

بازسازی شاخص‌های فیزیکوشیمیایی با استفاده از شیمی بیوتیت و کلریت در کانسار مس پورفیری کدر، کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان

مجید حیدری^۱، علیرضا زراسوندی^{۲،۳}، محسن رضایی^۳، عادل ساکی^۴ و سینا اسدی^۵

۱. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
۴. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
۵. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۴/۳۱

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۸/۱۵

چکیده

کانسار مس پورفیری کدر در ۱۴ کیلومتری جنوب باختر دهج در شمال شرق کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان واقع شده و با نفوذی‌های دیوریت تا کوارتزدیوریت مرتبط می‌باشد. با توجه به تأثیر مهم شاخص‌هایی نظیر فوگاسیته اکسیژن، محتوی هالوژنی و تغییرات دمایی توده آذرین در کانه‌زایی پورفیری، هدف از پژوهش حاضر، بررسی این شاخص‌های فیزیکوشیمیایی در توده ماگمایی و زون پتاسیک کانسار کدر با بهره‌گیری از شیمی بیوتیت و کلریت‌های حاصل از دگرسانی است. SiO_2 ، K_2O و TiO_2 در بیوتیت و Al_2O_3 در کلریت فراوانی بیشتری دارند. تهی‌شدگی SiO_2 و K_2O در کلریت، به دلیل تشکیل فلدسپارپتاسیم و تا حدودی آدولاریا در خلال تبدیل بیوتیت به کلریت است. شیمی بیوتیت، جایگاه تکنونیک کالک‌آلکان را برای پورفیری کدر نشان می‌دهد. برمبنای نمودار $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ در مقابل MgO ، توده نفوذی کدر دارای منشأ گوشته‌ای با اختلاط اندک مواد پوسته است. براساس نمودار $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ در مقابل Si ، کلریت‌های مطالعه شده در رده کلیونکلر قرار می‌گیرند. شرایط فوگاسیته اکسیژن در کانسار کدر، در محدوده HM و به میزان اندک NNO قرار دارد. دماسنجی بیوتیت و کلریت در پورفیری کدر به ترتیب کمینه و بیشینه ۵۱۶ تا ۶۸۰ درجه سانتی‌گراد و ۱۸۰/۱۹ تا ۳۶۹/۸۷ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. $\text{Log } f\text{H}_2\text{O}/f\text{HCl}$ و $\text{Log } f\text{H}_2\text{O}/f\text{HF}$ در بیوتیت‌های کانسار کدر به ترتیب ۴/۵۷-۵/۷۷ و ۴/۶۲-۴/۳۴ با میانگین ۴/۹۵ و ۴/۴۶ می‌باشد که مبین بالاتر بودن آب نسبت به محتوای هالوژنی است. نمودار XFe و XMg در مقابل XF/XOH و XCl/XOH نشان‌دهنده شرایط فوگاسیته یکسان Cl در کدر است. نهایتاً، براساس نتایج دماسنجی بیوتیت‌های ماگمایی (با میانگین ۶۱۱/۱ درجه سانتی‌گراد) می‌توان احتمال داد که غالب ماندن دمای بالا به همراه ثبات شرایط بالای فوگاسیته اکسیژن طی دگرسانی پتاسیک، از عوامل مؤثر در عیار نسبتاً پایین کانسار کدر می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: بیوتیت، کلریت، کانسار مس پورفیری کدر، کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان.

مقدمه

دختر به نام کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان قرار دارند (Hosseini et al., 2017). کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان در مرز غربی بلوک ایران مرکزی قرار گرفته و در ارتباط با نفوذی‌های کالک آلکالن ارومیه-دختر می‌باشد (Asadi et al., 2014). در این راستا، کانسار عیار پایین مس پورفیری کدر نیز از کانسارهای فرورانش-برخوردی مرتبط با واحدهای سنگی دیوریت تا کوارتزدیوریت با سن میوسن میانی-پایانی در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان به شمار می‌رود (Ghorbani and Ebrahimi, 2009) که مستلزم مطالعه و بررسی بیشتر است (شکل ۱). براساس (Wilkinson, 2013)، شاخص‌های فیزیکوشیمیایی نظیر فوگاسیته اکسیژن، محتوی فلزی و هالوژنی (به ویژه Cl و F)، محتوی سولفور و میزان آب ماگما از مهمترین عوامل مؤثر در کانه‌زایی پورفیری می‌باشند. با عنایت به حساسیت بالای بیوتیت به تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی نظیر محتوی آب، محتوی هالوژنی، دما، فوگاسیته اکسیژن و میزان گوگرد (Boomeri et al., 2009)، بهره‌گیری از شیمی بیوتیت ابزار مناسبی جهت بررسی و ارزیابی داده‌های پتروژنیک مربوط به شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما در خلال تبلور است (Albuquerque, 1973). برای نمونه مطالعه کانسار Dexing چین توسط Bao et al. (2016) نشان داد که بیوتیت‌های ماگمایی آنالیز شده در این کانسار، از بیوتیت‌های غنی از منیزیم بوده که از منظر شیمیایی شباهت بالایی با بیوتیت‌های پورفیری میدوک در ایران نشان می‌دهند. در مقابل بررسی محتوی هالوژن‌ها در کانسار Dexing نشان داد که میزان هالوژن‌ها در این پورفیری با کانسارهای مهم دنیا نظیر بینگهام و سرچشمه ایران متفاوت است و فلوتور در این کانسار از فراوانی کمتری برخوردار می‌باشد. مطالعه‌ای که توسط Parsapoor et al. (2015) در کانسار پورفیری دره زر انجام گرفت نیز نشان داد که آلومینیوم و پتاسیم در بیوتیت‌های هیدروترمال و تیتانیوم در بیوتیت‌های ماگمایی از فراوانی بالاتری برخوردار هستند. دماسنجی بیوتیت‌های ماگمایی در پورفیری

