper in crystallizing melts, in Pierce F. W., and Bolm J. G., eds., porphyry copper deposits of the American Cordillera, Arizona Geological Society Digest 20, 69-82.

Cox, D. P. & Singer, D. A., 1988- Distribution of gold in porphyry copper deposits U.S.Geol.Surv.Bull., 1877 -C:C1-C14.

Crerar, D. A. & Barnes, H. I., 1976- Ore solution chemistry V.Solubilities of chalcopyrite and chlcocite assemblages in hydrothermal solution at 200 º c to 350 º c, Economic Geology 71, 772-794.

Cygan, G. L. & Candela, P. A., 1995- Preliminary study of gold partitioning amoung pyrrhotite, pyrite, magnetite, and chalcopyrite in gold saturated chloride solutions at 600 º c to 700 º c, 140 MPa (1400bars), Mineralogical Association of Canada Short Course 23, 129-137.

Drummond, A. D., Sutherland Brown, A., Young, R. J. & Tennant, S. J., 1979- Gibraltar regional metamorphism, mineralization, hydrothermal alteration and structural development, The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 195-205.

Etminan, H., 1977- A porphyry copper-molybdenum deposit near the Sungun village, Iran Geological Survey Internal Report, 24p.

Gammons, C. H., Yu, Y. & Williams-Jones, A. E., 1997- The disproportionation of gold (I) chloride complexes at 25 º c to 200 º c, Geochimica et Cosmochimica Acta 61, 1971-1984.

Groves, D. I. & McCarthy, T. S., 1978- Fractional crystallization and the origin of tin deposits in granitoids, Mineralium Deposita 13, 11-26.

Gunow, A. J., 1983- Trace element mineralogy in the porphyry molybdenum environment, Unpub. Ph.D. Thesis, University.Colorado, 267p.

Hendry, D. A. F., Chivas, A. R., Reed, S. B. J. & Long, J. V. P., 1981- Geochemical evidence for magmatic Fluids in porphyry copper mineralization, Part II,ion-probe analtsis of Cu contents of mafic minerals, Koloula Igneous Complex, Contr.Mineralogy Petrology 78, 404-412.

Hezarkhani, A., 2006a- Hydrothermal evolutions at the Sar Cheshmeh porphyry Cu-Mo deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions , J. Asian Earth Science 28, 409-422.

Hezarkhani, A., 2006b- Mineralogy and fluid inclusion investigations in the Raigan porphyry system, Iran: the path to an uneconomic porphyry copper deposits, J. Asian. Earth Science 27, 598-612.

Hezarkhani, A., 2006c- Mass changes during hydrothermal alteration/mineralization in the Sar Cheshmeh porphyry copper deposit, SE Iran, J. Inter. Geol. Rev., 48, 841-860.

Hezarkhani, A., Williams-Jones, A. E. & Gammons, C. H., 1999- Factors controlling copper solubility and chalcopyrite deposition in the Sungun porphyry copper deposit Iran, Mineralium Deposita 34, 770-783.

Ishihara, S., 1977- The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks, Mining Geology 217, 293-305.

Kesler, S. E., 1973- Copper, molybdenum and gold abundances in porphyry copper deposits, Economic Geology 68, 106-112.

Kesler, S. E., Lewis, J. F., Jones, L. M. & Walker, R. L., 1977- Early island-arc intrusive activity, Cordillera Central, Dominican Republic: Contr. Mineralogy Petrology 65, 91-99.

Kimura, E. T., Bysouth, G. D. & Drummond, A. D., 1979- Porphyry molybdenum Endako deposit of the calc-alcalic suite, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 444-454.

Kirkham, R. V. & Sinclair, W. D., 1996- Porphyry copper, gold, molybdenum, tungsten, tin, silver, in geology of Canadian Mineral Deposit Types,(ed) O.R. Eckstrand, Sinclair W. D., and Thorpe R. I., Geological Survey of Canada, Geology ofanada, Geological Society of America ,The Geology of North America 8, 421-446.

Lehmann, B., 1982- Metallogeny of tin: Magmatic differentiation versus geochemical heritage, Economic Geology 77, 50-59.

