

بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی زون دگرسانی پتاسیک، کانسار مس پورفیری سرکوه، با استفاده از شیمی بیوتیت و کلریت

علیرضا زراسوندی^۱، فاطمه داودیان رنجبر^۲، محسن رضایی^۲، مجید طاشی^۴ و هوشنگ پورکاسب^۵

استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۲دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۳استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۴دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۵دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۱/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۰/۳۰

چکیده

کانسار مس پورفیری سرکوه در ۱۸۰ کیلومتری غرب استان کرمان، ۶ کیلومتری جنوب غرب کانسار مس پورفیری سرچشمه و در ۱۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان پاریز واقع شده و از لحاظ تقسیمات زمین‌شناسی بخشی از کمان ماگمایی ارومیه- دختر است. سنگ‌های رخنمون یافته در این منطقه عمدتاً متشکل از واحدهای آتشفشانی، توف، آندزیت و آندزیت بازالت هستند. همچنین واحدهای نفوذی این منطقه شامل گرانیت تا گرانودیوریت و به میزان کمتر کوآرتزیدوریت می‌باشد. دگرسانی‌های عمده این کانسار شامل پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک و نیز دگرسانی‌های حدواسط نظیر پتاسیک- آرژیلیک و یا پتاسیک- فیلیک است. هدف از این پژوهش، مطالعه شیمی کانی بیوتیت و کلریت به منظور بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی طی روند تدریجی تغییرات ماگمایی به گرمایی در زون دگرسانی پتاسیک این کانسار است. بر مبنای داماسنجی بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته، در زمان تغییر شرایط ماگمایی به گرمایی این کانسار، دما از کمینه ۳۴۳ تا بیشینه ۳۹۷ درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند و همچنین سرشت پر منیزیم (High-Mg)، قرارگیری بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته در مرز بین محدوده بافری هماتیت مگنتیت (HM) و نیکل- نیکل اکسید (NNO) و نیز تبلور مگنتیت با حاشیه هماتیتی حاکی از شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا در زمان شروع فرایندهای گرمایی این کانسار می‌باشد. علاوه بر این وجود مقادیر پراکنده $\text{Log}(\text{fH}_2\text{O}/\text{fHCl})$ و $\text{Log}(\text{fH}_2\text{O}/\text{fHF})$ دلالت بر تغییرات تدریجی سیالات گرمایی طی دگرسانی پتاسیک این کانسار دارد. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که رخداد کلریتی شدن (با ترکیب کلینوکلر) بیوتیت در زمان تغییر شرایط سیستم پورفیری سرکوه از شرایط ماگمایی به گرمایی در دامنه حرارتی ۲۹۵/۲ تا ۳۵۴/۴ درجه سانتی‌گراد رخ داده است. همچنین فرایند کلریتی شدن بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته باعث افزایش میزان Fe^{2+} ، Fe^{3+} و MgO در طی روند شرایط ماگمایی به گرمایی در کلریت‌ها نسبت به بیوتیت‌های میزبانشان گردیده است.

کلیدواژه‌ها: بیوتیت، کلریت، کانسار مس پورفیری سرکوه، زون دگرسانی پتاسیک، کمان ماگمایی ارومیه- دختر، کرمان.

E-mail: zarasvandi_a@scu.ac.ir

*نویسنده مسئول: علیرضا زراسوندی

۱- پیش‌نوشتار

کانسارهای مس \pm مولیبدن \pm طلای پورفیری به عنوان شناخته شده‌ترین سیستم‌های معدنی و در برگیرنده عمده ذخایر مس و مولیبدن دنیا می‌باشند (Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010). به‌طور کلی کانسارهای مس پورفیری را می‌توان محصول سرد شدن سیستم‌های هیدروترمالی همراه با نفوذی‌های کم عمق پورفیری جایگزین شده در کمان‌های ماگمایی مرتبط با فورانش و برخورد دانست (Titly and Bean, 1981; Richards, 2015). بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط عده‌ای از محققین (Audetat et al., 2008; McInnes et al., 2003; Wang et al., 2014) مشخص شده است که توانایی یک سیستم پورفیری برای کانه‌زایی تابع وجود شرایطی از قبیل ترکیب سیال خروجی در طول سرد شدن ماگما و همچنین روند تکاملی سیال کانه‌دار، تاریخچه تکاملی ماگمای مادر پورفیری و همچنین نرخ فرسایش منطقه و سرد شدن سیستم پورفیری می‌باشد که فقدان هر کدام از این شرایط می‌تواند باعث کانه‌زایی ضعیف و یا شکل‌گیری یک سیستم پورفیری نیمه اقتصادی و یا حتی عقیم گردد. از جمله عوامل مهم در خصوص پیدایش سیستم‌های پورفیری بارور مس (دارای پتانسیل کانه‌زایی بالا)، وجود شرایط ماگمایی اکسیدان، میزان آب ماگمایی بالا، محتوای هالوژنی بالای سیالات خارج شده از ماگما و دمای سیستم گرمایی می‌باشد (Sun et al., 2013; Zarasvandi et al., 2015a and b). به‌طور معمول برای پی بردن به شرایط دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن و هالوژن‌ها، کانی‌های سیلیکاتی می‌توانند اطلاعات با ارزشی را در مورد خصوصیات کانی‌سازی و شرایط دگرسانی در اختیار بگذارند (Jacobs and Parry, 1979). در این بین کانی بیوتیت به عنوان یکی از

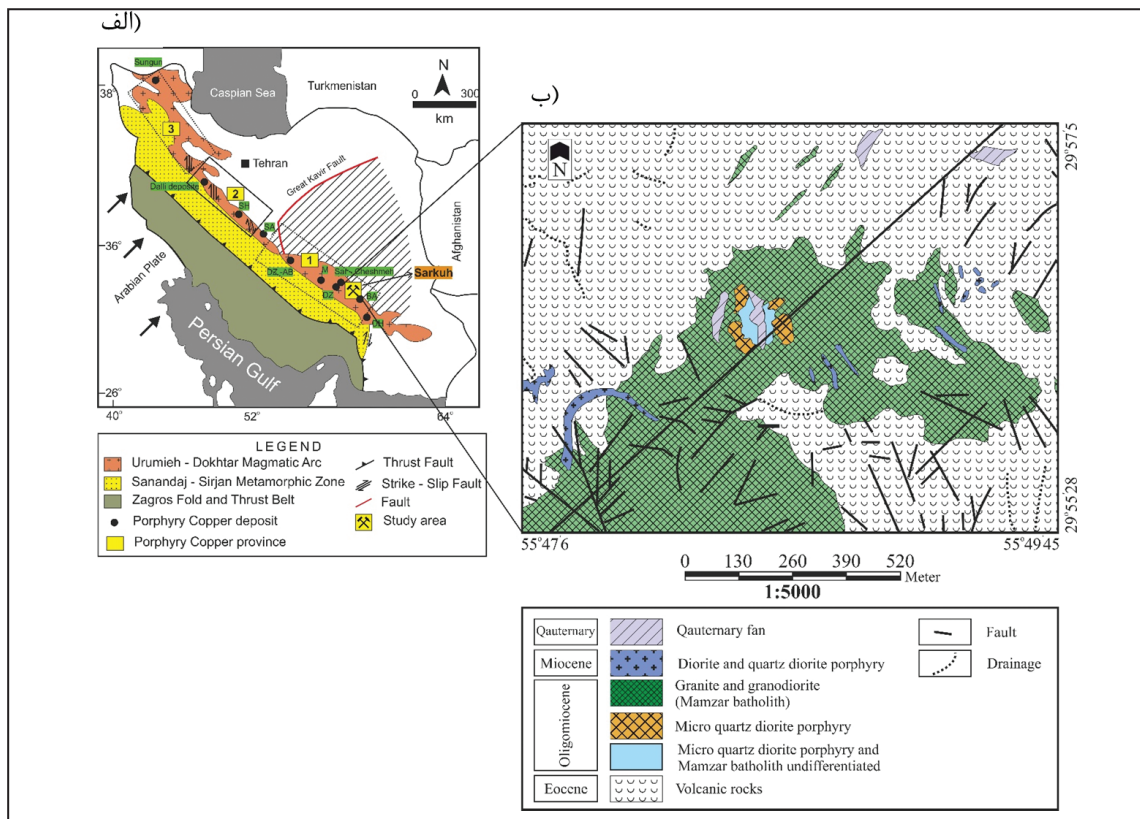
فراوان‌ترین کانی از گروه میکاها به وفور در سیستم ماگمایی و دگرسانی گرمایی (زون پتاسیک) سیستم‌های مس پورفیری یافت می‌شود. این کانی ترکیب شیمیایی حساس نسبت به شرایط فیزیکی و شیمیایی محیط تبلور از جمله محتوای آب، هالوژن‌ها، دما، فوگاسیته اکسیژن و گوگرد دارد (Munoz, 1984; Finch et al., 1995; Coulson et al., 2001). شایان ذکر است سرد شدن سیستم پورفیری و در ادامه آن کاهش اکتیویته K_2SO_4 می‌تواند باعث عدم پایداری بیوتیت و تبدیل آن به کلریت گردد (Maydagan et al., 2016). امروزه مشخص شده است شاخصه‌های ژئوشیمیایی کلریت (نسبت‌های بالای V/Ni و Ti/Sr در این کانی) نیز می‌توانند به عنوان ابزاری مؤثر در اکتشاف ذخایر مس پورفیری مورد استفاده قرار بگیرد (Wilkinson et al., 2015; Richards, 2016). از آنجا که در سیستم‌های پورفیری شروع رخداد کانه‌زایی سولفیدی در زون دگرسانی پتاسیک می‌باشد (Richards et al., 2012)، در این مطالعه سعی شده است با استفاده از شیمی کانی‌های بیوتیت موجود در زون دگرسانی پتاسیک، شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر زون دگرسانی پتاسیک کانسار مس پورفیری سرکوه شاخص‌سازی شود. علاوه بر این با استفاده از ژئوشیمی کلریت‌های جانشین شده به جای بیوتیت، روند تدریجی تغییرات فیزیکوشیمیایی حاصل از فرایند کلریتی شدن نیز بررسی شده است.

۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه

از لحاظ موقعیت جغرافیایی کانسار مس پورفیری سرکوه بین طول‌های $۲۹^{\circ}۵۷'۰۵''$ و $۲۹^{\circ}۵۵'۲۸''$ و عرض‌های $۵۵^{\circ}۴۹'۴۵''$ و $۵۵^{\circ}۴۷'۰۶''$ شمالی واقع

با عیار ۰/۲۶ درصد مس می‌باشد (Aghazadeh et al., 2015). سن سنجی U-Pb توده‌های گرانیتوئیدی این کانسار نشان‌دهنده سن جایگیری $15/18 \pm 0/43$ می‌باشد (McInnes et al., 2005). در کانسار سرکوه بخش عمده کانه‌زایی در ارتباط با جایگیری استوک ممزار با روند شرقی- غربی (دارای هسته گرانودیوریتی و حاشیه گرانیتی) در درون سری‌های آتشفشانی ائوسن می‌باشد (شکل ۱- ب). به سمت بخش‌های میانی، این قسمت توسط دایک‌های کوارتزدیوریتی ریزدانه قطع می‌شود. در زیر به‌طور مفصل به شرح هر یک از واحدهای سنگی پرداخته می‌شود.

شده است. از نظر ساختاری این محدوده در بخش جنوبی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است (شکل ۱- الف). بخش اعظم سنگ‌های موجود در محدوده کانسار را مجموعه‌های ولکانیک- رسوبی ائوسن تشکیل می‌دهند که قدیمی‌ترین واحد موجود در منطقه هستند. به طوری که در تمام رشته کوه بند ممزار رخمون دارند. واحدهای ولکانیکی موجود در منطقه عمدتاً شامل توف‌های ائوسن، آندزیت، آندزیت- بازالت و برش‌های پیروکلاستیک می‌باشند (شکل ۱). در این کانسار سنگ‌های نفوذی میزبان کانه‌زایی مس پورفیری عمدتاً شامل گرانودیوریت و گرانیت است. کانسار سرکوه دارای میزان ذخیره ۱۱۰ میلیون تن کانه سولفیدی



شکل ۱- الف) تقسیم‌بندی کمربند کوهزایی زاگرس همراه با نواحی عمده پورفیری زایی در زون ماگمایی ارومیه- دختر، با تغییرات از (Zarasvandi et al. (2005) ب) نقشه ساده شده زمین‌شناسی کانسار سرکوه با تغییرات از (Kaniran Consulting Company (2008)

۳- پتروگرافی

۳-۱- گرانیت

پلاژیوکلاز، میکروکلین، بیوتیت، کلریت، هورنبلند، اورتوز و کانی‌های اپاک فنوکرسیت‌های سنگ هستند و در زمینه کوارتز، پلاژیوکلاز، اورتوز، اپیدوت، بیوتیت و کانی‌های اپاک حضور دارند (شکل ۲- ت).

بخش عظیمی از باتولیت ممزار را سنگ‌های گرانیتی تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها در نمونه دستی به دلیل دگرسانی غالب پتاسیک به رنگ خاکستری دیده می‌شوند (شکل ۲- الف). سنگ‌های گرانیتی در سرکوه عمدتاً دارای بافت پورفیری و گاهی گرانولار، پرتیت و گرانوفیر هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها کوارتز، پلاژیوکلاز، اورتوز، هورنبلند، بیوتیت اولیه و ثانویه (شکل ۲- ب)، کانی‌های ثانویه در گرانیت عمدتاً کلریت، سرسیت، کرنات، اپیدوت و کانی‌های رسی هستند. کانه‌زایی در این سنگ‌ها عمدتاً پیریت و کالکوپیریت به صورت افشان و رگه ای می‌باشد (شکل ۳- ث). در گرانیت‌ها پلاژیوکلاز و اورتوز به سرسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده و بیوتیت به کلریت و بیوتیت ثانویه یا همان گرمایی تبدیل شده است (شکل‌های ۳- الف، ب و ت).

۴- دگرسانی و کانه‌زایی

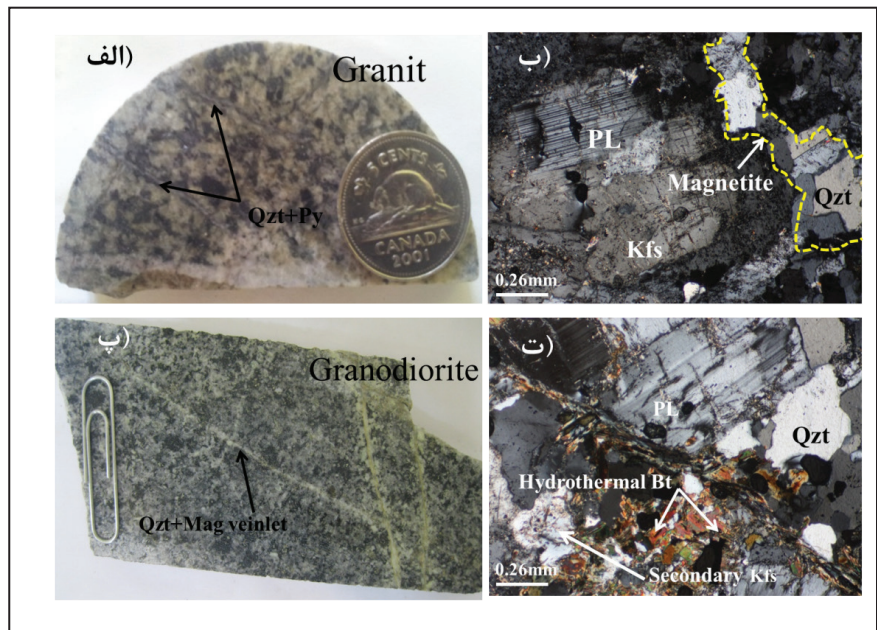
در این کانسار دگرسانی و کانه‌زایی شدیداً در ارتباط با جایگیری باتولیت‌های ممزار می‌باشد. دگرسانی‌های گرمایی این کانسار شامل پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک است. دگرسانی‌های حدواسط شامل پتاسیک- آرژیلیک و پتاسیک- فلیک نیز در این کانسار قابل مشاهده هستند. از لحاظ حجمی دگرسانی پتاسیک در این کانسار از پراکندگی و توسعه قابل ملاحظه‌ای برخوردار است، اما در مقابل دگرسانی فلیک (عمدتاً شامل کوارتز، سرسیت، پیریت، کلریت و کانی‌های رسی) رخمون محدودی دارد. انتقال تدریجی از دگرسانی پتاسیک به فلیک در این کانسار با افزایش میزان سرسیت قابل مشاهده است (Mirmejad et al., 2013). به‌طور شاخص در زون دگرسانی پتاسیک این کانسار بیوتیت‌های بیشتر با ظاهری گرمایی و تعادل مجدد یافته و به میزان کمتر ماگمایی حضور دارند

۳-۲- گرانودیوریت

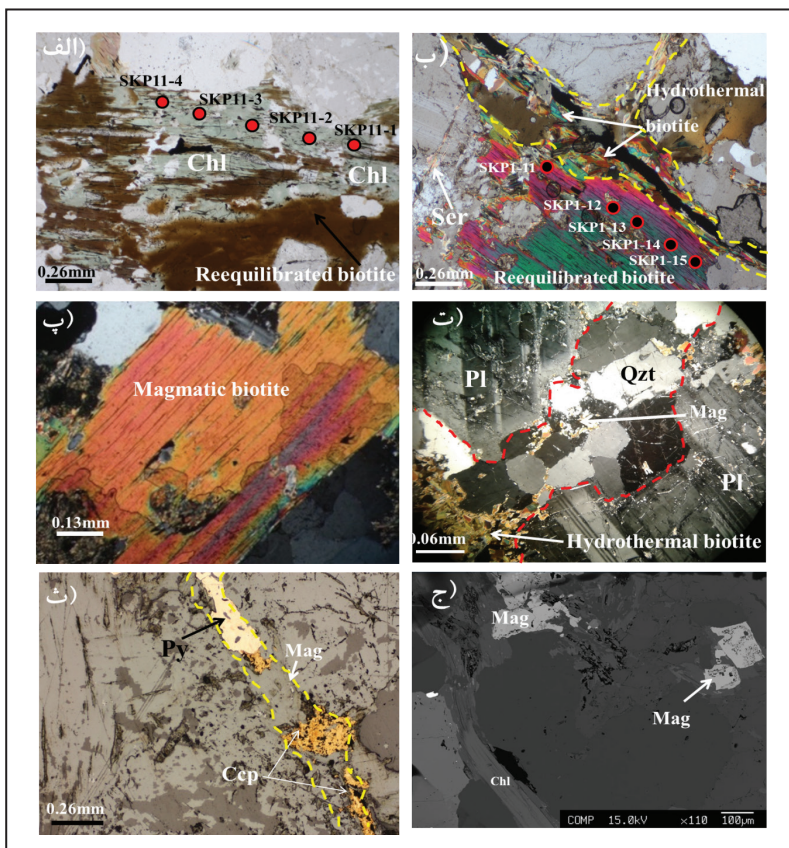
گرانودیوریت به همراه گرانیت در کانسار سرکوه جزو فراوان‌ترین نوع سنگ‌های نفوذی و بسیار شبیه به گرانیت‌های منطقه است. در نمونه دستی عمدتاً به رنگ خاکستری دیده می‌شود (شکل ۲- پ). مشاهدات میکروسکوپی نشان می‌دهند که بافت غالب در گرانودیوریت‌ها پورفیری و گاهی گرانولار است. کوارتز،

