

ویژگی‌های صحرایی و زمین‌شیمیایی دگرسانی‌های کانسار مس - مولیبدن لار، زون جوش خورده سیستان

راحله مرادی*، محمد بومری، ساسان باقری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

(*Email: rmoradi@pgs.usb.ac.ir)

چکیده

کانسار مس-مولیبدن لار در مرز زون جوش خورده سیستان و بلوک افغان واقع شده است. سنگ‌های میزبان کانسار مذکور که عمدتاً ترکیب سینیتی تا مونزونیتی دارند درجات متغیری از دگرسانی‌های درون‌زاد و برون‌زاد را نمایان می‌سازند که به سبب شباهت ترکیب سیال با سنگ‌های میزبان، از گسترش محدودی برخوردار بوده، فاقد منطقه بندی هستند و عموماً از نوع سیلیسی و به مقدار کمتری پتاسیک، فیلیک، پروپیلیتیک و آرژلیک می‌باشند. محاسبه تغییر جرم عناصر در طی تکوین دگرسانی‌های مذکور نشان دهنده غنی‌شدگی عناصر مس، مولیبدنیم و نقره در دگرسانی‌های پتاسیک و فیلیک است که این امر به سبب تجمع عناصر مذکور در سیال باقی مانده و پدید آمدن کانه‌زایی قابل توجه است. از سوی دیگر بررسی عناصر نادر خاکی نمایانگر تهی‌شدگی سریم در دگرسانی‌های پتاسیک و فیلیک است که مبین احیایی بودن محیط ته نشست می‌باشد. علاوه بر این غنی‌شدگی یوروپیم در دگرسانی‌های پروپیلیتیک و آرژلیک ناشی از پیش رفتن شرایط محیطی به سمت اکسیدان بوده که غنی‌شدگی سریم در دگرسانی آرژلیک نیز تأییدی بر این امر است. بر طبق مطالعات زمین‌شیمیایی سیال‌های درون‌زاد مهم‌ترین تأثیر را در شکل‌گیری دگرسانی‌های کانسار مس-مولیبدن لار داشته‌اند.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی دگرسانی‌ها، سیال‌های درون‌زاد، پورفیری، کانسار مس-مولیبدن لار، زون جوش خورده سیستان

۱- مقدمه

دگرسانی یکی از فرآیندهایی است که در تشکیل بسیاری از نهشته‌های معدنی نقش به‌سزایی دارد. این فرآیندها به سبب برهمکنش سیالات با سنگ میزبان نهشته‌های معدنی صورت می‌گیرد که در نتیجه آن، در نوع و میزان عناصر موجود در سنگ مادر تغییراتی صورت می‌گیرد [۱]؛ بنابراین مطالعه دگرسانی‌ها در زمینه درک چگونگی و علل تغییرات ایجاد شده در سنگ‌های مرتبط با نهشته‌های معدنی کمک شایانی می‌کند و به وسیله آن می‌توان قلمروی ژئوشیمیایی مجموعه نمونه‌های دگرسان شده و سالم را از هم تفکیک نمود. در این پژوهش سعی شده است در ابتدا به مطالعه صحرایی دگرسانی‌ها پرداخته شود و سپس ویژگی‌های زمین‌شیمیایی انواع دگرسانی‌ها، محاسبات تغییرات جرم در طی فرآیندهای دگرسانی، رفتار عناصر نادر خاکی، رابطه‌ی عناصر کانه‌زا با عناصر شاخص دگرسانی و در نهایت منشأ سیال‌های دگرسان کننده مورد بررسی قرار گیرد.

۲- مواد و روش‌ها

در پژوهش حاضر ابتدا نقشه‌های زمین‌شناسی کانسار مس- مولیبدن لار بررسی شد و مسیرهای مناسب برای مطالعات صحرایی مشخص گردید. پیمایش‌های صحرایی به منظور شناسایی واحدهای مختلف سنگی و زون‌های دگرسانی همراه با نمونه‌برداری سامانمند انجام گرفت و تعداد ۱۰۰ نمونه برداشته شد. سپس مقاطع مناسب تهیه گردید و در دانشگاه سیستان و بلوچستان مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور تعیین عناصر اصلی، فرعی و کمیاب تعداد ۱۳ نمونه از سنگ‌های دگرسان شده و ۲ نمونه از سنگ‌های سالم به روش‌های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه ACTLABS کانادا تجزیه شد و برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی دگرسانی‌ها در کانسار مس- مولیبدن لار مورد استفاده قرار گرفت.