مهمترین ویژگی‌های کانسارهای مس به‌عنوان یکی از مهمترین منابع تولید مس در جهان را می‌توان شاخص‌هایی نظیر عیار پایین مس، مقادیر کمتر مولیبدن و طلا و دگرسانی‌های گسترده عنوان کرد (Reich et al., 2013). این کانسارها در نتیجه سردشدن سامانه‌های گرمایی مرتبط با نفوذی‌های کم‌عمق واقع در کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی تشکیل می‌شوند (Zarasvandi et al., 2005). سیالات که از ماگماهای اکسیدی مرتبط با فرورانش واقع در جایگاه‌های کمانی مشتق شده‌اند، مهمترین عامل تشکیل کانسارهای پورفیری هستند. لذا بیشترین کانه‌زایی مس پورفیری در حواشی قاره‌ای و جزایر کمانی روی می‌دهد (Sillitoe, 2010). اخیراً، تعدادی ذخایر مس پورفیری در مناطق پس از فرورانش و همچنین زون‌های برخوردی نیز کشف شده‌اند که از مهمترین آنها می‌توان به پورفیری جیاما^۱ (Cu-Mo-Au) با سن میوسن در تبت، کانسار مس-طلا گراسبرگ^۲ با سن پلیوسن در پاپوای اندونزی و مس پورفیری سرچشمه با سن میوسن در ایران اشاره داشت (Li et al., 2011). این کانسارها غالباً از منظر ماگمای مولد، نوع کانه‌زایی، دگرسانی و محتوی فلزی، مشابه دیگر انواع ذخایر پورفیری هستند؛ با این تفاوت که در چندین میلیون سال پس از فرورانش شکل گرفته‌اند (Wang et al., 2014). از نظر پراکنش جغرافیایی و در مقیاس جهانی، کانسارهای مس (مولیبدن-طلا) پورفیری عمدتاً در کمرندهای فلززایی اقیانوس آرام، تتیس-هیمالیا و آسیای مرکزی تشکیل شده‌اند (Sun et al., 2013). کمرند فلززایی تتیس-هیمالیا که در مزوزوئیک و سنوزوئیک تشکیل شده، ذخایر مهمی از مس پورفیری را دارا است (Li et al., 2011). در ایران نیز کمان ماگمایی سنوزوئیک ارومیه-دختر میزبان اصلی ذخایر پورفیری $Cu \pm Mo \pm Au$ است که در مجموع به‌عنوان کانسارهای مس پورفیری شناخته می‌شوند. تشکیل زون ارومیه-دختر در ارتباط با بسته شدن اقیانوس نتوتتیس است و در این بین نیز بخش عظیمی از ذخایر مس پورفیری کشف شده در ایران در بخش جنوبی کمان ماگمایی ارومیه

1. Jiama

2. Grasberg

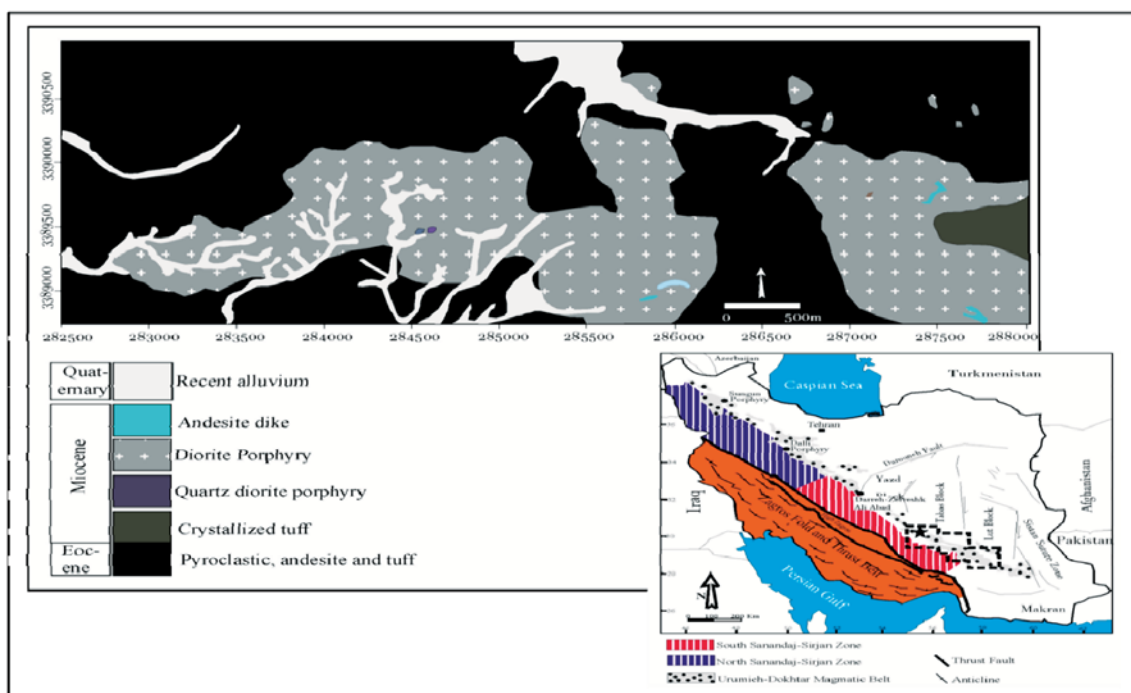
دوره‌زر، محدوده دمایی ۶۵۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان داد. به‌علاوه، (Maydagan et al., 2016) شیمی کلریت در کانسار Altar در بخش جنوبی آند مرکزی در کشور آرژانتین را مورد مطالعه قرارداد. براساس داده‌های گزارش شده، کلریت‌های این کانسار در رده کلینوکلر قرار گرفته و دماسنجی انجام شده براساس شیمی کلریت، محدوده دمایی کمتر از ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد را نشان داده است. همچنین بررسی شیمی بیوتیت در مجموعه‌های گرانیتوئیدی شمال شرق ترکیه توسط (Aydin et al., 2003) تایید کرد که گرانیتوئیدهای مطالعه شده در رده کالک آلکالن تا کالک آلکالن با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. بررسی شرایط اکسیژن براساس شیمی بیوتیت نیز فوگاسیته متوسط اکسیژن در هنگام تشکیل مجموعه‌های مذکور را تایید می‌نماید. به همین صورت، (Afshooni et al., 2013) با بهره‌گیری از مطالعه شیمی بیوتیت در کانسار کاهنگ در استان اصفهان نشان داد که ارتباط مستقیمی میان افزایش میزان منیزیم و افزایش فلزات هالوژنی Cl و F در زون پتاسیک وجود دارد. همچنین براساس داده فوگاسیته هالوژن‌ها در این کانسار، تشکیل بیوتیت در زون پتاسیک تحت تأثیر محلول‌های هیدروترمال با فوگاسیته هالوژنی ثابت روی داده است. افزون بر این، در پژوهشی که توسط (Ayati et al., 2008) براساس نسبت (fH_2O/fHF) و ($fH_2O/fHCl$) در بیوتیت‌های کانسار دالی انجام گرفت، تایید نمود که محلول‌های هیدروترمال مؤثر در تشکیل زون پتاسیک متفاوت از سیالات گرمایی تشکیل دهنده دگرسانی فیلک می‌باشند. همچنین دماسنجی انجام شده با استفاده از شیمی بیوتیت، میانگین دمایی ۴۳۱ درجه سانتی‌گراد را برای زون پتاسیک در پورفیری دالی نشان داد. با این تفاسیر، در پژوهش حاضر نیز افزون بر مطالعه شیمی بیوتیت‌های ماگمایی در کانسار کدر، از طریق بررسی شیمی کلریت، تغییرات زمین‌شیمیایی ناشی از تبدیل بیوتیت به کلریت نیز مورد ارزیابی قرار می‌گیرد.