بیوتیت ماگمایی و تعادل مجدد یافته دیده می‌شود (شکل ۳- الف). در این کانسار دگرسانی پیرامونی پروپلیتیکی دارای گسترش عمقی نمی‌باشد (Mirnejad et al., 2013). در کانسار سرکوه عمده کانه‌زایی مس مربوط به زون دگرسانی پتاسیک است و به سمت بخش انتقالی پتاسیک- فلیک گسترش آن کم می‌شود. کانه‌زایی در زون دگرسانی پتاسیک این کانسار عموماً شامل کالکوپیریت، پیریت، مونازیت، مولیدنیت و مگنتیت (در برخی موارد دارای حاشیه مارتیتی) می‌باشد (شکل‌های ۳- ب و ج). رخداد آنها به صورت رگچه، پرکننده شکستگی و یا به صورت دانه پراکنده در زمینه زون دگرسانی پتاسیک است (شکل‌های ۳- ب و ج). کانی‌سازی ثانویه مس در ناحیه سرکوه نسبتاً فراوان بوده و باعث تشکیل رگچه‌هایی از مالاکیت با ضخامت چند میلی‌متر شده است.

(شکل‌های ۳- الف تا ت). در این زون بیوتیت‌های گرمایی فاقد شکل مشخص و به صورت پراکنده در برخی موارد جانشین کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز شده‌اند (شکل‌های ۳- ب و ت) بیوتیت‌های ماگمایی نیز با شکل مشخص لوحه‌ای و با رخ مشخص در برخی موارد به صورت محدود قابل مشاهده هستند (شکل ۳- پ). رخداد بیوتیت تعادل مجدد یافته که بر اثر جانشینی بیوتیت‌های ماگمایی اولیه با بیوتیت‌های گرمایی شکل گرفته‌اند از سیماهای رایج زون دگرسانی پتاسیک این کانسار می‌باشد (شکل‌های ۳- الف و ب). همچنین جانشینی بیوتیت‌های اولیه، گرمایی و تعادل مجدد یافته با کلریت به وفور در نمونه‌های دگرسانی پتاسیک این کانسار دیده می‌شوند (شکل‌های ۳- الف، ب و ت). کلریتی شدن عموماً به صورت قالب‌های دروغین (Pseudomorph) در بلورهای



شکل ۲- الف) نمونه دستی از گرانیت به همراه رگچه‌های اولیه کوارتز پیریت‌دار (Py) در زون پتاسیک؛ ب) تصویر میکروسکوپی از گرانیت که شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوز و رگچه کوارتز مگنتیت‌دار است؛ پ) نمونه دستی از گرانودیوریت به همراه رگچه‌های اولیه کوارتز مگنتیت‌دار (Mag) در زون پتاسیک؛ ت) تصویر میکروسکوپی از گرانودیوریت‌های به همراه کانی‌های کوارتز (Qzt)، پلاژیوکلاز (Pl)، ارتوز (Kfs) و بیوتیت‌های هیدروترمالی (Hydrothermal Bt).



شکل ۳- الف) جانشینی بخشی بیوتیت تبلور مجدد یافته با کلریت به همراه نقاط آنالیز شده (Chl)؛ ب) رگچه بیوتیت هیدروترمالی به همراه بیوتیت‌های تبلور مجدد یافته به همراه نقاط آنالیز شده در نمونه دگرسانی پتاسیک؛ پ) بیوتیت (Bt) با ظاهر ماگمایی در زون دگرسانی پتاسیک؛ ت) رگچه کوارتزی به همراه بیوتیت گرمایی و مگنتیت (Mag) در زون دگرسانی پتاسیک؛ ث) کانه‌زایی سولفیدی به صورت رگچه پیریت (Py) و کالکوپیریت (Ccp) به همراه مگنتیت‌های دانه‌ریز؛ ج) تصویر BSE از مگنتیت دانه پراکنده در زون دگرسانی پتاسیک به همراه کلریت (Chl).

۵- روش کار

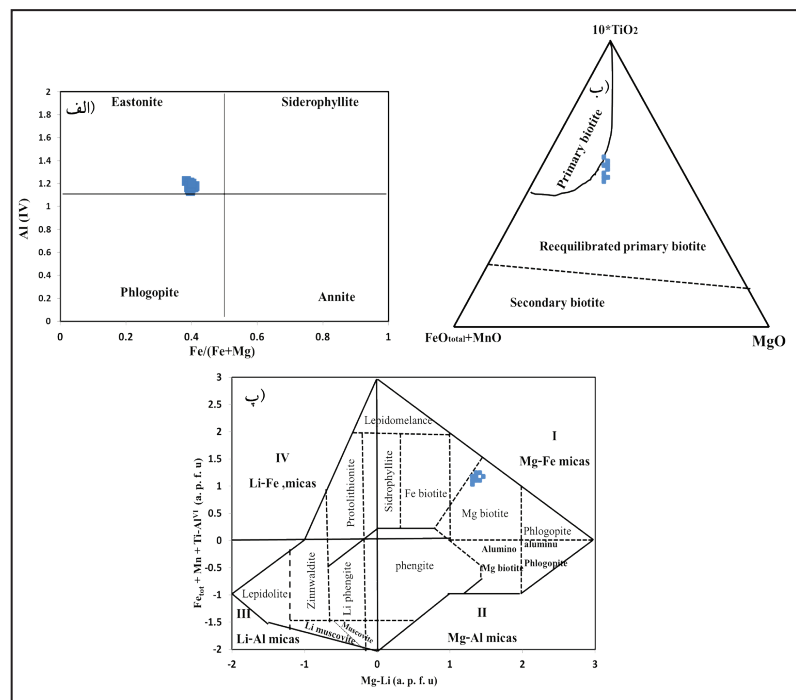
به منظور دستیابی به اهداف این پژوهش، پس از بررسی شواهد صحرایی و بازدید از رخنمون‌های مختلف، نمونه‌های مغزه‌های حفاری از زون دگرسانی پتاسیک کانسار مورد نظر انتخاب گردید. در این راستا، پس از آماده‌سازی مقاطع و ایجاد پوشش کربن بر روی مقاطع انتخابی، تعیین ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته (۲۰ نقطه) و کلریت (۱۲ نقطه) در نقاط آنالیزی توسط دستگاه ریز کواالکترونی صورت پذیرفت. آنالیز ریز پردازنده الکترونی (EMPA) مدل Jeol JXA 8200 در آزمایشگاه دانشگاه Montanuniversitat شهر لئوبن کشور اتریش انجام گردید. آنالیزها با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kv و نیز جریان ۱۰ نانوآمپر صورت گرفت. همچنین برای محاسبات اتم در واحد فرمول (apfu) بر مبنای ۲۲ اتم اکسیژن، از نرم‌افزار Mica+ (Yavuz, 2003) استفاده گردیده است.

۶- شیمی کانی

۶-۱. شیمی بیوتیت

ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد مطالعه با استفاده از نرم‌افزار Mica+ و بر مبنای فرمول ساختاری بیوتیت و بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است. بر اساس تقسیم‌بندی انجمن بین‌المللی کانی‌شناسی (International Mineralogical Association) بیوتیت‌های مورد مطالعه در نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در مقابل Al^{IV} (Deer et al., 1992) در مقابل $[KMg_2AlAl_2Si_2O_{10}(OH)_2]$ واقع گردیده‌اند (شکل ۴- الف). در مطالعات شیمی بیوتیت در دیاگرام $(Mg-Li)$ در مقابل $(Fe_{tot}+Mn+Ti)$ a.p.f.u

(Tischendorf et al., 1997) کلیه بیوتیت‌ها در محدوده میکاهای منیزیم‌دار، در رده بیوتیت‌های منیزیمی واقع می‌گردند (شکل ۴- ب). جهت تفکیک بیوتیت‌های اولیه ماگمایی، بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته و بیوتیت‌های گرمایی (ثانویه) می‌توان از نمودار سه‌تایی $(MgO-10*(TiO_2)-(FeO+MnO))$ (Nachit et al., 2005) استفاده نمود. در این نمودار با استفاده از فراوانی نسبی چهار اکسید اصلی می‌توان بیوتیت‌های اولیه یا ماگمایی را از بیوتیت‌های اولیه‌ای که دچار تعادل مجدد شده‌اند و یا به وسیله سیال گرمایی شکل گرفته‌اند تفکیک کرد که بر اساس این نمودار همه بیوتیت‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده بیوتیت‌های دچار تعادل مجدد شده قرار گرفته‌اند (شکل ۴- ب). طبق نظر Nachit et al. (2005) یکی از پارامترهایی که بیوتیت‌های ماگمایی، تعادل مجدد یافته و همچنین نوع ثانویه را از هم متمایز می‌کند میزان Al^{IV} در آنهاست. به گونه‌ای که اگر میزان $Al^{IV} < 1$ باشد می‌توان گفت که بیانگر بیوتیت‌های ماگمایی (اولیه) مشتق شده از ماگما می‌باشند و اگر میزان $Al^{IV} > 1$ باشد بیانگر بیوتیت‌های ثانویه و همچنین تعادل مجدد یافته هستند؛ با توجه نتایج آنالیز میزان Al^{IV} در تمامی بیوتیت‌های کانسار سرکوه بیشتر از ۱ بوده که حاکی از این است که تمامی بیوتیت‌های مورد مطالعه در قلمرو بیوتیت‌های تعادل مجدد قرار می‌گیرند. همچنین با توجه به آنالیز صورت گرفته میزان X_{Fe} در نمونه‌های بیوتیت کانسار مورد مطالعه با میانگین ۰/۰۷۷ از مقدار کمینه ۰/۰۲ تا مقدار بیشینه ۰/۱۱ متغیر می‌باشد. علاوه بر این میزان X_{Cl} با فراوانی کمتر، در نمونه‌های مورد مطالعه با میانگین ۰/۰۱۹۵ از مقدار ۰/۰۱ تا ۰/۰۲ تغییر می‌کند.