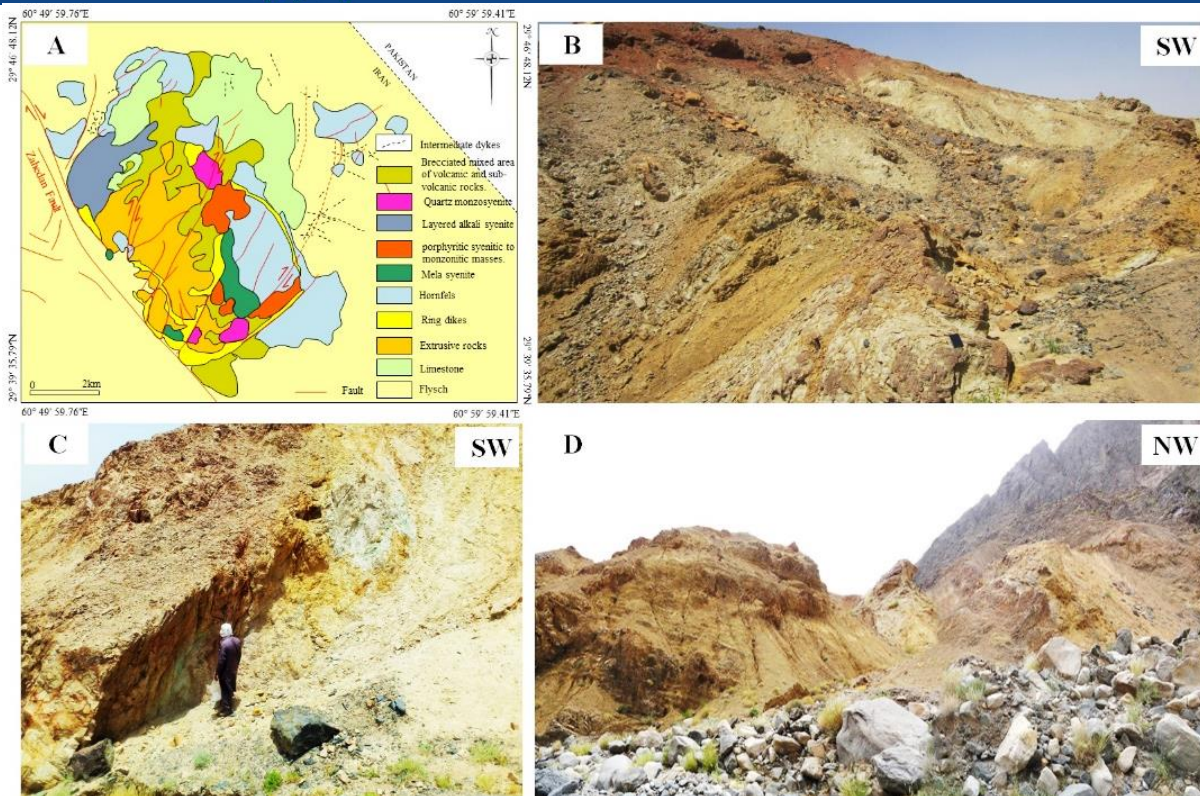
۳- بحث

۳-۱- زمین‌شناسی

کانسار مس- مولیبدن لار به لحاظ زمین‌شناسی در زون جوش خورده سیستان واقع شده است. این منطقه توسط واحدهای فلیشی متعلق به پالئوسن و ائوسن پوشیده شده و توسط کمپلکس آذرین لار با روند شمال غرب- جنوب شرق قطع گردیده است (شکل ۱-۱A). سنگ‌های آذرین درونی موجود در کانسار مذکور اغلب سینیتی تا مونزونیتی بوده که سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی مس- مولیبدن هستند؛ علاوه بر این سنگ‌های آذرین خروجی مانند توف و لامپروفیر و همچنین مقدار کمتری از سنگ‌های دگرگونی مانند هورنفلس نیز در محدوده کانسار وجود دارند. سنگ‌های سینیتی تا مونزونیتی در مقایسه با دیگر سنگ‌های کمپلکس آذرین لار به دلیل هوازگی شدید دارای سطوح فرسایشی بیشتر و هموارتر هستند.

۳-۲- مطالعات صحرایی دگرسانی‌ها

دگرسانی‌های به طور عمده در دامنه‌ی جنوب غربی، جنوب شرق و شمال کمپلکس آذرین لار متمرکز شده و سنگ میزبان کانه‌زایی را که غالباً واحدهای سینیتی تا مونزونیتی گسلیده و خرد شده می‌باشد، تحت تأثیر قرار داده است (شکل ۱-۱A). محدوده‌ی اصلی دگرسانی به شکل بیضوی و بدون زون بندی شاخص، در جنوب غرب کمپلکس آذرین لار واقع شده است و به سبب عملکرد فرآیندهای برون‌زاد (تشکیل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و هیدروکسیدهای مس از جمله مالاکیت و آزوریت)، دارای رنگ‌های متمایزی نسبت به سنگ‌های اطراف می‌باشند (شکل ۱-۱B تا D). در مرکز بیضوی بیشتر رنگ‌های قهوه‌ای، قرمز تا نارنجی قابل مشاهده بوده و به طرف حاشیه به رنگ‌های زرد تا کرم می‌رسد. به نظر می‌رسد که نفوذ آب‌های سطحی سبب انحلال و اکسید شدن سولفیدهای اولیه شده و رنگ‌های قهوه‌ای تا نارنجی را به وجود آورده است. شایان ذکر است که تا عمق ۷۰ متر کانی‌های برون‌زاد دیده می‌شوند. به طور کلی، فرآیندهای برون‌زاد قابل مشاهده در سطح ارتباط تنگاتنگی با پدیده‌های تکتونیکی دارند و بیشتر در امتداد گسل‌های اصلی و شکستگی‌ها و درزه‌ها توسعه یافته‌اند. گسترش جانبی آن‌ها نیز با توجه به تأثیر و شدت سیال‌های گرمایی که فقط در اطراف شکستگی‌های بزرگ و مناطق خرد شده تأثیر داشته‌اند، فراگیر نیست. بر اساس بررسی‌های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، دگرسانی‌های موجود در کانسار مس- مولیبدن لار از نوع سیلیسی، پتاسیک، فلیک، پروپیلیتیک و آرژیلیک بوده که بارزترین آن دگرسانی سیلیسی می‌باشد. در کل منطقه بندی معمول دگرسانی‌های کانسارهای پورفیری، در این محدوده تشکیل نشده است.