زمین‌شناسی

تشکیل کمان ماگمایی ارومیه-دختر نتیجه فرورانش

در زون دگرسانی پتاسیک می‌توان بقایایی از کانی‌های اولیه را مشاهده نمود. در محدوده کدر، استوک‌ها و دایک‌های تاخیری در داخل توده اصلی و سنگ‌های ولکانیکی میزبان نفوذ نموده‌اند (شکل ۲-۲). این دایک‌ها و استوک‌ها دارای گسترش فراوان در محل رخنمون توده اصلی هستند و به لحاظ کانی‌شناسی تفاوتی با توده اصلی ندارند. همچنین این دایک‌ها و استوک‌ها فاقد دگرسانی شدید فیلیک و آرتزلیک هستند. به نظر می‌رسد که این دایک‌ها و استوک‌ها معادل‌های تاخیری توده نفوذی اصلی هستند. براساس مطالعات میکروسکوپی دایک‌ها و استوک‌ها، در سطح ترکیب آندزیتی دارند و به سمت عمق بافت آن‌ها درشت‌تر شده و به سمت کوارتز دیوریتی پورفیری متمایل می‌شود. بلورهای فنوکریست در آن‌ها عمدتاً پلاژیوکلاز و آمفیبول است که کمتر با بیوتیت و کوارتز همراه هستند (شکل ۲-۲، F و H).

کوارتز دیوریتی است ولی در بخش‌هایی به سمت دیوریت نیز متمایل می‌شود. این توده‌ها حاوی انواع دگرسانی‌های فیلیک، پتاسیک و آرتزلیک بوده که در سطح و مغزه‌های حفاری به‌واسطه حضور رگه و رگچه‌های فراوان سیلیسی به‌راحتی قابل شناسایی هستند. این رگه و رگچه‌های سیلیسی که به‌صورت استوک‌ورک دیده می‌شوند، در برخی موارد توسط دگرسانی فیلیک بعدی جایگزین شده‌اند. توده‌های فوق‌الذکر دارای بافت پورفیری و حاوی فنوکریست‌های فلدسپار و کانی‌های مافیک هستند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بخش عمده‌ای از این توده‌ها را تشکیل می‌دهند. علاوه بر این، کانی‌های مافیک بیوتیت و آمفیبول نیز به‌وفور در آن‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲-۲ C و D). در بخش‌های سطحی، توده‌های مذکور شدیداً دگرسان بوده و بافت و ساخت اولیه سنگ در اثر دگرسانی از بین رفته است ولی در گمانه‌های حفاری و



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده کانسار پورفیری کدر در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان (با تغییرات از اسدی، ۱۳۹۲)

و دگرسانی فیلیک نیز به میزان کمتر مشاهده می‌شوند (Ghorbani and Ebrahimi, 2009). دگرسانی پتاسیک تنها در بخش‌های عمیق گمانه‌های حفاری، رخنمون دارد. مگنتیت و پیریت، فراوان‌ترین کانه‌های موجود در رگچه‌های این دگرسانی هستند. کالکوپیریت بسیار اندک است و اغلب

در نهایت باید توجه داشت که کانه‌زایی به‌صورت رگچه‌ای در سنگ‌های میزبان پورفیری رخ داده است. اصلی‌ترین کانی‌ها شامل پیریت، بورنیت، کالکوپیریت، تتراهدریت، اسفالریت، کالکوسیت و جاروسیت می‌باشند. دگرسانی آرتزلیکی، رایج‌ترین دگرسانی است و کلریتی شدن

مشاهده است (۲-I). همچنین به منظور بررسی شیمی کلریت در کانسار پورفیری کدر، از کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت که به‌ویژه در بلا فصل بیوتیت‌های ثانویه (دگرسانی) تشکیل شده بودند، استفاده گردید. براساس تصاویر میکروسکوپی، کلریت‌های مورد مطالعه، ارتباط مکانی آشکاری با بیوتیت‌های ثانویه نشان می‌دهند (۲-K، J و L). این ارتباط مکانی واضح، تشکیل کلریت از بیوتیت‌های ثانویه را تأیید می‌نماید. لذا با اذعان به رخنمون دگرسانی پتاسیک در گمانه‌های عمقی حفر شده در کانسار مس پورفیری کدر، نمونه برداری از مغزه‌های حفاری اعماق ۲۹۹/۵ تا ۴۵۱ متری صورت پذیرفت. به منظور انجام آنالیز ریزکاو الکترونی (EMPA)، مقاطع دوبرصیقلی از نمونه‌ها تهیه شد. تهیه مقاطع دوبر صیقلی و آنالیز با دستگاه EMPA، در آزمایشگاه دانشگاه Montanuniversitaet شهر لئوبن کشور اتریش انجام شد. در این راستا پس از آماده‌سازی مقاطع و پس از ایجاد پوشش کربن بر روی مقاطع انتخابی، تعیین ترکیب شیمیایی بیوتیت و کلریت در ۲۲ نقطه آنالیزی توسط دستگاه EMPA مدل Jeol JXA 8200 صورت پذیرفت. آنالیز در شتاب‌دهنده ولتاژ ۱۵ kV و جریان ۱۰ nA انجام گرفت. از باریکه لیزر با قطر حدود ۱ μm با زمان شمار متغیر ۲۰-۱۰۰ ثانیه بهره گرفته شد. برای بررسی شیمی عناصر Mg و Al, Ti, Si, Ca, Na, K, F, Cl, Mn, Fe از استانداردهای آدولاریا، آتاکامیت، رودونیت، تیتانیت، فلئوریت، لابرادوریت، ولاستونیت و الیون استفاده شد. حد تشخیص به صورت %Wt و در نرم‌افزار نصب شده بر روی دستگاه ریزکاو الکترونی محاسبه می‌گردد. لازم به ذکر است که حد تشخیص برای عنصر Na ۰/۰۲٪ و برای F ۰/۲۵٪ است. این حدود برای Mg, Al, Si, Ca, K, Cl و ۰/۰۱٪ و نهایتاً برای Fe, Ti و Mn برابر ۰/۰۳٪ درصد وزنی می‌باشد.