شکل ۴- الف) نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در مقابل Al^{IV} برای نمونه‌های بیوتیت زون دگرسانی پتاسیک کانسار سرکوه؛ ب) نمودار سه‌تایی $(MgO-10*(TiO_2)-(FeO+MnO))$ جهت تفکیک بیوتیت‌های ماگمایی، تبلور مجدد یافته و بیوتیت‌های ثانویه (Nachit et al., 2005)؛ پ) نمودار $(Mg-Li)$ در مقابل $(Fe_{tot} + Mn + Ti-Al^{IV})$ برای تقسیم‌بندی میکاهای (Tischendorf et al., 1997).

۶-۲. شیمی کلریت

کلریت در سنگ‌های آذرین از دگرسانی پروکسن، آمفیبول و بیوتیت ایجاد می‌شود بر این اساس ترکیب کلریت به کانی‌های آذرین اولیه بستگی دارد (سحابی و همکاران، ۱۳۹۴). در سیستم‌های گرمایی کانسارهای مس پورفیری پدیده کلریتی شدن بیوتیت‌های ماگمایی و گرمایی همراه با تشکیل کانی‌های ثانویه از قبیل کلسیت، اپیدوت، اکسیدهای تیتانیم، کانی‌های رسی و مسکوویت رخ می‌دهد (Parneix et al., 1985). طی چنین شرایطی رخداد کلریت بر اساس واکنش (بیوتیت + کوارتز + آب \rightarrow کلریت + اورتوکلاز) می‌باشد. فرمول کلریت‌های

ثانویه شکل گرفته بر اثر فرایند کلریتی شدن بیوتیت‌های زون دگرسانی پتاسیک کانسار سرکوه، بر مبنای ۲۸ اتم اکسیژن محاسبه گردید. دامنه ترکیب کلریت‌های موجود در زون دگرسانی پتاسیک کانسار سرکوه، بر طبق نتایج حاصل از آنالیز الکترون میکروپروب، مطابق فرمول زیر می‌باشد:

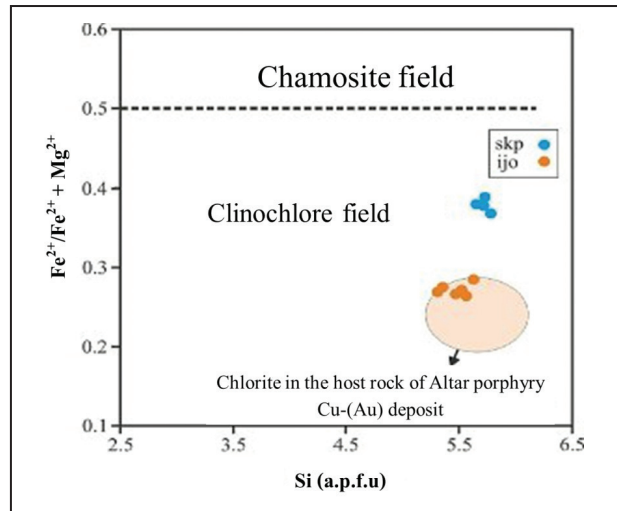


طبق نتایج حاصل از آنالیز الکترون میکروپروب، میزان Si در واحد فرمول نمونه‌ها از ۵/۴۱۴ تا ۵/۷۸۱ متغیر می‌باشد. علاوه بر این میزان $Fe/(Fe+Mg)$ در این نمونه‌ها

سرکوه دارای ترکیب کلینوکلر هستند (شکل ۵). همچنین مقایسه بین کلریت‌های سرکوه با کلریت‌های کانسار Altar واقع در بخش جنوبی آند مرکزی و نیز پورفیری ایجو در بخش جنوبی زون ماگمایی ارومیه- دختر نشان می‌دهد که کلریت‌های این کانسار به نسبت دارای مقادیر بیشتری از $(Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+}))$ می‌باشند (شکل ۵).

شکل ۵- نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ در مقابل Si (محاسبه شده بر مبنای محتوای آنیون $(O_{20}(OH)_{16})$ برای کلریت‌های موجود در دگرسانی پتاسیک سرکوه (skp). محدوده پورفیری Altar از Maydagan et al. (2016) و محدوده پورفیری ایجو (ijو) از زراسوندی و همکاران (۱۳۹۶) است.

دارای دامنه تغییر ۰/۳۷۷ تا ۰/۳۹۸ است. کلریت بر مبنای عناصر اصلی به ۴ گروه اصلی منیزیم‌دار، آهن‌دار، آلومینیم‌دار و آلومینیم- منیزیم‌دار (کلینوکلر) دسته بندی می‌گردد (Hey, 1954). ترسیم داده‌های کلریت بر روی نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ در مقابل Si نمایانگر این است که کلریت‌های موجود در زون دگرسانی پتاسیک کانسار



مولد دارای فوگاسیته بالای اکسیژن و شرایط اکسیدی می‌باشند، به طوری که انتقال سولفور موجود در ماگما که از مهمترین شاخص‌های کانه‌زایی نیز به شمار می‌رود، عمدتاً در قالب سولفات صورت پذیرفته که موجب تحت اشباع ماندن سولفید در خلال تکامل سامانه ماگمایی و عدم جدایش سولفور در مراحل اولیه کانه‌زایی را شده است (Sun et al., 2013).

بر اساس نظر Parsapoor et al. (2015) میزان تفریق مولی منیزیم Xmg در بیوتیت با افزایش میزان فوگاسیته اکسیژن ماگما و یا سیالات گرمایی، افزایش پیدا خواهد کرد. طی شرایط افزایش فوگاسیته اکسیژن ماگما و یا سیال گرمایی، نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} نیز افزایش می‌یابد که این روند باعث بیشتر شدن میزان Mg^{2+} در ساختار بیوتیت نسبت به Fe^{2+} می‌شود که این جانشینی ضمن ایجاد بیوتیت‌های با منیزیم بالا (شکل ۶- الف)، با روند همبستگی منفی بین میزان تفریق مولی آهن و تفریق مولی منیزیم مشخص می‌گردد (شکل ۶- ب). با توجه به آنچه که در شکل ۴- الف نمایش داده شده است همبستگی منفی قابل توجه بین میزان تفریق مولی آهن XFe و تفریق مولی منیزیم XMg وجود دارد. بر این اساس می‌توان اینگونه استنباط کرد که میزان فوگاسیته اکسیژن ماگما و یا سیالات در خلال تشکیل بیوتیت‌های مورد مطالعه در کانسار سرکوه نیز بالا بوده است.

روش دیگر جهت تخمین فوگاسیته اکسیژن نوار سه تایی آنیت، فلوگوپیت و اکسیانیت دارای نقصان پروتون (Poroton-Dificient Oxyanite) می‌باشد که محدوده‌های بافری هماتیت- مگنتیت (HM)، نیکل- نیکل اکسید (NNO) و فایالیت، مگنتیت، کوارتز (FMQ) را نمایش می‌دهد (شکل ۶- ب) (Wones and Eugster, 1965). همانطور که در شکل ۶ نمایش داده شده است تمام نمونه‌های بیوتیت مورد مطالعه در کانسار سرکوه در مرز بین محدوده HM و NNO قرار گرفته‌اند (شکل ۶- ب). شایان ذکر است که در این نمودار گذر از محدوده بافری FMQ به سمت محدوده HM حاکی از افزایش فوگاسیته اکسیژن محیط می‌باشد (Sun et al., 2013). با این تفاسیر قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مرز بین نیکل- نیکل اکسید و هماتیت- مگنتیت و به گونه‌ای که تمایل بیشتر به سمت محدوده هماتیت- مگنتیت است، نشان از بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در خلال تشکیل بیوتیت‌های مورد مطالعه در کانسار سرکوه دارد.