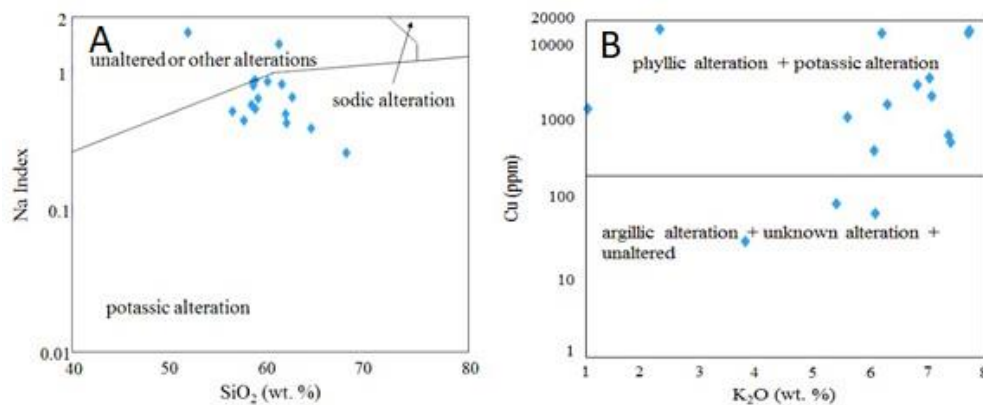


شکل ۱- نقشه پراکندگی فرآیندهای برونزاد در اطراف کمپلکس آذرین لار، B و C و D) نمایی از فرآیندهای برونزاد در کانسار مس-مولیبدن لار.

۳-۳- مطالعات زمین شیمیایی دگرسانی‌ها

۳-۳-۱- انواع دگرسانی‌ها بر اساس مطالعات زمین شیمیایی

برای تعیین انواع دگرسانی موجود در کانسار مس-مولیبدن لار علاوه بر مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، از نمودارهای زمین شیمیایی نیز استفاده شده است. بر اساس نمودارهای مربوطه، دگرسانی‌های کانسار مذکور از نوع پتاسیک، فیلیک، پروپیلیتیک و آرژیلیک می‌باشند (شکل ۲).



شکل ۲- نمودارهای تفکیک انواع دگرسانی‌ها [۲] و موقعیت سنگ‌های دگرسان شده‌ی کانسار مس-مولیبدن لار.

۳-۳-۲- محاسبه تغییرات جرم در جریان دگرسانی

هدف از محاسبه تغییر جرم در طول دگرسانی، تعیین افزایش یا کاهش جرم شبکه است [۳]. تاکنون روش‌های مختلفی برای بررسی انتقال جرم عناصر طی فرآیندهای دگرسانی گرمایی ارائه شدت است نظیر روش عامل حجم [۴]، عنصر نامتحرک [۵]، ایزوکون [۳ و ۶]، عناصر نامتحرک [۷] عامل غنی شدگی [۸]، شاخص تحرک [۹] و نسبت تهی شدگی شیمیایی [۱۰]. در این پژوهش از روش ایزوکون گرت [۶] استفاده شده است.

الف- تعیین عنصر شاخص نامتحرک

جهت تعیین تغییرات عناصر در سنگ‌های دگرسان شده نسبت به سالم باید از عنصری استفاده نمود که تحرک پذیری پایین‌تری در سامانه‌های واکنش متقابل سیال‌های گرمایی و سنگ داشته باشد تا بتوان غنی شدگی و تهی شدگی سایر عناصر را نسبت به آن سنجید [۷]. در این پژوهش آلومینیوم به عنوان عنصر شاخص با تحرک پذیری پایین انتخاب شده است.

ب- روش گرت [۶]

تغییرات در جرم و غنی شدگی در طول دگرسانی گرمایی توسط گرت [۶] به صورت فرمولی بیان شده است که در ادامه آورده شده است:

$$\Delta C_i / C_i^O = (C_{Al_2O_3}^O / C_{Al_2O_3}^A) (C_i^A / C_i^O) \quad (1)$$

در فرمول فوق C_i^O درصد وزنی اکسید یا عنصر در سنگ سالم، C_i^A درصد وزنی اکسید یا عنصر در سنگ دگرسان، $C_{Al_2O_3}^O$ درصد وزنی Al_2O_3 در سنگ سالم، $C_{Al_2O_3}^A$ درصد وزنی Al_2O_3 در سنگ دگرسان و $\Delta C_i / C_i^O$ تغییرات جرم عنصر یا اکسید در طول دگرسانی است. گرت با قرار دادن سنگ‌های دگرسان در مقابل سنگ‌های سالم و رسم نمودارهای ایزوکون، تغییرات عناصر را در طول دگرسانی تعیین کرد. در نمودارهای مذکور عناصری بالای خط ایزوکون عناصری هستند که طی دگرسانی به سیستم اضافه شده‌اند، عناصری روی خط ایزوکون عناصری هستند که در طول دگرسانی بی‌تحرک باقی مانده‌اند و عناصری زیر خط ایزوکون عناصری هستند که در طول دگرسانی از سیستم خارج شده‌اند.

ج- رفتار زمین‌شیمیایی عناصر سنگ‌های درونی در تبادلات جرمی

نتایج محاسبات تغییر جرم عناصر به روش گرت [۶] در ادامه ارائه شده است (شکل ۳). البته با توجه به گستردگی دامنه‌ی عناصر، تعیین دقیق متحرک و غیر متحرک بودن عناصر مشکل بوده لذا تغییرات به طور نسبی بررسی شده است.

- دگرسانی پتاسیک

در دگرسانی پتاسیک غنی شدگی نسبی از Si, K, Ba, Rb, U, Mo, Cu, Ag, Pb و تهی شدگی از Mn, Mg, Ca, Na, P, Ni, Co, Sc مشاهده می‌شود. غنی شدگی پتاسیم به سبب متاسوماتیسم پتاسیک و تشکیل حاشیه فلدسپات پتاسیم پیرامون بلورهای پلاژیوکلاز و حضور کانی‌های میکایی مربوط به این دگرسانی است. غنی شدگی مولیبدنیم در دگرسانی پتاسیک به علت تجمع این عنصر در سیال باقی مانده است که سبب کانه‌زایی قابل توجه مولیبدنیم شده است. از سوی دیگر افزایش مس در دگرسانی پتاسیک غنی شدگی زیادی دارد که به علت تجمع این عنصر در سیال باقی مانده بوده که سبب کانه‌زایی قابل توجه مس شده است.