بحث

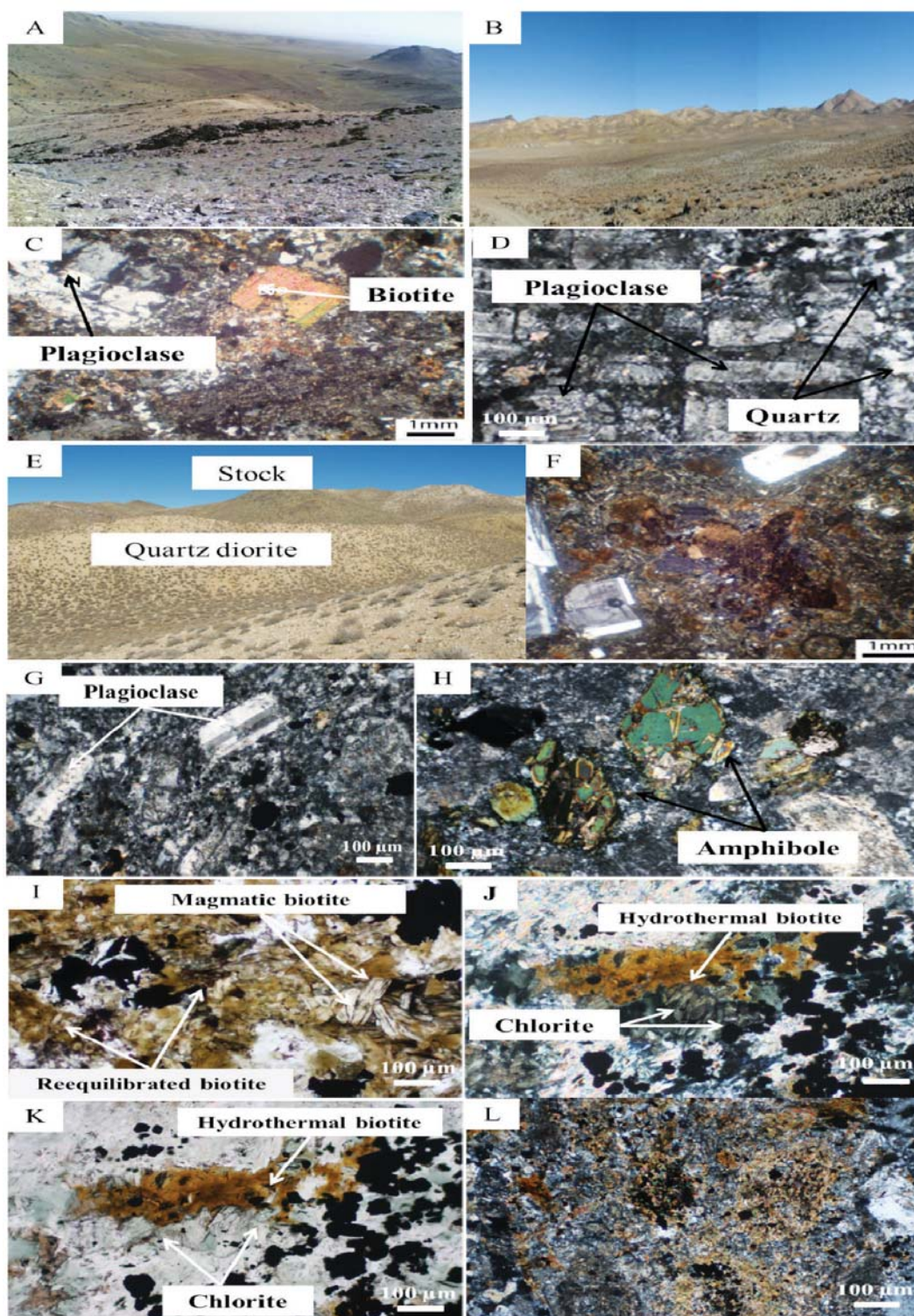
شیمی بیوتیت

شناخت منشأ و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما و سیالات هیدروترمال، اهمیت بسیاری در درک صحیح منشأ فرآیندهای کانه‌زایی دارد. لذا بررسی شیمی کانی‌هایی

به صورت پرشدگی در شکستگی‌های پیریت دیده می‌شود. توده پورفیری کدر، در دنباله شمال شرقی سکانس‌های آتشفشانی منطقه نفوذ کرده است. سنگ‌های آتشفشانی پیرامون توده پورفیری را غالباً آندزیت‌های کالک‌آلکالن با میزان پتاسیم پایین تشکیل می‌دهند. دگرسانی گسترده آرژلیکی با فراوانی غالب ترکیبات فلدسپاری قابل تشخیص است. ناحیه دگرسانی آرژلیکی به سمت غشای پیریتی گسترش یافته و متشکل از پیریت و به میزان کمتر کالکوپیریت و هماتیت (عموماً به صورت جایگزینی در مگنتیت) می‌باشد. آلبیت، فلدسپار غالب در بخش‌های مجاور دگرسانی آرژلیکی بوده؛ در حالیکه آندزین تا الیگوکلاز، ترکیب کانیایی غالب در مناطق دورتر از دگرسانی آرژلیکی و پیرامون غشای پیریتی به شمار می‌روند (Taghinejad, 2012).