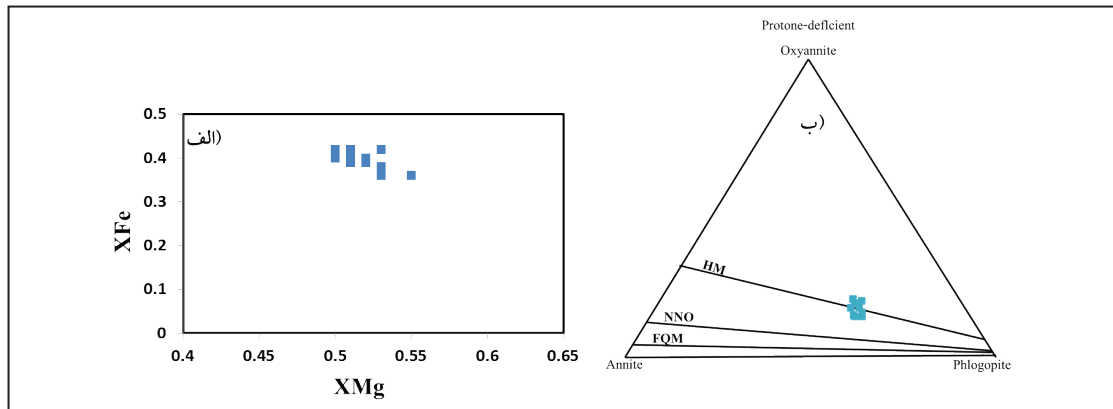
محتوای کاتیون سیلیسیم کلریت در آنالیز ریز کاونده الکترونی می‌تواند نشان‌دهنده وجود و یا عدم وجود فازهای بین لایه‌ای مانند کلریت- اسمکتیت در کلریت باشد (Bettison and Schiffman, 1988). به طور کلی مقادیر سیلیسیم کمتر از ۶/۲۵ اتم در واحد فرمولی بر مبنای ۲۸ اتم اکسیژن نشان‌دهنده عدم وجود فازهای بین لایه‌ای مانند کلریت- اسمکتیت است، اما در مقابل مقادیر بیشتر می‌تواند به خاطر فازهای بین لایه‌ای مانند کلریت- اسمکتیت باشد (علوی و همکاران، ۱۳۹۳). بر این اساس با توجه به میزان پایین کاتیون سیلیسیم (به طور میانگین ۵/۶۲ اتم در واحد فرمولی) در کلریت‌های کانسار مورد مطالعه می‌تواند دلالت بر خلوص کلریت‌های مورد بررسی داشته باشد. تفاوت کلریت‌ها از بیوتیت‌های میزبان‌شان در فراوانی آهن و منیزیم می‌باشد (علوی و همکاران، ۱۳۹۳). به گونه‌ای که نسبت Fe^{2+} و Fe^{3+} در کلریت‌ها نسبت به بیوتیت‌های میزبان‌شان بیشتر است و همچنین افزایش میزان MgO و FeO در طول روند تبدیل بیوتیت به کلریت در نمونه‌های کانسار پورفیری سرکوه نیز قابل ملاحظه می‌باشد.

۷- بحث

بیوتیت، کانی فرومنیزین غالب در توده‌های گرانیتوئیدی است. این کانی در کوارتزیدوریت‌ها به رنگ قهوه ای، در گرانودوریت‌ها به رنگ قهوه‌ای تا زرد یا سبز کم‌رنگ و در مونزوگرنیت‌ها به رنگ سبز پررنگ دیده می‌شود که در حقیقت تغییر رنگ آنها از تغییر ترکیب شیمیایی تبعیت می‌کند (Lalonde and Bernard, 1993). ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی تابع ترکیب ماگمای مادر، فوگاسیته اکسیژن، دمای مذاب و خاستگاه گرانیت‌هاست. از آنجایی که بیوتیت به عنوان یک کانی رایج همراه با سیستم‌های ماگمایی و گرمایی گرانیتوئیدهای کانه‌دار است، ترکیب شیمیایی حساس نسبت به شرایط فیزیکوشیمیایی محیط نظیر محتوای آب، هالوژن، دما، فوگاسیته اکسیژن و گوگرد دارد (Boomeri et al., 2010; Zarasvandi et al., 2018). استفاده از شیمی بیوتیت به عنوان ابزاری مناسب جهت مطالعه شاخص‌های فیزیکوشیمیایی توده‌های نفوذی همراه با کانه‌زایی استفاده می‌شود (Ayati et al., 2008).

۷-۱. فوگاسیته اکسیژن

مطالعات گسترده بر روی گرانیتوئیدهای همراه با کانه‌زایی نشان می‌دهد که ماگماهای



شکل ۶- الف) همبستگی منفی میان تفریق مولی آهن و منیزیم در بیوتیت‌های زون دگرسانی پتاسیک کانسار مس پورفیری سرکوه؛ ب) نمودار سه‌تایی آیت، فلوگوپیت و اکسانیت دارای نقصان پروتون (Wones and Eugster, 1965).

۷-۲. داماسنجی بیوتیت

از بیوتیت‌ها برای داماسنجی سامانه‌های پورفیری نیز بهره گرفته می‌شود. با توجه به خاستگاه بیوتیت مینی بر ماگمایی، تعادل مجدد یافته و دگرسان شده، می‌توان از شیمی بیوتیت‌ها برای تعیین دمای محدوده‌های دگرسانی و ماگمای مادر استفاده نمود. شاخص‌ترین روش‌های داماسنجی بیوتیت‌های ماگمایی و گرمایی در سیستم‌های پورفیری توسط Henry et al. (2005) و روش Beane (1974) ارائه شده است. روش Henry et al. (2005) بر اساس نسبت $(Mg/Mg+Fe)$ و مقدار Ti طراحی گردیده است که منحنی‌های تجربی درجه حرارت در این نمودار بر اساس فرمول ۱ ترسیم شده‌اند:

از بیوتیت‌ها برای داماسنجی سامانه‌های پورفیری نیز بهره گرفته می‌شود. با توجه به خاستگاه بیوتیت مینی بر ماگمایی، تعادل مجدد یافته و دگرسان شده، می‌توان از شیمی بیوتیت‌ها برای تعیین دمای محدوده‌های دگرسانی و ماگمای مادر استفاده نمود. شاخص‌ترین روش‌های داماسنجی بیوتیت‌های ماگمایی و گرمایی در سیستم‌های پورفیری توسط Henry et al. (2005) و روش Beane (1974) ارائه شده است. روش Henry et al. (2005) بر اساس نسبت $(Mg/Mg+Fe)$ و مقدار Ti طراحی گردیده است که منحنی‌های تجربی درجه حرارت در این نمودار بر اساس فرمول ۱ ترسیم شده‌اند:

$$T = \{[\ln(Ti) - a - c(XMg)^3]/b\}^{0.33} XMg = Mg/(Mg+Fe) \quad (1)$$

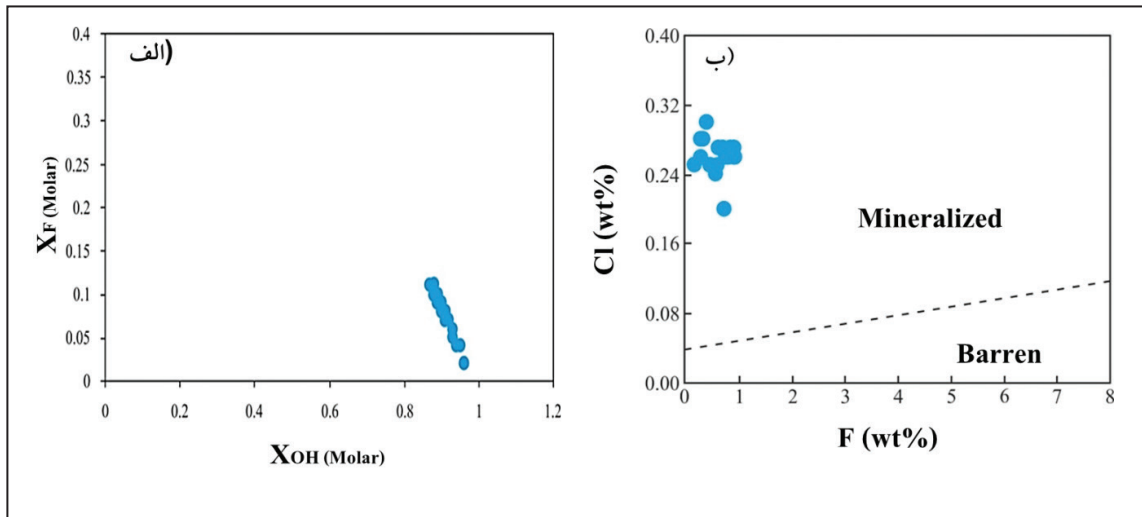
$$a = -2.3594, b = 4.65E-09, c = -1.7283$$

در این معادله T مبین دما بر حسب درجه سانتی‌گراد و Ti نشان‌دهنده تعداد اتم تیتانیم در واحد فرمول (a.p.f.u) بیوتیت بوده که بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن محاسبه گردیده است. در مقابل روش Beane (1974) بر اساس جانشینی $Mg^{2+} - Fe^{2+} - Fe^{3+}$ در ساختار بیوتیت، در حضور کانی‌های رایج زون دگرسانی پتاسیک از قبیل فلدسپار پتاسیم و مگنتیت می‌باشد. این روش برای نخستین بار بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های گرمایی در زون دگرسانی پتاسیک کانسارهای پورفیری آمریکای شمالی ارائه گردیده است. بنابراین به منظور داماسنجی زون دگرسانی پتاسیک کانسار سرکوه از روش Beane (1974) استفاده شد. بر اساس داماسنجی بیوتیت‌های کانسار سرکوه، دمای زون دگرسانی پتاسیک این کانسار دارای بیشینه و کیمینه ۳۹۷ و ۳۴۳ درجه سانتی‌گراد و میانگین دمایی ۳۶۱/۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. از آنجایی که حلالیت مس در سیالات خروجی از توده نفوذی پورفیری به شدت تابع دماست، به نحوی که با کاهش دما از ۴۰۰ به ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد حلالیت مس به شدت کاهش پیدا می‌کند (Landtwing et al., 2005)، از این میانگین دمایی به دست آمده از بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته زون دگرسانی پتاسیک، می‌توان نتیجه گرفت که این کاهش دما یکی از عوامل کانه‌زایی سولفیدی در این کانسار بوده است. همچنین مطالعات سیال درگیر نشان می‌دهند که دگرسانی پتاسیک توسط سیال هیدروترمال از منشا ماگمایی، با شوری بالا (۳۰ تا ۵۰ درصد وزنی NaCl) و درجه حرارت بالا (بیش از ۴۰۰ C°) به وجود آمده است (Nourali and Mirnejad, 2012).