- دگرسانی فیلیک

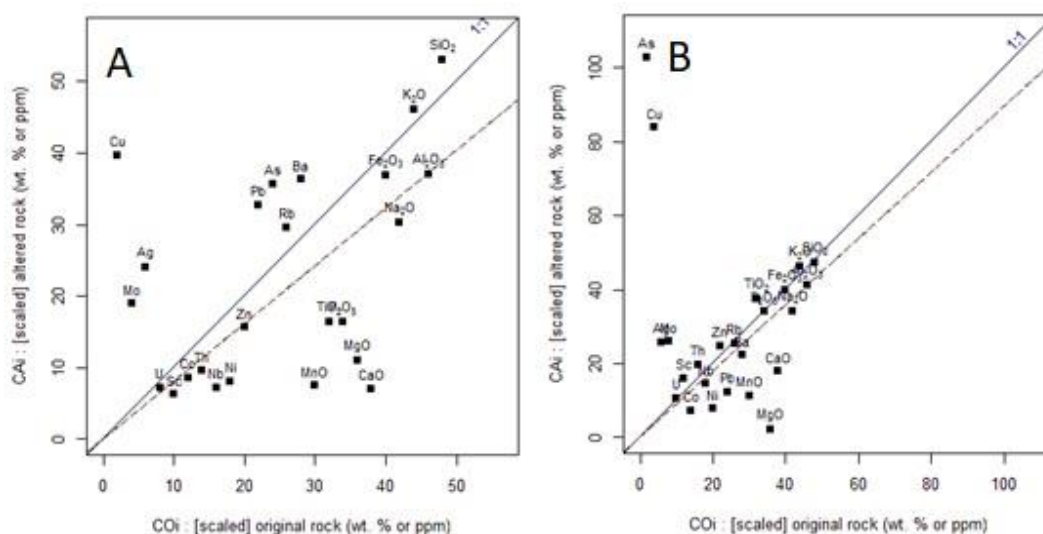
در دگرسانی فیلیک غنی شدگی نسبی از Fe, K, U, Mo, Cu, Ag, P, Sc, As و تهی شدگی از Mn, Mg, Ca, Ni, Pb, Ba, Co وجود دارد. غنی شدگی آهن در دگرسانی فیلیک می‌تواند دو دلیل داشته باشد: (۱) وجود بیوتیت‌های کلریتی شده، (۲) حضور مقادیر بالای کانه‌زایی کالکوپیریت. از آنجایی که مقدار بیوتیت در دگرسانی فیلیک کانسار مس-مولیبدن لار کم است می‌توان عامل دوم را برای غنی شدگی آهن در این دگرسانی لحاظ کرد. دگرسانی فیلیک نسبت به دگرسانی پتاسیک غنی شدگی کمتری از مولیبدنیم و مس دارد که حاکی از شستشوی مس در مراحل بعدی و احتمالاً انتقال آن به افق‌های بالاتر است. آرسنیک در دگرسانی فیلیک غنی شدگی نشان می‌دهد و به نظر می‌رسد سیال گرمایی عامل دگرسانی و کانه‌زایی دارای محتوای آرسنیک بالایی بوده است. وجود آرسنیک در سیال می‌تواند به انتقال یون‌های فلزی مانند طلا کمک کند.

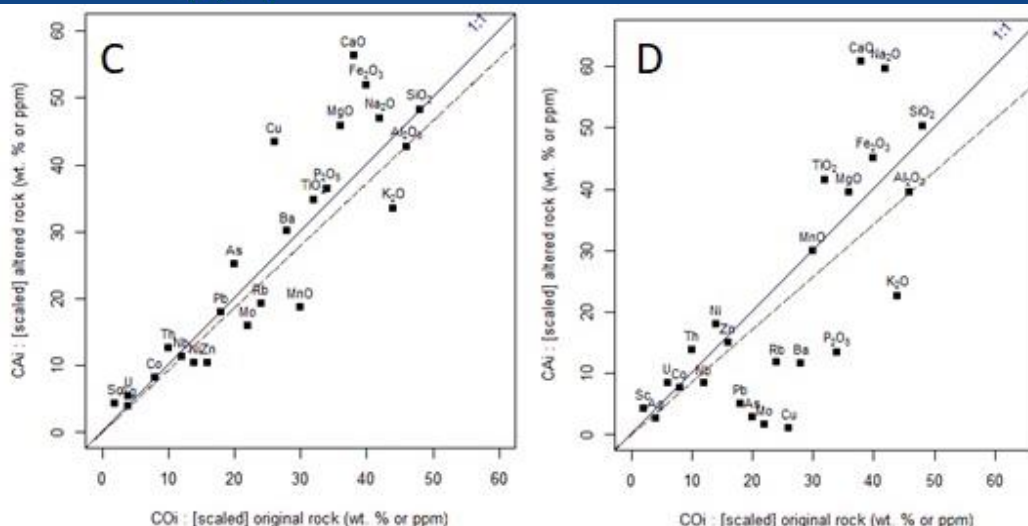
- دگرسانی پروپیلیتیک

در دگرسانی پروپیلیتیک غنی شدگی نسبی از Fe, Mg, Ca, Na, P, U, Co, Sc و تهی شدگی از Ni, K, Rb, Mo, Mn نمایان است. غنی شدگی آهن در دگرسانی پروپیلیتیک به سبب وجود کانی‌های کلریت، اپیدوت و بیوتیت است. منیزیم در دگرسانی پروپیلیتیک به سبب حضور کلریت غنی شدگی دارد. علت غنی شدگی کلسیم می‌تواند به سبب حضور اپیدوت‌های گرمایی و کلسیت باشد. مقدار مس در دگرسانی‌های پروپیلیتیک و آرژیلیک کاهش یافته که بیانگر کاهش کانی‌زایی فلزی در دگرسانی‌های ذکر شده است. تهی شدگی مولیبدنیم در دگرسانی‌های پروپیلیتیک و آرژیلیک به علت عدم کانه‌زایی مولیبدنیم بوده و می‌تواند به علت خروج عناصر قلیایی شدت یابد [۱۲].