روش مطالعه

با هماهنگی معاونت اکتشافات مجتمع مس سرچشمه، نمونه‌هایی مغزه‌های حفاری با تأکید بر دسترسی به نمونه‌هایی با کمترین دگرسانی به منظور یافتن بیوتیت‌های با حداقل دگرسانی در کانسار کدر برداشت شد. افزون بر این، با عنایت به لزوم بررسی شیمی بیوتیت و کلریت در مطالعه حاضر، برداشت نمونه‌ها از دگرسانی پتاسیک در اولویت قرار گرفت. شایان ذکر است که با توجه به هدف پژوهش حاضر مبنی بر بررسی شاخص‌های فیزیکوشیمیایی توده ماگمایی و دگرسانی پتاسیک؛ باید از شیمی بیوتیت‌های ماگمایی (اولیه و تعادل مجدداً یافته) که بیشترین وابستگی شیمیایی با ماگمای اولیه را در خود حفظ کرده و در عین حال تحت تأثیر کمترین دگرسانی‌های بعدی قرار گرفته‌اند، استفاده می‌شود. از جهت دیگر با عنایت به تشابه شرایط فیزیکوشیمیایی دگرسانی پتاسیک با توده اولیه در مقایسه با سایر دگرسانی‌های پورفیری و همچنین بیشترین وابستگی شیمیایی این دگرسانی با توده ماگمایی، احتمال یافتن بیوتیت‌های ماگمایی که دچار کمترین تغییر نسبت به ساختار اولیه خود شده‌اند، در محدوده دگرسانی پتاسیک بسیار بالاست. بیوتیت‌های ماگمایی با شکل مشخص لوحه‌ای و با رخ مشخص در نمونه‌های برداشت شده قابل



شکل ۲. A) رخنمون نهشته‌های ائوسن و B) توده‌های دیوریتی-کوارتز دیوریتی در کانسار کدر؛ بلورهای بیوتیت، C و D) پلاژیوکلاز و کوارتز در توده‌های دیوریتی-کوارتز دیوریتی کانسار کدر، E) استوک نفوذی در داخل توده اصلی کدر؛ F) بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت در یک زمینه دانه‌ریز در مقاطع تهیه شده از توده استوک؛ G و H) تصاویر بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در دایک‌های آندزیتی موجود در کانسار کدر؛ I و J) تصاویر میکروسکوپی بیوتیت‌های ماگمایی اولیه و تعادل مجدد یافته که برای بررسی شیمی بیوتیت مورد مطالعه قرار گرفتند؛ K) تصویر بیوتیت‌های دگرسان شده برداشت شده از کانسار کدر و همچنین کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت که برای مطالعه شیمی کلریت مورد آنالیز قرار گرفتند؛ L) نمایی کلی از بیوتیت‌های دگرسانی در کانسار پورفیری کدر

MgO با فوگاسیته اکسیژن و همچنین با عنایت به افزایش تبدیل Fe^{+2} به Fe^{+3} با افزایش فوگاسیته اکسیژن، لذا میزان بالای اکسید منیزیم و همچنین فراوانی نسبی Fe^{+3} در کانسار پورفیری کدر احتمال بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در پورفیری کدر را تقویت می‌کند (جدول ۱). CaO و Na_2O به ترتیب دامنه تغییرات $0.07-0.08$ و $0.08-0.18$ Wt.% را نشان می‌دهند. براساس نتایج حاصل از آنالیز ریزکاو الکترونی بیوتیت در کانسار مس پورفیری کدر، میزان K_2O قابل توجه و در بازه $9.17-0.18$ Wt.% می‌باشد. محتوی هالوژنی بیوتیت‌ها برای عناصر فلئور و کلر نیز به ترتیب $3.66-0.18$ و $0.14-0.02$ Wt.% است (شکل ۶-E و F). به‌علاوه، به‌منظور طبقه‌بندی میکاها، روش‌های مختلفی پیشنهاد گردیده که عموماً براساس میزان منیزیم و Fe^{+2} استوار هستند. برای نمونه در روش پیشنهادی (Deer et al., 1986)، مبنای اصلی تقسیم‌بندی میزان $Fe/(Fe+Mg)$ است؛ بدین‌صورت که میکاهای با نسبت بیش از 0.33 Wt.% در رده بیوتیت و میکاهای با نسبت کمتر از 0.33 Wt.% در رده فلوگوپیت قرار می‌گیرند. براساس طبقه‌بندی (Deer et al., 1986)، نمونه‌های مورد مطالعه کانسار مس پورفیری کدر به‌طرف قطب فلوگوپیت کشیدگی دارند (شکل A-۳).

به‌علاوه، بیوتیت‌ها را می‌توان براساس چهار فاز سیدروفیلیت، استونیت، آنیت و فلوگوپیت نیز طبقه‌بندی نمود که از این روش به‌صورت معمول برای طبقه‌بندی میکاهای تری اکتاهدرال استفاده می‌شود. در این روش که توسط Spear (1984) پیشنهاد گردید، از نمودار Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ ، استفاده می‌شود. بر مبنای طبقه‌بندی (Spear, 1984) که به فوگاسیته اکسیژن و فراوانی آلومینیوم ماگما به هنگام تبلور بیوتیت وابسته است (Spear, 1984)، نمونه‌های کانسار کدر تمایل به سمت فلوگوپیت را تأیید می‌کنند (شکل B-۳). (Tischendorf et al., 1997) نیز نمودار (Mg-Li) در مقابل $feal (Fe_{tot}+Mn+Ti)$ را برای تعیین نوع میکاها پیشنهاد داد. براساس این نمودار، نمونه‌های مس پورفیری کدر در رده بیوتیت‌های منیزی می‌قرار دارد (شکل C-۳). علاوه بر این، یکی از مهمترین روش‌های تعیین خاستگاه