۷-۳. محتوای هالوژنی

یکی دیگر از مهم‌ترین اهداف مطالعه شیمی بیوتیت در کانسارهای مس پورفیری، تعیین توده‌های کانه‌زا و عقیم می‌باشد. در این میان شیمی هالوژن‌ها در بیوتیت و نیز نسبت‌های فلوگاسیته هالوژنی سیالات گرمایی نقش مهمی در تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی فرایندهای دگرسانی و کانه‌زایی در سیستم‌های مس پورفیری دارند. بر اساس مقدار هالوژن‌ها در بیوتیت می‌توان گرانتیت‌ها را از منظر پتانسیل کانه‌زایی در دو گروه گرانتیت‌های بارور و گرانتیت‌های عقیم تفکیک نمود (شکل ۷-ب). همانطور که در شکل ۷-ب نمایش داده شده است، علی‌رغم کانه‌زایی پایین در کانسار مس پورفیری سرکوه نمونه‌های بیوتیت در محدوده پورفیری‌های کانه‌دار قرار گرفته‌اند.

شناخت و آگاهی از شیمی هالوژن‌ها در ترکیب بعضی از کانی‌ها از جمله

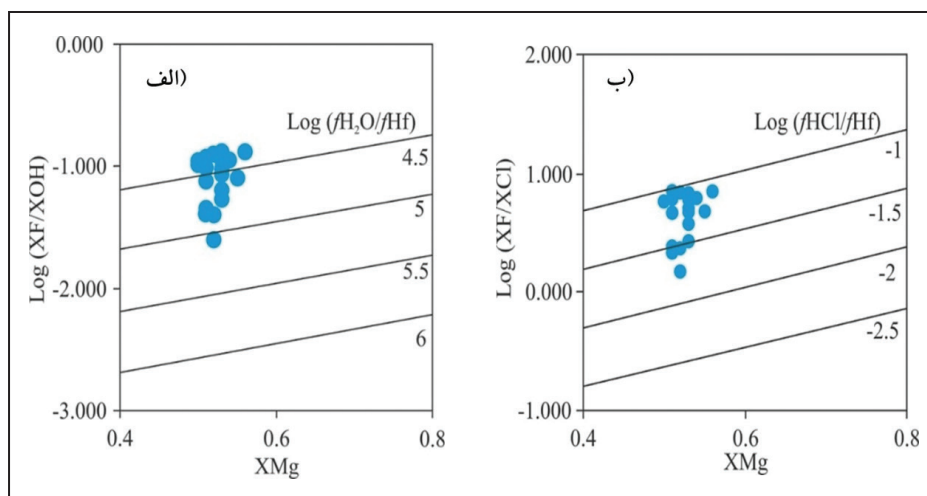


شکل ۷- الف) همبستگی منفی میان میزان F^- و میزان OH^- در بیوتیت‌های موجود در زون دگرسانی پتاسیک کانسار سرکوه؛ ب) تفکیک بیوتیت‌های عقیم از بارور با استفاده از نمودار تغییرات درصد وزنی فلوئور در برابر کلر در بیوتیت‌های کانسار سرکوه (Müller and Groves, 2000).

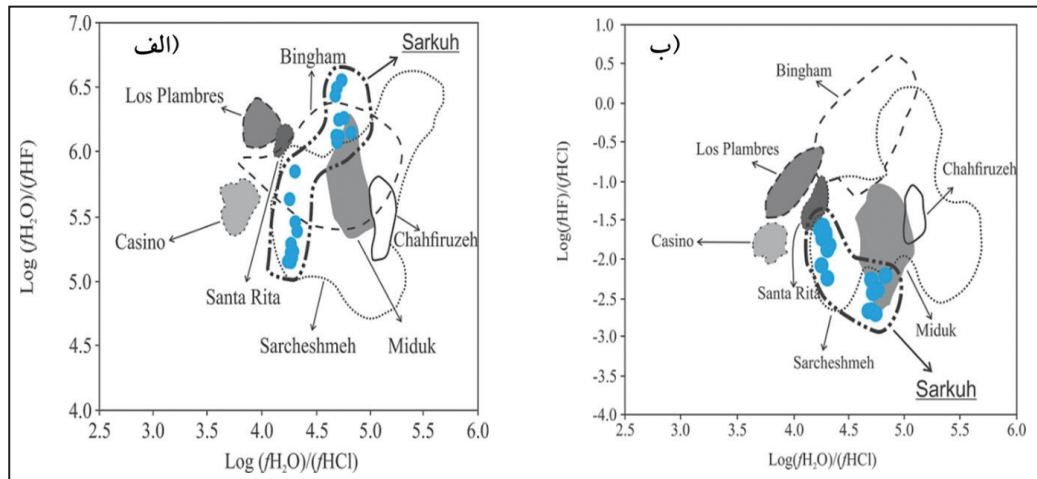
مقابل $\log(X_F/X_{OH})$ و نمودار XMg در مقابل $\log(X_F/X_{Cl})$ به صورت موازی با خطوطی پلات شوند که مقادیر $\log(fH_2O/fHF)$ و $\log(fH_2O/fHCl)$ را نشان می‌دهند (شکل ۸)، عدم رخداد چنین حالتی می‌تواند به علت تغییرات فوگاسیته fO_2 و fS_2 موجود در سیالات و یا واکنش میان سیالات هیدروترمال و سنگ میزبان در خلال تکامل سیال گرمایی باشد (Boomeri et al., 2009 and 2010).

مقایسه فوگاسیته هالوژن‌ها در کانسار مس پورفیری سرکوه با سایر کانسارهای مس پورفیری مهم دنیا نظیر مس-مولیبدن-طلاهی Bingham، Casino، مس-مولیبدن Los Pelambres و مس Santa Rita در شکل ۹ نمایش داده شده است. با توجه به شکل ۹ بر اساس مقایسه بین نسبت‌های fH_2O/fHF ، $fH_2O/fHCl$ در کانسار مس پورفیری سرکوه و سایر کانسارها چنین به نظر می‌رسد که بیوتیت‌های کانسار مس پورفیری سرکوه از لحاظ پارامترهای فوگاسیته هالوژن‌ها با کانسارهای بزرگ از جمله سرچشمه و Bingham قابل مقایسه هستند.

در ادامه به منظور محاسبه کمی فوگاسیته HF و HCl در سیالات دخیل در خلال تشکیل بیوتیت‌های مورد مطالعه، نمونه‌ها بر روی دی‌گرام $\log(X_F/X_{Cl})$ در مقابل XMg در مقابل $\log(XF/XOH)$ پلات شده‌اند (شکل ۸). خطوط موازی در این نمودار مبین میزان $\log(fHCl/fHF)$ و $\log(fH_2O/fHF)$ می‌باشد. شایان ذکر است نسبت‌های هالوژنی به صورت کمی و با استفاده از روابط مطرح شده توسط Munoz (۱۹۹۲) نیز قابل محاسبه هستند. با توجه به محاسبات انجام گرفته و نیز با توجه به شکل ۸ مقادیر $\log(fH_2O/fHF)$ با میانگین ۵/۷۹۶ و نیز میزان $\log(fH_2O/fHCl)$ با میانگین ۴/۵۰۵ در سیالات دخیل در زون دگرسانی پتاسیک کانسار سرکوه بسیار بزرگتر از یک می‌باشد. این موضوع بیانگر غنی از آب بودن سیالات اولیه نسبت به محتوای هالوژن سیالات گرمایی دخیل در زون دگرسانی پتاسیک کانسار پورفیری سرکوه است (Zhang et al., 2016). با توجه به مطالعات صورت گرفته توسط Zhu and Sverjensky (1992) اگر بیوتیت‌ها در شرایط تعادلی با سیال هموزن شکل گرفته باشند، نمونه‌های بیوتیت باید در روی نمودار XMg در



شکل ۸- الف) نمودار X_{Mg} در مقابل $\log(X_F/X_{OH})$ ؛ ب) نمودار X_{Mg} در مقابل $\log(X_F/X_{Cl})$.


 شکل ۹- الف) نمودار $\text{Log } f \text{H}_2\text{O}/f \text{HF}$ در مقابل $\text{Log } f \text{H}_2\text{O}/f \text{HCl}$ ؛ ب) $\text{Log } f \text{HF}/f \text{HCl}$ در مقابل $\text{Log } f \text{H}_2\text{O}/f \text{HCl}$.