- دگرسانی آرژیلیک

در دگرسانی آرژیلیک غنی شدگی نسبی از Mg, Ca, Na, U, Ni, Sc و تهی شدگی از P, Pb, Ba, K, Rb, Mo, Cu, Ag وجود دارد. غنی شدگی سدیم می‌تواند به سبب آلبیتی شدن پلاژیوکلازها باشد. به نظر می‌رسد که جذب سطحی توسط کانی‌های رسی نقش ارزنده‌ای در غنی شدگی اورانیوم در محیط دگرسانی آرژیلیک داشته است [۱۳].

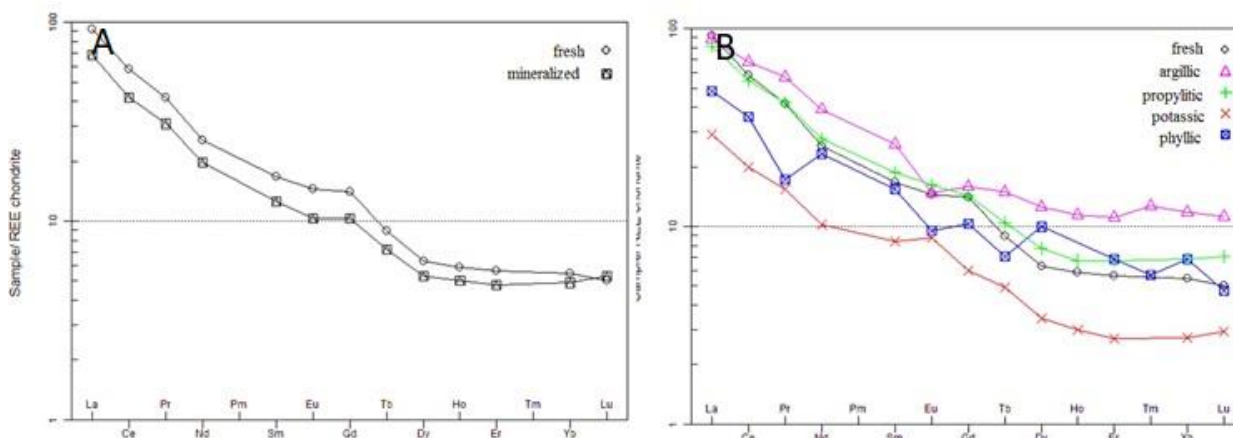




شکل ۳- نمودار ایزوکون گرت [۶] برای تغییرات اکسیدها (wt. %) و عناصر (ppm) در دگرسانی‌های (A) پتاسیک، (B) فیلیک، (C) پروپیلیتیک و (D) آرزبلیک کانسار مس- مولیبدن لار.

۳-۳-۳- بررسی رفتار عناصر نادر خاکی

در این قسمت با توجه به داده‌های زمین‌شیمیایی، رفتار عناصر نادر خاکی در دگرسانی‌های مختلف کانسار مس-مولیبدن لار و سنگ‌های کانه‌زایی شده در مقایسه با سنگ‌های سالمشان مورد بررسی قرار گرفته و برای ترسیم نمودارهای مربوطه از بهنجارسازی کندریتی [۱۴] استفاده شده است (شکل ۴). الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی در سنگ‌های دگرسان شده نسبت به سنگ سالم متفاوت بوده که بیانگر شرایط نامتشابه در این زون‌ها است.



شکل ۴- الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی [۱۴]. (A) سنگ‌های کانه‌زایی شده کانسار مس- مولیبدن لار در مقایسه با سنگ سالم، (B) سنگ‌های دگرسان شده کانسار مس- مولیبدن لار در مقایسه با سنگ سالم.

- دگرسانی پتاسیک

بر طبق شکل ۴-B تغییرات عناصر نادر خاکی در طی دگرسانی پتاسیک معمولاً با افزایش عناصر نادر خاکی سبک و کاهش عناصر نادر خاکی سنگین مشخص می‌شود و نسبت فراوانی عناصر نادر خاکی در سنگ‌های دگرسان شده به سنگ سالم، کاهش از عناصر سبک به سمت عناصر سنگین و بی‌هنجاری مثبت یوروپیم را نشان می‌دهد. مقدار کمتر سریم در

دگرسانی پتاسیک نسبت به سایر دگرسانی‌ها مبین‌احیایی بودن محیط ته نشست می‌باشد [۱۵]؛ زیرا سریم از بین سایر عناصر نادر خاکی، تنها عنصری است که می‌تواند اکسید شود و ردیاب مناسبی برای تشخیص سیال‌های اکسیدی و احیایی در پیشینه‌ی رخدادهای زمین‌شناسی و کانه‌زایی است [۱۶].

- دگرسانی فیلیک

از ویژگی‌های مهم دگرسانی فیلیک وجود ناهنجاری منفی Eu می‌باشد (شکل ۴-B) که توسط pH سیال، شدت سریستی شدن فلدسپات‌ها، درجه حرارت سیال و فوگاسیته‌ی اکسیژن کنترل می‌شود [۱۷]. عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد مطالعه این دگرسانی نسبت به نمونه‌های حاصل از دگرسانی پتاسیک، عمدتاً دارای غنی‌شدگی در مقدار عناصر نادر خاکی سنگین می‌باشند. در این دگرسانی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی می‌تواند به فراوانی سولفور، pH پایین، دمای کمتر و آبشویی بالای کاتیون‌ها (تجزیه پلاژیوکلازها) از ساختمان کانی‌های اولیه سنگ توسط نسبت بالای آب به سنگ این دگرسانی نسبت به دگرسانی پتاسیک حادث شده باشد [۱۸].