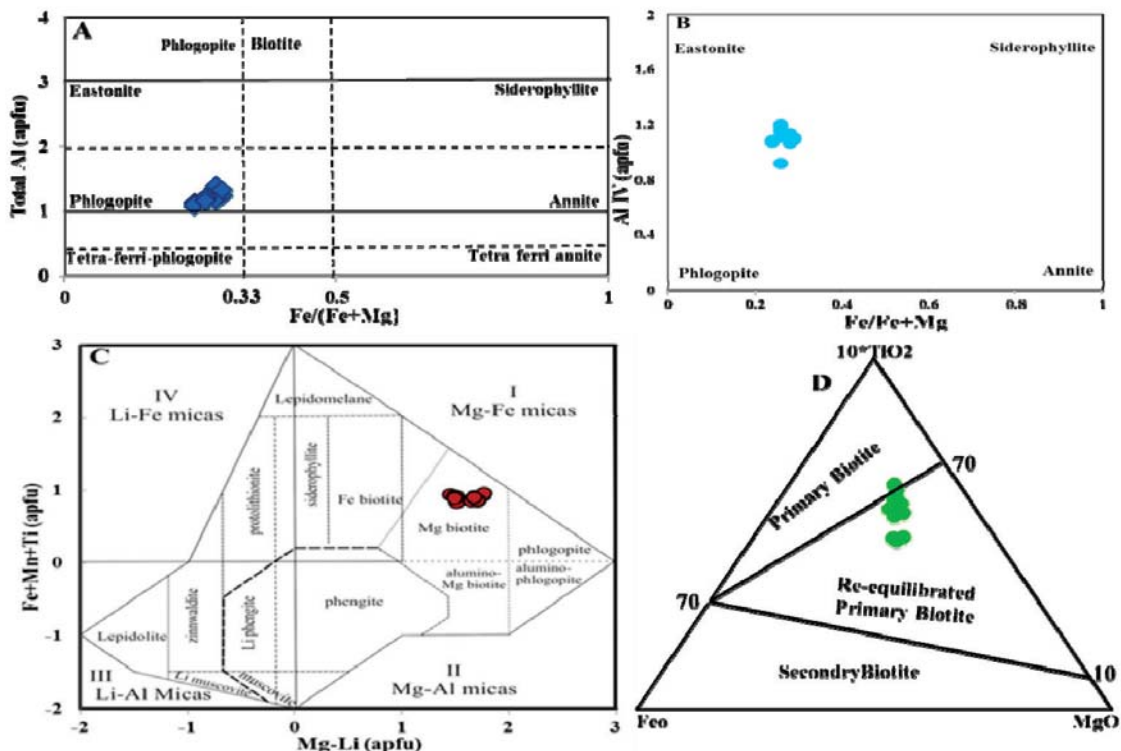
نظیر کوارتز، کلریت، بیوتیت و اپیدوت نقش مهمی در تعیین شاخص‌های فیزیکوشیمیایی ماگمای مولد و سیالات هیدروترمال ایفا می‌کنند (Walshe, 1986). بیوتیت از سیلیکاته‌های فرومنیزین هیدراته معمول در سنگ‌های درونی مافیک، حدواسط و فلسیک است. بیوتیت‌های آذرین بازه گسترده‌ای از شرایط تبلور و کانه‌زایی را پوشش داده و حساسیت بالایی به تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی نظیر فوگاسیته اکسیژن، دما، فشار و ترکیب شیمیایی ماگما نشان می‌دهند (Speer, 1984). از این‌رو شیمی بیوتیت، ابزار مناسبی جهت بررسی و ارزیابی داده‌های پتروژنیک مربوط به شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما در خلال تبلور بوده (Albuquerque, 1973) و از این طریق می‌توان طبیعت و تکتونیک محیط‌های میزبان ماگما را بررسی نمود (Aydin et al., 2003). در این راستا، داده‌های حاصل از آنالیز ریزکاو الکترونی بیوتیت و کلریت در کانسار مس پورفیری کدر در جدول ۱ و ۲ ارائه گردیده است. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد مطالعه با استفاده از نرم‌افزار $Mica^+$ و بر مبنای فرمول ساختاری بیوتیت و براساس ۲۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۱). داده‌های ارائه شده نشان می‌دهند که SiO_2 با فراوانی $37.91-41.21$ Wt.% بیشترین تمرکز را در بیوتیت‌های مس پورفیری کدر دارد (جدول ۱). بیشترین و کمترین فراوانی TiO_2 در بیوتیت‌های آنالیز شده نیز به ترتیب 4.87 و 2.48 Wt.% است. فراوانی Al_2O_3 نیز در بازه $16.33-12.46$ Wt.% قرار می‌گیرد. لازم به یادآوری است که در رابطه با آلومینیوم، Al^{VI} و Al^{IV} به ترتیب دارای میزان $1.18-0.91$ و $0.27-0.0$ هستند (جدول ۱). در رابطه با فراوانی اکسیدهای آهن و منیزیم در بیوتیت‌های برداشت شده از کانسار کدر باید عنوان نمود که FeO و MgO به ترتیب دارای میزان $10.57-12.43$ و $16.18-49.73$ Wt.% هستند. بررسی و تمیز فراوانی اشکال مختلف آهن در بیوتیت‌ها نشان می‌دهد که Fe^{+2} با میزان حداکثر $0.69-0.14$ Wt.% فراوانی غالب را دارا است. البته Fe^{+3} نیز با حداکثر میزان 0.53 Wt.% از فراوانی قابل توجهی در بیوتیت‌های پورفیری کدر برخوردار است. با توجه به ارتباط مستقیم افزایش میزان