Bingham (Lanier et al., 1978; Bowman et al., 1987); Casino (Selby and Nesbitt, 2000); Miduk (Boomeri et al., 2009); Sarcheshmeh (Boomeri et al., 2010); Santa Rita (Jacobs and Parry, 1979).

۷-۴. زمین‌دماسنج کلریت

ترکیب شیمیایی کلریت به گونه‌ای است که می‌توان از آن به عنوان یک زمین‌دماسنج قوی جهت پی بردن به شرایط دمایی در خلال شکل‌گیری این کانی استفاده کرد. در این پژوهش دماسنجی کلریت بر اساس روش تجربی پیشنهاد شده Cathelineau (1988) صورت پذیرفت. این روش تنها در شرایطی امکان‌پذیر است که دامنه تغییرات $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ بین $0/22$ تا $0/39$ باشد (Maydagan et al., 2016). با توجه به اینکه دامنه تغییرات $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ در کلریت‌های آنالیز شده کانسار سرکوه بین $0/377$ تا $0/398$ متغیر می‌باشد، می‌توان از این روش برای دماسنجی کلریت‌های سرکوه استفاده کرد. دماسنجی در این روش بر مبنای میزان Al^{IV} کلریت (محاسبه شده بر مبنای ۱۴ اتم اکسیژن) مطابق فرمول ۳ است:

$$T = -61.92 + 321.98 * \text{Al}^{\text{IV}} \quad (3)$$

بر مبنای روش Cathelineau (1988) دمای کلریت‌های موجود در زون دگرسانی پتاسیک کانسار سرکوه میانگین دمایی $320/3$ درجه سانتی‌گراد دارد که از مقدار کمینه $295/2$ تا مقدار بیشینه $354/4$ درجه سانتی‌گراد متغیر می‌باشد. با توجه به دمای نمونه‌های کلریت و بیوتیت می‌توان نتیجه گرفت که کلریتی شدن بیوتیت طی افت دمایی $41/2$ °C رخ داده است.

۸- نتیجه‌گیری

کانسار مس پورفیری سرکوه در ۱۰ کیلومتری شهرستان پاریز و در بخش جنوبی

کمرند ماگمایی ارومیه- دختر قرار گرفته است. با استفاده از مطالعات ریزکاونده الکترونی (EPMA)، بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته زون دگرسانی پتاسیک و کلریت‌های جانشین شده بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته مورد بررسی قرار گرفتند. بر مبنای شیمی بیوتیت‌های مورد مطالعه کلیه بیوتیت‌ها از نوع منیزیم‌دار هستند و در محدوده بیوتیت‌های تبلور مجدد یافته قرار می‌گیرند. بر اساس نمودار سه‌تایی آنیت، فلوگوپیت و اکسیانیت دارای نقصان پروتون نیز، کلیه بیوتیت‌ها در مرز بین محدوده بافری هماتیت مگنتیت (HM) و نیکل-نیکل اکسید (NNO) قرار گرفته‌اند. همچنین بالا بودن میزان Mg نسبت به Fe در بیوتیت‌های مورد مطالعه نشان از فوگاسیت بالا اکسیژن در خلال شکل‌گیری زون پتاسیک کانسار سرکوه دارد. از طرف دیگر کاهش دما (میانگین $361/5$ درجه سانتی‌گراد) و در نتیجه آن ناپایداری کمپلکس‌های حمل‌کننده مس باعث نهشت قابل توجه کانه‌های سولفیدی مس در این کانسار شده است. از طرف دیگر بر مبنای دماسنجی کلریت‌های ثانویه به نظر می‌رسد فرایند کلریتی شدن بیوتیت‌ها در کانسار مس پورفیری سرکوه از مقدار $295/2$ تا مقدار بیشینه $354/4$ درجه سانتی‌گراد متغیر باشد. همچنین فرایند کلریتی شدن بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته باعث افزایش میزان Fe^{2+} ، Fe^{3+} و MgO در طی روند شرایط ماگمایی به گرمایی در کلریت‌ها نسبت به بیوتیت‌های میزبانشان گردیده است.

کتابنگاری

- زراسوندی، ع.، رضایی، م.، پورکاسب، ه.، اسدی، س. و عظیم‌زاده، م.، ۱۳۹۶- شاخص‌سازی زون دگرسانی پتاسیک در کانسار مس پورفیری ایجو با استفاده از مینرال شیمی بیوتیت و کلریت، مجله پتروولوژی اصفهان، سال هشتم، شماره سی و دوم، زمستان ۱۳۹۶، ص. ۶۷-۸۶
- سخایی، ز.، داودیان، ع. و شبانان، ن.، ۱۳۹۴- همخوانی دماسنجی ماکل دگرشکل کلسیت در سنگ‌های آهکی و زمین-دماسنجی کلریت‌های توده‌ی گابرویی سرکوه، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و چهارم، شماره دوم، تابستان ۹۵، ص. ۳۲۱ تا ۳۴۲.
- علوی، س.، طبخ‌شعبانی، ا.، نیرومند، ش. و فرانچسکاچچه، ف.، ۱۳۹۳- ترکیب و زمین‌دماسنجی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در توده‌های گرانیتیوئیدی نقده و پسوه، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و دوم، شماره سوم، پاییز ۹۳، ص. ۳۹۳ تا ۴۰۴.

References

- Afshooni, S. Z., Mirnejad, H., Esmaily, D. and Haroni, H. A., 2013- Mineral chemistry of hydrothermal biotite from the Kahang porphyry copper deposit (NE Isfahan), Central Province of Iran. *Ore Geology Reviews*, v.54, p. 214- 232.
- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z. and Zhou, L., 2015- Temporal spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 70, 385- 406.

- Audetat, A., Pettke, T., Heinrich, C. A. and Bodnar, R., 2008- The composition of magmatic–hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. *Economic Geology*, 103: 877- 90.
- Ayati, F., Yavuz, F., Noghreyan, M., Haroni, H. A. and Yavuz, R., 2008- Chemical characteristics and composition of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arak, central province of Iran. *Mineralogy and Petrology*, 94(1): 107- 122.
- Beane, R. E., 1974- Biotite stability in the porphyry copper environment. *Economic Geology*, 69: 241- 256.
- Bettison, L. A. and Schiffman, P., 1988- Compositional and structural variations of phyllosilicates from the Point Sal ophiolite, California. *American Mineralogist*, 1988 Feb 1;73(1-2):62- 76.
- Boomeri, M., Nakashima, K. and Lentz, D. R., 2009- The Miduk porphyry Cu deposit, Kerman, Iran: a geochemical analysis of the potassic zone including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. *Journal of Geochemical Exploration*, 103: 17- 29.
- Boomeri, M., Nakashima, K. and Lentz, D. R., 2010- The Sar-Cheshmeh 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*, 38: 367- 381.
- Bowman, J. R., Parry, W. T., Kropp, W. P., Kruer, S. A., 1987- Chemical and isotopic evolution of hydrothermal solutions at Bingham, Utah. *EconGeol*, 82:395- 428.
- Cathelineau, M., 1988- Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23: 471- 485.
- Coulson, I. M., Dipple, G. M. and Raudsepp, M., 2001- Evolution of HF and HCl activity in magmatic volatiles of the gold- mineralized Emerald Lake pluton, Yukon Territory, Canada. *Mineralium Deposita*, 36: 594- 606.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- An introduction to the Rock forming minerals. 17th, Longman, London, 696 p
- Finch, A. A., Parsons, I. and Mingard, S. C., 1995- Biotite as indicators of fluorine fugacities in late-stage magmatic fluids: the Gardar province of south Greenland. *J. Petrol*, 36(6), 1701- 1728.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., and Thomson, J. A., 2005- The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90: 316- 328.
- Hey, M. H., 1954- A new review of the chlorites, *Mineralogical Magazine*, 30: 277- 292.
- Jacobs, D. C. and Parry, W. T., 1979- Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico. *Econ Geol*, 74:860- 887.
- Kaniran Consulting Company, 2008- Final report on geology and alteration of Sarkuh region in 1:5000, p.256.
- Lalonde, A. E. and Bernard, P., 1993- Composition and color of biotite from granites: two useful Properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogeny, Northwest Territories. *Canadian Mineralogist*, 31(1): 203- 217.
- Landtwing, M. R., Pettke, T., Halter, W. E., Heinrich, C. A., Redmond, P. B., Einaudi, M. T. and Kunze, K., 2005- Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic– hydrothermal fluids: the Bingham porphyry. *Earth and Planetary Science Letters* 235: 229- 243.
- Lanier, G., John, E. C., Swensen, A. J., Reid, J., Bard, C. E., Caddey, S. W. and Wilson, J. C., 1978- General geology of the Bingham mine, Bingham canyon, Utah. *Economic Geology*, 73(7), pp.1228- 1241.
- Loferski, P. J. and Ayuso, R. A., 1995- Petrography and mineral chemistry of the composite Deboullie pluton, northern Maine, U.S.A.: implications for the genesis of Cu–Mo mineralization. *Chem. Geol*, 123: 89- 105.
- Maydagan, L., Franchini, M., Impiccini, A. and Lentz, D. R., 2016- Phyllosilicates geochemistry and distribution in the Altar porphyry Cu- (Au) deposit, Andes Cordillera of San Juan, Argentina: Applications in exploration, geothermometry, and geometallurgy. *Journal of Geochemical Exploration*, v, 167, p. 83- 109.
- McInnes, B. I. A., Evans, N. J., Belousova, E. and Griffin, W. L., 2003- Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: Timing of mineralization and exhumation processes. *Science Research Report, Australia. CSIRO*, 41.
- McInnes, B. I. A., Evans, N. J., Fu, F. Q., Garwin, S., Belousova, E., Griffin, W. L., Bertens, A., Sukama, D., Permanadewi, S., Andrew, R. L. and Deckart, K., 2005- Thermal history analysis of selected Chilean, Indonesian, and Iranian porphyry Cu–Mo–Au deposits. In *Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective* (e.d. T.M. Porter), PGC publishing, Adelaide. pp. 1- 16.
- Mirnejad, H., Mathur, R., Hassanzadeh, J., Shafie, B. and Nourali, S., 2013- Linking Cu mineralization to host porphyry emplacement: Re-Os ages of molybdenites versus U-Pb ages of zircons and sulfur isotope compositions of pyrite and chalcopyrite from the Iju and Sarkuh Porphyry deposits in southeast Iran. *Economic Geology*, v, 108, p. 861- 870.
- Müller, D. and Groves, D. I., 2000- *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*. Springer, Berlin, 252 pp.
- Munoz, J. L. and Swenson, A., 1981- Chloride-hydroxyl exchange in biotite and estimation of relative HCl/HF activities in hydrothermal fluids. *Economic Geology*, 76: 2212- 2221.
- Munoz, J. L., 1984- F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1), pp.469- 493.
- Munoz, J. L., 1992- Calculation of HF and HCl fugacities from biotite compositions: revised equations. *Geological Society of American Abstract Programs*, 24: A221.