- دگرسانی پروپیلیتیک

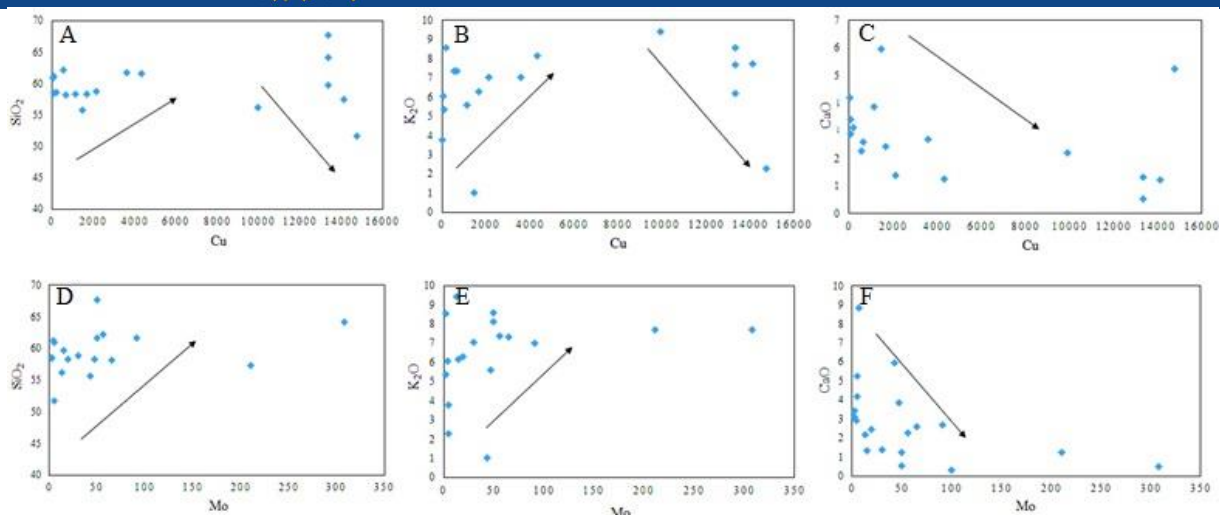
الگوی بهنجار شده دگرسانی پروپیلیتیک نشان دهنده مطابقت زیاد با روند نمونه سالم است (شکل ۴-B). در این دگرسانی غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی نسبت به سنگ سالم نمایان است که به توانایی اپیدوت و کلریت برای حفظ و کسب این عناصر اشاره می‌کند [۱۹]. در دگرسانی پروپیلیتیک به سبب وجود کانی‌های سدیم‌دار و کانی‌های رسی، غنی‌شدگی یوروپیم پدید آمده و به طور کلی ناشی از پیش رفتن شرایط محیطی به سمت اکسیدان است.

- دگرسانی آرژیلیک

الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌های دگرسانی آرژیلیک دارای شیب منفی ملایم‌تری نسبت به سایر دگرسانی‌های کانسار مس-مولیبدن لار می‌باشد و ناهنجاری منفی Eu دارد (شکل ۴-B). غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی در این دگرسانی بستگی به غلظت این عناصر در سیال دارد که توسط تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی همچون تغییر pH، درجه حرارت و فراوانی کمپلکس‌های سولفات و کلرید فراهم می‌شود. افزایش عناصر نادر خاکی در دگرسانی مذکور نسبت به سنگ سالم بیانگر وارد شدن این عناصر به کانی‌های رسی خانواده‌ی کائولین است [۲۰]. غنی‌شدگی سریم بیانگر بالا بودن فوگاسیته‌ی اکسیژن و حاکمیت شرایط اکسیدان است [۱۵].

۳-۳-۴- رابطه‌ی عناصر کانه‌زا با عناصر شاخص دگرسانی

در این قسمت رابطه‌ی عناصر کانه‌زای مس و مولیبدنیم با عناصر شاخص دگرسانی مانند سیلیسیم، آلومینیوم، کلسیم و پتاسیم بررسی شده است. بر اساس شکل‌های A ۵ تا C، مس در مقابل سیلیسیم و پتاسیم دارای دو روند در دگرسانی‌های لار می‌باشد. افزایش مس با سیلیسیم مربوط به فراوانی رگه‌های سیلیسی دارای کانه‌زایی در دگرسانی‌های پتاسیک و فیلیک می‌باشد و کاهش میزان مس نیز مربوط به کاهش رگه‌های سیلیسی دارای کانه‌زایی در دگرسانی‌های پروپیلیتیک و آرژیلیک می‌باشد. مس در مقابل پتاسیم نیز دو روند دارد به صورتی که در ابتدا با افزایش پتاسیم، مس نیز افزایش یافته که مربوط به دگرسانی‌های پتاسیک و فیلیک بوده و در انتها با پتاسیم رابطه‌ی معکوس دارد که منطبق با دگرسانی‌های پروپیلیتیک و آرژیلیک می‌باشد. بر خلاف سیلیسیم و پتاسیم، مس با کلسیم روندی کاهشی دارد. مولیبدنیم با سیلیسیم و پتاسیم رابطه‌ی مستقیم و با کلسیم رابطه‌ی معکوس دارد (شکل ۵-D تا F) که منطبق بر وجود بیشترین مقدار کانه‌زایی مولیبدنیم در دگرسانی‌های فیلیک و پتاسیک و عدم وجود کانه‌زایی مولیبدنیم در دگرسانی‌های پروپیلیتیک و آرژیلیک می‌باشد.



شکل ۵- نمودارهای مس و مولیبدنیم در مقابل عناصر شاخص دگرسانی در کانسار مس- مولیبدن لار.