جدول ۱. نتایج آنالیز ریزکاو الکترونی بیوتیت‌های کانسار مس پورفیری کدر

	K0-1	K0-2	K0-3	K0-4	K0-5	K0-6	K0-7	K0-8	K0-9	K0-10	K0-11	K0-12
SiO ₂	۴۰/۵۱	۴۱/۲۱	۳۹/۴۲	۳۸/۸۷	۴۰/۸۳	۴۱/۲۱	۴۰/۰۱	۴۱/۰۸	۳۷/۹۱	۴۰/۰۶	۳۹/۴۷	۳۹/۹۹
TiO ₂	۳/۵۲	۳/۶۷	۴/۴۷	۴/۰۷	۴/۶	۳/۳۹	۲/۴۸	۲/۶۱	۴/۸۷	۳/۸۱	۴/۰۵	۲/۵۷
Al ₂ O ₃	۱۳/۱۵	۱۴/۷۴	۱۳/۶۸	۱۳/۸۵	۱۴/۹۴	۱۳/۸۵	۱۶/۳۳	۱۳/۳۵	۱۳/۸۷	۱۲/۴۶	۱۳/۱۳	۱۵/۳۸
Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۳	۰	۰	۰	۰	۰/۰۳	۰/۰۲
FeO	۱۰/۷۵	۱۲/۴۳	۱۱/۰۷	۱۱/۶	۱۱/۴	۱۲/۰۶	۱۱/۴۴	۱۰/۹۶	۱۱/۳۸	۱۰/۵۷	۱۱/۰۱	۱۱/۹۸
MnO	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۳	۰/۴۱	۰/۲۸	۰/۳	۰/۲۲	۰/۳۳	۰/۴۱
MgO	۱۸/۷۳	۱۶/۹۱	۱۷/۹۷	۱۸/۴۵	۱۷/۲۴	۱۷/۳۷	۱۶/۸۲	۱۷/۷۵	۱۷/۹۸	۱۸/۲۸	۱۷/۷۸	۱۶/۴۹
CaO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۳	۰	۰/۰۲	۰/۰۴	۰	۰/۰۳
Na ₂ O	۰/۲	۰/۱۸	۰/۲۲	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۸	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۲۶
K ₂ O	۹/۱۷	۸/۹۸	۹/۱۷	۹/۰۵	۸/۷۸	۹/۰۵	۸/۸۵	۰/۸	۹/۰۵	۹/۰۷	۸/۷۸	۸/۷۴
F	۰/۴۴	۲/۶۵	۲/۲۱	۳/۳۱	۲/۳۷	۳/۶۶	۳/۴۲	۲/۴۳	۱/۶۷	۰/۶۱	۲/۵۴	۱/۸۷
Cl	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۸
Si	۲/۹۲	۲/۹۱	۲/۸۵	۲/۸۲	۲/۸۷	۲/۹۴	۲/۸۷	۳/۰۹	۲/۷۸	۲/۹۳	۲/۸۹	۲/۹
Al ^(IV)	۱/۰۸	۱/۰۹	۱/۱۵	۱/۱۸	۱/۱۳	۱/۰۶	۱/۱۳	۰/۹۱	۱/۲	۱/۰۷	۱/۱۱	۱/۱
Al ^(VI)	۰/۰۳	۰/۱۴	۰/۰۲	۰	۰/۱۱	۰/۱	۰/۲۵	۰/۲۷	۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۲۱
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ti	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۱۸	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۱۴
Fe ³⁺	۰/۲۷	۰/۱۸	۰/۳۸	۰/۴۷	۰/۲۸	۰/۱۵	۰/۰۶	۰	۰/۵۳	۰/۲۶	۰/۳۴	۰/۰۷
Fe ²⁺	۰/۳۸	۰/۵۶	۰/۲۹	۰/۲۳	۰/۳۹	۰/۵۷	۰/۶۳	۰/۶۹	۰/۱۴	۰/۳۹	۰/۳۳	۰/۶۶
Mn	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳
Mg	۲/۰۱	۱/۷۸	۱/۹۴	۱/۹۹	۱/۸۱	۱/۸۵	۱/۸	۱/۹۹	۱/۹۶	۲	۱/۹۴	۱/۷۸
Li	۰/۳	۰/۳۲	۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۳۴	۰/۲	۰/۲۹	۰/۲۶	۰/۲۸
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Na	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴
K	۰/۸۴	۰/۸۱	۰/۸۵	۰/۸۴	۰/۷۹	۰/۸۲	۰/۸۱	۰/۰۸	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۲	۰/۸۱
OH	۱/۸۸	۱/۳۹	۱/۴۷	۱/۲۲	۱/۴۵	۱/۱۵	۱/۲۱	۱/۴	۱/۵۹	۱/۸۴	۱/۳۹	۱/۵۵
F	۰/۱	۰/۵۹	۰/۵۱	۰/۷۶	۰/۵۳	۰/۸۳	۰/۷۸	۰/۵۸	۰/۳۹	۰/۱۴	۰/۵۹	۰/۴۳
Cl	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
mgli	۱/۷۱	۱/۴۶	۱/۶۸	۱/۷۶	۱/۵	۱/۵۲	۱/۵۲	۱/۶۵	۱/۷۷	۱/۷۱	۱/۶۸	۱/۵
Xph	۰/۶۳	۰/۵۶	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۵۷	۰/۵۸	۰/۵۷	۰/۵۸	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۶۲	۰/۵۶
Xan	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۲	۰/۲	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۲۱
Xpdo	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۲	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۱	۰/۲۴	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۱
Xmg	۰/۶۳	۰/۵۶	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۵۷	۰/۵۸	۰/۵۷	۰/۵۸	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۶۲	۰/۵۶
XFe	۰/۲۵	۰/۳۳	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۳	۰/۳۱	۰/۳۴	۰/۳۳	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۳۴
X(F)	۰/۰۵	۰/۳	۰/۲۵	۰/۳۸	۰/۲۶	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۲۹	۰/۱۹	۰/۰۷	۰/۲۹	۰/۲۱
X(Cl)	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
IV(F)	۲/۳۷	۱/۳۷	۱/۵۴	۱/۲۹	۱/۴۵	۱/۱۸	۱/۱۹	۱/۴۲	۱/۶۹	۲/۲۱	۱/۴۵	۱/۵۵
IV(Cl)	-۴/۳۲	-۴/۲۹	-۴/۴۱	-۴/۴۷	-۴/۳۲	-۴/۴۲	-۴/۲۴	-۴/۳۳	-۴/۳۹	-۴/۲۸	-۴/۳۵	-۴/۲۵
IV(F/Cl)	۶/۶۹	۵/۶۶	۵/۹۵	۵/۷۶	۵/۷۷	۵/۵۹	۵/۴۳	۵/۷۵	۶/۰۸	۶/۴۹	۵/۸	۵/۸۱
logXF/XCl	۰/۶۳	۱/۴۳	۱/۳۲	۱/۵۵	۱/۳۶	۱/۵۷	۱/۶۷	۱/۴۱	۱/۲۱	۰/۸۴	۱/۴۸	۱/۲۹
logXF/XOH	-۱/۲۸	-۰/۳۷	-۰/۴۶	-۰/۲۱	-۰/۴۴	-۰/۱۴	-۰/۱۹	-۰/۳۸	-۰/۶۱	-۱/۱۱	-۰/۳۷	-۰/۵۶
logXCl/XOH	۱/۹	-۱/۸	-۱/۷۹	-۱/۷۵	-۱/۷۹	-۱/۷۱	-۱/۸۶	-۱/۷۹	-۱/۸۳	-۱/۹۵	-۱/۸۵	-۱/۸۴
logf(H ₂ O)/f(HF)fluid	۵/۷۷	۴/۷۶	۴/۹۴	۴/۷	۴/۸۵	۴/۵۷	۴/۶	۴/۸	۵/۱	۵/۶۱	۴/۸۵	۴/۹۶
logf(H ₂ O)/f(HCl)fluid	۴/۵۷	۴/۴۱	۴/۴۴	۴/۴۲	۴/۴۲	۴/۳۴	۴/۴۹	۴/۴۲	۴/۴۹	۴/۶۲	۴/۵۱	۴/۴۶
logf(HF)/f(HCl)fluid	-۲/۱۲	-۱/۱۷	-۱/۴	-۱/۲	-۱/۲۷	-۱/۰۷	-۰/۹۴	-۱/۲۳	-۱/۵۳	-۱/۹۲	-۱/۲۴	-۱/۳۲
Temperature (Henry et al., 2005)	۶۲۴	۶۰۰	۶۶۱	۶۵۰	۶۳۱	۵۹۶	۵۱۶	۵۵۶	۶۸۰	۶۴۲	۶۴۷	۵۲۱