- Nachit, H., Ibhi, A. B., El Abia, H., El Hassan, A. and Ben Ohoud, M., 2005- Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites, and neofomed biotites. *Computer Research Geoscience*, 337: 1415- 1420.
- Nourali, S. and Mirnejad, H., 2012- Hydrothermal evolution of the Sar-Kuh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A fluid inclusion and sulfur isotope investigation. *Geopersia*, 2(2), 93- 107.
- Parneix, J. C., Beaufort, D., Dudoignon, P. and Meunier, A., 1985- Biotite chloritization process in hydrothermally altered granites. *Chemical Geology* 51: 89- 101.
- Parsapoor, A., Khalili, M., Tepley, F. and Maghami, F., 2015- Mineral chemistry and isotopic composition of magmatic, re-equilibrated and hydrothermal biotites from Darreh-Zar porphyry copper deposit, Kerman (Southeast of Iran). *Ore Geology Reviews*, 66: 200- 218.
- Richards, J. P., 2015- Introduction to special issue: Magmatic and metallogenic evolution of the Tethyan Orogen. *Ore Geology Reviews*, 70: 321- 322.
- Richards, J. P., 2016- Clues to hidden copper deposits. *Nature Geoscience*, 9, 1- 2.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012- High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology* 107: 295- 332.
- Seedorff, E., Dilles, J. H., Proffett, J. M., Einaudi, M. T., Zurcher, L., Stavast, W. J. A., Johnson, D. A. and Barton, M. D., 2005- Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology*, 100th anniversary volume, 29, pp.251- 298
- Selby, D. and Nesbitt, B. E., 2000- Chemical composition of biotite from Casino porphyry Cu–Au–Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. *Chemical Geology*, 171: 77- 93.
- Siahcheshme, K., Calagari, A. A., Abedini, A. and Lentz, D. R., 2012- Halogen signatures of biotites from the Maher-Abad porphyry copper deposit, Iran: characterization of volatiles in syn- to postmagmatic hydrothermal fluids. *International Geology Review*, 54(12): 1353–1368.
- Sillitoe, R. H., 2010- Porphyry copper systems. *Economic Geology*, v.105(1),p. 3- 41.
- Sun, W. D., Liang, H. Y., Ling, M. X., Zhan, M. Z., Ding, X., Zhang, H., Yang, X. Y., Li, Y. L., Ireland, T. R., Wei, Q. R. and Fan, W. M., 2013- The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 103: 263- 275.
- Teiber, H., Scharrer, M., Marks, M. A. W., Arzamastsev, A. A., Wenzel, T. and Markl, G., 2015- Equilibrium partitioning and subsequent re-distribution of halogens among apatite–biotite–amphibole assemblages from mantle-derived plutonic rocks: Complexities revealed. *Lithos*, 220: 221- 237.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H. J. and Trumbull, R. B., 1997- On Li-bearing micas: Estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61: 809- 834.
- Titley, S. R. and Beane, R. E., 1981- Porphyry copper deposits, Part I: Geologic settings, petrology and tectonogenesis. *Economic Geology*, v.75, p. 214- 269.
- Van Middelaar, W. T. and Keith, J. D., 1990- Mica chemistry as an indicator of oxygen and halogen fugacities in the Can Tung and other W-related granitoids in the North American Cordillera. *Geological Society of America, Special Paper* 246, pp.205- 220.
- Wang, R., Richards, J. P., Hou, Z., Yang, Z. and Dufrane, A., 2014- Increased magmatic water content the key to Oligo–Miocene porphyry Cu–Mo ± Au formation in the Eastern Gangdese Belt, Tibet. *Economic Geology*, 109: 1315- 1339.
- Wilkinson, J. J., Chang, Z., Cooke, D. R., Baker, M. J., Wilkinson, C. C., Inglis, S., Chen, H. and Gemmel, J. B., 2015- The chlorite proximator: A new tool for detecting porphyry ore deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 152, pp.10- 26.
- Willmore, C. C., Boudreau, A. E. and Kruger, F. J., 2000- The halogen geochemistry of the Bushveld Complex, Republic of South Africa: implications for chalcophile element distribution in the lower and critical zones. *Journal of Petrology*, 41 (10): 1517- 1539.
- Wones, D. R. and Eugster, H. P., 1965- Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, 50: 1228- 1272.
- Yavuz, F., 2003- Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: Part II – Applications using the computer program Mica+. *Computers and Geosciences*, 29(10): 1215- 1228
- Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005- Porphyry copper deposits of the Urumieh Dokhtar magmatic arc, Iran: Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective, v. 2, p. 441- 452.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J. G., Lentz, D. R., Azimzadeh, A. M. and Pourkaseb, H., 2015a- Geochemistry and fluid characteristics of the Dalli porphyry Cu–Au deposit, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 111: 175- 191.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J. G., Pourkaseb, H., Asadi, S., Saed, M. and Lentz, D. R., 2018- Metal endowment reflected in chemical composition of silicates and sulfides of mineralized porphyry copper systems, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Lentz, D., Adelpour, M. and Pourkaseb, H., 2015b- Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh–Dokhtar magmatic arc (UDMA), Iran. *Ore Geology Reviews*, 70: 407- 423.
- Zhang, W., Lentz, D. R., Thorne, K. G. and McFarlane, C., 2016- Geochemical characteristics of biotite from felsic intrusive rocks around the Sisson Brook W–Mo–Cu deposit, west-central New Brunswick: An indicator of halogen and oxygen fugacity of magmatic systems. *Ore Geology Reviews*, 77: 82- 96.
- Zhu, C. and Sverjensky, D. A., 1992- F–Cl–OH partitioning between biotite and apatite. *Geochimica. et Cosmochimica Acta*, 56: 3435- 3467.

Physicochemical attributes of potassic alteration zone in Sarkuh porphyry copper deposit; using biotite and chlorite chemistry

A. R. Zarasvandi^{1*}, F. Davoodian Ranjbar², M. Rezaei³, M. Tashi⁴ and H. Pourkaseb⁵

¹Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

²M. Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

⁴Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

⁵Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Received: 2018 February 05

Accepted: 2019 January 20

Abstract

Sarkuh porphyry copper deposit is located 180 km west of Kerman province, 6 km southwest of Sarcheshmeh porphyry copper mine in the northeast of Pariz city. Considering geological divisions, it is a part of Urumieh-Dokhtar magmatic arc. The exposed rocks in this area are mainly composed of volcanic units, tuffs, andesite and basaltic andesite. Also intrusive units include granite to granodiorite, and to a lesser extent quartz diorite rocks. Major alterations of the deposit include potassic, phyllic, argillic and propylitic, as well as intermediate alterations such as potassic - argillic and potassic - phyllic. The purpose of this research is to study the chemical features of biotite and chlorite in order to investigate the physicochemical attributes of porphyry system during magmatic to hydrothermal transition in the potassic alteration. Based on the temperatures of reequilibrated biotite, at the time of magmatic to hydrothermal transition, the temperature ranged from 343 to 397°C. Also high magnesium nature of biotites, and their plotting in the boundary of magnetite-hematite (HM) and nickel-nickel oxide (NNO) buffering lines, as well as presence of magnetite with hematite rims indicate pre-ventilation of the high oxygen fugacity during potassic alteration. In addition, scattered patterns of $\text{Log} (f\text{H}_2\text{O} / f\text{HF})$ and $\text{Log} (f\text{H}_2\text{O} / f\text{HCl})$ represent the gradual changes of hydrothermal fluids during potassic alteration. The results of this study show that the occurrence of chloritization (clinochlore composition) of biotite occurred during the thermal change from 295.2 to 354.4 °C. Also, chloritization of reequilibrated biotite lead to the increasing of Fe³⁺, Fe²⁺ and MgO in chlorite in comparison with host biotite.

Keywords: Biotite, Chlorite, Sarkuh porphyry copper deposit, Potassic alteration zone, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Kerman.

For Persian Version see pages 279 to 288

*Corresponding author: A. R. Zarasvandi; E-mail: zarasvandi_a@scu.ac.ir