۳-۳-۵- تعیین منشاء سیال‌های دگرسان کننده

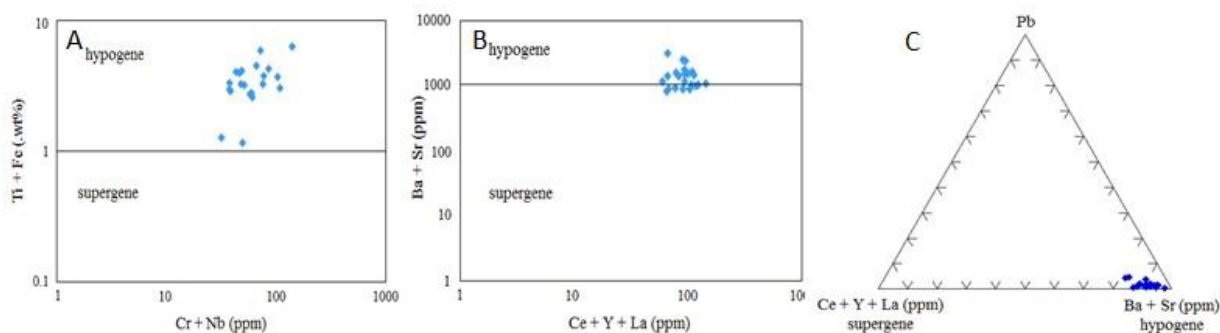
چهار روش زمین‌شیمیایی جهت تعیین منشاء سیال‌های دگرسان کننده معمول می‌باشد:

الف- استفاده از مقادیر اکسید تیتانیم که اگر مقادیر آن کمتر از ۱ باشد مربوط به سیال‌های دگرسان کننده با ماهیت درون‌زاد و اگر این مقادیر بیش از ۱ باشد در ارتباط با سیال‌های با ماهیت برون‌زاد است [۲۱]. از آنجایی که مقدار اکسید تیتانیم در نمونه‌های تجزیه شده کمتر از ۱ است از این رو سیال‌های دگرسان کننده در کانسار مس- مولیبدن لار منشاء درون‌زاد داشته‌اند.

ب- استفاده از مقادیر (Ti+Fe) و (Cr+Nb). محتوای (Ti+Fe) بالا در زون‌های دگرسانی با ماهیت درون‌زاد [۲۲، ۲۳ و ۲۴] و محتوای (Cr+Nb) بالا با ماهیت برون‌زاد سازگاری دارد [۲۳]. با رسم نمودارهای دو متغیره می‌توان نتیجه‌گیری کرد که سیال‌های درون‌زاد مهم‌ترین تأثیر را در شکل‌گیری دگرسانی‌های کانسار مس- مولیبدن لار داشته‌اند (شکل ۵-۱).

ج- استفاده از مقادیر Ba+Sr و Ce+Y+La [۲۴]. مقادیر Ba+Sr بالا مرتبط با سیال‌های درون‌زاد و مقادیر Ce+Y+La بالا مرتبط با سیال‌های برون‌زاد می‌باشد. نمودارهای دو متغیره نشان می‌دهد که فرآیندهای گرمایی درون‌زاد اصلی‌ترین عامل در تشکیل دگرسانی‌های کانسار مس- مولیبدن لار بوده است (شکل ۵-۲).

د- استفاده از نمودار سه متغیره (Ce+Y+La) - (Ba+Sr) - Pb. با توجه به این نمودار نزدیکی نمونه‌ها به قطب Ba+Sr دلالت بر منشاء درون‌زاد سیال‌های گرمایی دارد [۲۴، ۲۵ و ۲۶] (شکل ۵-۳) که دگرسانی‌های کانسار مس- مولیبدن لار در همین محدوده واقع شده‌اند.



شکل ۶- نمودارهای تفکیکی برون‌زاد- درون‌زاد [۲۴] و موقعیت سنگ‌های دگرسان شده کانسار مس- مولیبدن لار.

۴- نتیجه‌گیری

عمده دگرسانی قابل مشاهده در کانسار مس- مولیبدن لار از نوع سیلیسی می‌باشد. تظاهر سطحی دگرسانی سیلیسی عمدتاً به صورت رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی بوده که تا دگرسانی‌های پتاسیک و فیلیک هم ادامه یافته است. علاوه بر این شواهدی از دگرسانی‌های پتاسیک و فیلیک (بدون پیریت) نیز قابل مشاهده است. دگرسانی پروپلیتیک هم علاوه بر سنگ‌های درونی، بیشتر در سنگ‌های جانبی از جمله سنگ‌های پیروکلاستیک و هورنفلس‌ها دیده می‌شود. به طور کلی می‌توان گفت که دگرسانی‌های منطقه بندی شده کامل به صورتی که در نهشته‌های مس پورفیری معمول تشکیل می‌شود، در کانسار مس- مولیبدن لار شکل نگرفته که این می‌تواند به سبب ماهیت پتاسیم بالای سنگ‌های میزبان کانسار و شباهت ترکیب سیال عامل دگرسانی و کانه‌زایی با این سنگ‌ها باشد. بررسی عناصر مس، مولیبدنیم و نقره نشان دهنده غنی‌شدگی این عناصر در دگرسانی‌های پتاسیک و فیلیک است که این امر به سبب تجمع عناصر مذکور در سیال باقی مانده و پدید آمدن کانه‌زایی قابل توجه می‌باشد. بررسی عناصر نادر خاکی در دگرسانی‌های کانسار مس- مولیبدن لار نشان می‌دهد که سریم در دگرسانی‌های پتاسیک و فیلیک تهی‌شدگی دارد که این امر مبین احیایی بودن محیط ته نشست است. از سوی دیگر در دگرسانی‌های پروپلیتیک و آرژیلیک غنی‌شدگی یوروپیم پدید آمده که ناشی از پیش رفتن شرایط محیطی به سمت اکسیدان است و غنی‌شدگی سریم در دگرسانی آرژیلیک نیز تأییدی بر این امر می‌باشد.