Lowell, J. D. & Guilbert, J. M., 1970- Lateral and vertical alteration- mineralization zoning in porphyry ore deposits, Economic Geology 65, 378-408.

Mahood, G. A. & Hildreth, W., 1983- *Large* partition coefficient for trace elements in high-silica rhyolites, Geochimica et Cosmochimica Acta 47, 11-30.

McMillan, W. J., 1979- Geology and genesis of the Highland Valley ore deposits and the Guichon Creek Batholith, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 85-104.

Nedimovic, R., 1973- Exploration for ore deposits in Kerman Region, Geological Survey of Iran, Rep 53, 247p.

Osatenko, M. J. & Jones, M. B., 1979- porphyry copper Valley Copper deposit of the calc-alkalic suite, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 130-143.

Rajamani, V. & Naldret, A. J., 1978- Partition of Fe. Co. Ni. And Cu between sulfide liquid and basaltic melts and the composition of Ni-Co sulfide deposits, Economic Geology 73, 82-93.

Reed, A. J. & Jambor, J. L., 1979- Highmont:linearly zoned cpooer-molybdenum porphyry deposits and their significance in the genesis of the Highland Valley ores, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 163-181.

Saric, V. & Mijalkovic, N., 1973- Metallogenic map of Kerman region, 1:500000 scale. In: Nedimovic R (ed) Exploration for ore deposits in Kerman region. Geological Survey Iran Rep 53, 247pp.

Shafiei, B. & Shahabpour, J., 2008- Gold distribution in porphyry copper deposits of Kerman region, southeastern Iran. Sciences. I.R. Iran, 19, No.3, 247-260.

Shahabpour, J. & Kramers, J. D., 1987- Lead isotope data from the Sar Cheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran, Mineral. Deposita., 22, 278-281.

Shahabpour, J., 2000a- Some sulfide silicate assemblages from the Sar Cheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, I. R. Iran, J. Sci. I. R. Iran 11, 39-48.

Shahabpour, J., 2000b- Behaviour of Cu and Mo in the Sar Cheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, C.I.M. Bull., 93, 44-52.

Sheraton, J. W. & Black, L. P., 1973- Geochemistry of mineralized granitic rocks of northeast Qeensland, Geochem. Explor 2, 331-348.

Sillitoe, R. H., 1972- A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits, Economic Geology 67, 184-197.

Smith, R. W., Norman, D. I. & Popp, C. J., 1980- Calculated solubility of molybdenite in hydrothermal solutions [abs], Geological Society of America Abstracts with programs 12, 525p.

Soregaroli, A. E. & Nelson, W. I., 1979- Porphyry molybdenum Boss Mountain deposit of the calc-alcalic suite, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 432-443.

Soregaroli, A. E. & Whitford, D. F., 1979- porphyry copper-molybdenum Brenda deposit of the calc-alkalic suite, Canadian Institute of Mining and Metallurg, 186-194.

Strong, D. F., 1988- A model for granophil mineral deposits, in Roberts R.G., and Sheahan P.A., (eds.), Ore Deposit Models Geoscience Canada, Reprint series 3, 59-66.

Titley, S. R. & Beane, R. E., 1981- Porphyry copper deposits Part I.Geologic settings, petrology, and tectogenesis Part II. Hydrothermal alteration and mineralization, Economic Geology 75th Anniversary, 214-269.

Vila, T. & Sillitoe, R. H., 1991- Gold- rich Porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile, Economic Geology 86, 1238-1260.

Waldner, M. W., Smith, G. D. & Willis, R. D., 1979- porphyry copper-molybdenum Lornex deposit of the calc-alkalic suite, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 120-129.

Westra, G. & Keith, B. S., 1981- Classification and genesis of stock work molybdenum deposits, Economic Geology 76, 844-873.

White, W. H., Bookstrom, A. A., Kamilli, R. J., Ganster, M. W., Smith, R. P., Ranta, D. E. & Steininger, R. C., 1981- Character and origin of climax-type molybdenum deposits , Economic Geology 75th Anniversary, 270-316.

White, W. H., Stewart, D. R. & Ganster, M. W., 1979- Porphyry molybdenum Adanac(Ruby Creek) deposit of the calc-alcalic suite, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 476-483.

Wood, B. J. & Fraser, D. G., 1978- Elementary thermodynamics for geologists, Oxford University Press, 303p.

Woodcock, J. R. & Hollister, V. F., 1978- Porphyry molybdenite deposits of the North American cordillera, Minerals Sci. Eng 10, 3-18.

Mineralogical, Geochemical and Genetic Aspects of Mineralization in Now-Chun Porphyry Mo-Cu Deposit, Kerman Province, Iran

S. Soltaninejad [1], B. Shafiei [2*]

[1] M. Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

[2] Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

Received: 2011 February 13 Accepted: 2012 January 03

Abstract

The Now-Chun deposit, in the Kerman porphyry copper belt, with proved reserve of 268 Mt ore grading 0.034% Mo (100 ppm cut off) and 62 Mt ore grading 0.43% Cu (0.25 cut off), is the first known occurrence of Mo-rich,relatively Cu-poor porphyry mineralization in Iran which is studied from the mineralogical, l, and genetic point of view. The alteration and mineralization of the Now-Chun deposit is related to the highly differentiated porphyritic stock (rhyodacite) belonging to the Oligo-Miocene Mamzar batholith. Based on the present study, the main part of Mo and Cu mineralization in the Now-Chun deposit occurred more in the form of cross-cutting veinlets (stockwork) and less as dissemination type. The presence of molybdenite with/without chalcopyrite association in quartz-anhydrite-orthoclase-biotite potassic veinlets and chalcopyrite occurrence in primary quartz-magnetite veinlets is indicative of the priority of part of the Cu mineralization respect to the Mo during the primary stage of mineralization. The initial mineralization of Mo in the form of molybdenite occurred in quartz-anhydrite-orthoclase-biotite-pyrite-chalcopyrite. The weak correlation between Mo and Cu in the potassic alteration zone (r= -0.2) especially in the high grade ores indicates the difference between the enrichment conditions of both elements in responsible hydrothermal fluids for this alteration and mineralization zone. The presence of thick quartz-pyrite-chalcopyrite veinlets with sericitic halo and quartz-molybdenite without alteration halo either as independent or as intruded within early veinlets (quartz-molybdenite-anhydrite-orthoclase-biotite) have been associated with increasing of Mo and Cu grades in moderately phyllic alteration zone (sericitic and silicified rocks). The positive correlation between Mo and Cu in moderate phyllic zone (r≥ 0.0 to +0.5) which affected potassic ores indicates the similar behavior of both Mo and Cu during formation and evolution of the hydrothermal solution, which is responsible for the alteration and mineralization in the phyllic zone. This study revealed that the main concentration of Mo occurred in deep parts (potassic zone) of the deposit; whereas, Cu is associated with the shallow parts, especially with moderate phyllic zone which affected the potassic zone. As a result, the high grade Mo ores are not Cu-rich and vice versa. The present study indicated that the Now-Chun deposit in comparison with the Sar Cheshmeh deposit (Cu-Mo porphyry) is categorized within the Mo-Cu porphyry deposits. This sub-group of porphyry Cu and Mo deposit is attributed to the function of the Mo-rich and relatively Cu-poor hydrothermal fluids. The more differentiated composition of the ore-hosting porphyry in the Now-Chun deposit (rhyodacite) in comparison with the Sar Cheshmeh porphyry stock (granodiorite-quartzmonzonite), which indicates the late water saturation in its parent magma, was probably the factor of generating such fluids that could segregate the significant proportion of Mo in respect to Cu from the residual melts into H_2O, alkalies and silica-enriched fluid phase which ultimately resulted in forming the Mo-Cu porphyry deposit.

Keywords: Now-Chun, Mo-Cu porphyry, Mineralization, Alteration, Geochemistry, Kerman Province, Iran.

For Persian Version see pages 11 to 24

*Corresponding author: B. Shafiei; E-mail: behnam.shafiei@gmail.com