مراجع

- Hallberg, A., "Styles of hydrothermal alteration and accompanying chemical changes in the Sangen formation. Bergslagen, Sweden, and adjacent areas", In Ripa, M. (ed.): Economic Geology Research, Vol. 2, pp. 2001-2002, 2003.
- Mclemore, V.T., Munroe, E.R., Heizler, M.T., and Mckee, C., "Geochemistry of the Copper Flat Porphyry an Associated Deposits in the Hillsboro Mining District, Sierra Country, New Mexico", Journal of Geochemical Exploration, Vol. 67, pp. 167-189, 1999.
- Grant, J.A., "The Isocon Diagrama Simple Solution to Gresens' Equation for Metasomatic Alteration", Economic Geology, Vol. 81, pp. 1976-1982, 1986.
- Gresens R. L., "Composition-Volume Relationships of Metasomatism", Chemical Geology, Vol. 2, pp. 47-65, 1967.
- Nesbitt, H.W., "Mobility and Fractionation of Rare Earth Elements during Weathering of a Granodiorite", Nature, Vol. 279, pp. 206-210, 1979.
- Grant, J.A., "Isocon Analysis: A Brief Review of the Method and Applications", Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 30, pp. 997-1004, 2005.
- MacLean, W.H., "Mass Change Calculations in Altered Rocks Series", Mineralium Deposita, Vol. 25, pp. 44-49, 1990.
- Gong, Q., Deng, J., Xiang, Y., Wang, Q., and Yang, L., "Calculation Pollution Indices by Heavy Metals in Ecological Geochemistry Assessment and a Case Study in Parks of Beijing", Journal of China University of Geosciences, Vol. 19, pp. 230-241, 2008.
- Ng, C.W.W., Guan, P., and Shang, Y.J., "Weathering Mechanisms and Indices of the Igneous Rocks of Hong Kong", Engineering Geology and Hydrogeology, Vol. 34, pp. 133-151, 2001.
- Riebe, C.S., Kirchner, J.W., and Finkel, R.C., "Long-Term Rates of Chemical Weathering and Physical Erosion from Cosmogenic Nuclides and Geochemical Mass Balance", Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 67, pp. 4411-4427, 2003.
- Beus, A.A., and Grigorian, S.V., "Geochemical Exploration Methods for Mineral Deposits", Applied publishing Co, Wilmette, Illinois 1977.

۱۲- امین زاده، ب.، "مطالعه کانی‌شناسی و ژئوشیمی سیالات درگیر در ارتباط با کانسار سازی مولیبدن در معدن مس سرچشمه و کاربرد آن در بازیابی مؤثر مولیبدن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۳۸۵.

- 13- Panahi A., Young G.M., and Rainbird R.H., "Behavior of Major and Trace Elements Including REE during Paleoproterozoic Pedogenesis and Diagenetic Alteration of an Archean Granite near Ville Marie, Quebec, Canada". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 64, pp. 2199-2220, 2000.
- 14- Nakamura, N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in Carbonaceous and Ordinary Chondrites", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 38, pp. 757-775, 1974.
- 15- Henderson, P., "Rare Earth Element Geochemistry", Elsevier, Oxford, New York, 1984.
- 16- Kupeli, S., "Trace and Rare Earth Element Behavior during Alteration and Mineralization in the Attepe Iron Deposits (Feke-Adana, Southern Turkey)", *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 105, pp. 51-74, 2010.
- 17- Bau, M., "Rare Earth Element Mobility during Hydrothermal and Metamorphic Fluid Rock Interaction and Significance of the Oxidation State of Europium", *Chemical Geology*, Vol. 93, pp. 219-230, 1991.
- 18- Lottermoser, B.G., "Rare Earth Elements and Hydrothermal Ore Formation Processes", *Ore Geology Reviews*, Vol. 7, pp. 25-41, 1992.
- 19- Wenlandt, R.F., and Harison, W.G., "Rare Earth Partitioning between Immiscible Carbonate and Rare Earth Enriched Rocks", *Mineral Petrology*, Vol. 69, pp. 409-419, 1979.
- ۲۰- مکی زاده، م.ع.، تقی پور ب.، زمین‌شناسی، "ژئوشیمی و بررسی رفتار عناصر نادر و نادر خاکی در دگرسانی‌های گرمایی کوهستان کرکس، شمال اصفهان"، مجله پترولوژی، سال دوم، شماره ۸، ۶۸-۵۵، زمستان ۱۳۹۰.
- 21- Maiza, P.J., Pieroni, D., and Marfil, S.A., "Geochemistry of Hydrothermal Kaolins in the SE Area of Los Menucos, Province of Rlo Negro, Argentina", In: Dominguez, E.A., Mas, G.R., Cravero, F., (Eds.), 2001, A Clay Odyssey Elsevier, Amsterdam, pp. 123-130, 2003.
- 22- Koester, H., "Ein Beitrag Zur Geochemie und Entstehung der Oberpfalzischen Kaolin-Feldspat-Lagerstaetten", *Geological Rundts*, Vol. 63, pp. 665-689, 1974.
- 23- Wagman, D.D., Evans, W.H., Parker, V.B., Schumm, R.H., and Halow, I., "The NBS tables of chemical thermodynamic properties: Selected values for inorganic and C1 and C2 organic substance in SI units", *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, Vol. 11, pp. 2-392, 1982.
- 24- Dill, H.G., Boss, H.R., Henning, K., Fricke, A., and Ahrendt, H., "Mineralogical and Chemical Variations in Hypogene and Supergene Kaolin Deposits in a Mobile Fold Belt the Central Andes of Northwestern Peru", *Mineralium Deposita*, Vol. 32, pp. 149-163, 1997.
- 25- Storr, M., Koster, H.M., Kromer, H., and Hiltz, M., "Minerale der Crandallit-Reihe im Kaolin von Hirschau-Schnaittenbach, Oberpfalz", *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, Vol. 19, pp. 677-683, 1993.
- 26- Stoffregen, R.E., and Alpers, C.N., "Woodhouseite and Svanbergite in Hydrothermal Ore Deposits Products of Apatite Destruction during Advanced Argillic Alteration", *Canadian Mineralogist* 25, pp. 201-211, 1987.