در مرز بین بیوتیت‌های ماگمایی اولیه و ماگمایی تعادل مجدد یافته قرار می‌گیرند (شکل ۳-D). همان‌گونه در بخش روش مطالعه نیز بیان شد، بررسی شاخص‌های فیزیکوشیمیایی توده پورفیری و همچنین دگرسانی پتاسیک در کانسار پورفیری کدر، نیازمند بررسی شیمی بیوتیت‌های ماگمایی (بیوتیت‌هایی که غالب ویژگی‌های اولیه خود را حفظ نموده‌اند) با کمترین دگرسانی می‌باشد. از اینرو با توجه به اینکه بیشترین احتمال وجود بیوتیت‌های ماگمایی در نمونه‌های سنگی متعلق به دگرسانی پتاسیک وجود دارند، لذا از نمونه‌های سنگی متعلق به محدوده این دگرسانی استفاده شده است. در نهایت بررسی و تعیین نوع بیوتیت‌های برداشت شده از نمونه‌های سنگی متعلق به محدوده دگرسانی پتاسیک، نشان داد که بیوتیت‌های مورد مطالعه در رده بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته (متعلق به گروه بیوتیت‌های ماگمایی) قرار می‌گیرند (شکل ۳-D).

بیوتیت در کانسارهای مس پورفیری، استفاده از نمودار آنیت، فلوگوپیت و اکسیانیت دارای نقصان پروتون، می‌باشد (Beane, 1974). همچنین میزان Al^{VI} یکی از شاخص‌های تشخیص بیوتیت‌های ماگمایی به شمار می‌رود. بدین صورت که بیوتیت‌های با خاستگاه ماگمایی دارای Al^{VI} کمتر از یک می‌باشند (Nachit et al., 2005). با توجه به جدول ۱، میزان Al^{VI} در تمامی بیوتیت‌های کدر کمتر از ۰/۳ بوده که مبین خاستگاه ماگمایی بیوتیت‌ها و حداقل دگرسانی در آنهاست. در نهایت، یکی از مهمترین روش‌های طبقه‌بندی بیوتیت براساس ترکیب شیمیایی، استفاده از نمودار سه‌تایی $MgO-10^*(TiO_2)-(FeO+MnO)$ می‌باشد که مبنای اصلی آن، استفاده از فراوانی چهار اکسید اصلی تیتان، آهن، منیزیم، و منگنز به منظور تعیین خاستگاه بیوتیت‌ها است (Nachit et al., 2005). براساس این روش، بیوتیت‌های کانسار مس پورفیری کدر



شکل ۳. A) نمودارهای $Fe/(Fe + Mg)$ در مقابل Al^{IV} (Spear et al., 1984) و Al^{VI} (Deer et al., 1992) جهت تقسیم‌بندی میکاها؛ C) تطابق ترکیب شیمیایی بیوتیت بر نمودار $(Mg-Li)$ در مقابل $(Fe_{tot} + Mg + Ti-Al^{VI})$ (Tischendorf et al., 1997) و D) خاستگاه بیوتیت‌های مورد مطالعه در کانسار کدر براساس نمودار $MgO-10^*(TiO_2)-(FeO+MnO)$ (Nachit et al., 2005)

بهبترین روش طبقه‌بندی در بیوتیت‌های آذرین محسوب می‌شود (Abdel-Rahman, 1994). در این راستا، رسم نمودارهای مختلف برای نمونه‌های پورفیری کدر نشان می‌دهد که جایگاه تکتونیکی و ماهیت ماگمایی این توده، در محدوده کالک آلکالن (C) قرار می‌گیرد (شکل ۴-A و B). با این تفسیر بیوتیت‌های کدر، ماهیت ماگمایی کالک آلکالن مرتبط با فرورانش و غنی از منیزیم را نشان می‌دهند. علاوه بر خاستگاه تکتونیکی، از شیمی بیوتیت‌ها می‌توان برای تعیین منشأ ماگمای مولد پورفیری نیز استفاده کرد. در این رابطه (Zhou, 1986) نمودار $FeO/FeO+MgO$ در مقابل MgO را به منظور تعیین منشأ ماگمای مادر در کانسارهای پورفیری ارائه کرد. براساس این روش، سه منشأ پوسته‌ای (C)، گوشته (M) و ماگمای حاصل از اختلاط ماگماهای گوشته‌ای-پوسته‌ای (MC)، نشان داده شده است. با توجه به نتایج حاصل از بررسی نمونه‌های بیوتیت کانسار پورفیری کدر در نمودار $FeO/FeO+MgO$ در مقابل MgO این احتمال تقویت می‌شود که ماگمای مادر این توده پورفیری دارای منشأ گوشته‌ای به همراه اختلاط اندکی از طبقات سنگی پوسته باشد (شکل ۴-C). از سوی دیگر با توجه به اعتقاد Richards (2014) مبنی بر وقوع کانه‌زایی مس مرتبط با جایگاه برخوردی در طی فرآیند تبلور ماگما در طبقات پایین پوسته و تأیید نقش اختلاط ماگمای گوشته‌ای با ماگماهای با پتاسیم بالای مشتق شده از پوسته در کانه‌زایی‌های پورفیری، لذا این احتمال نیز وجود دارد که توده اولیه پورفیری کدر نیز از ماگمای با ماهیت گوشته اختلاط یافته با مواد پوسته‌ای، نشأت گرفته باشد.

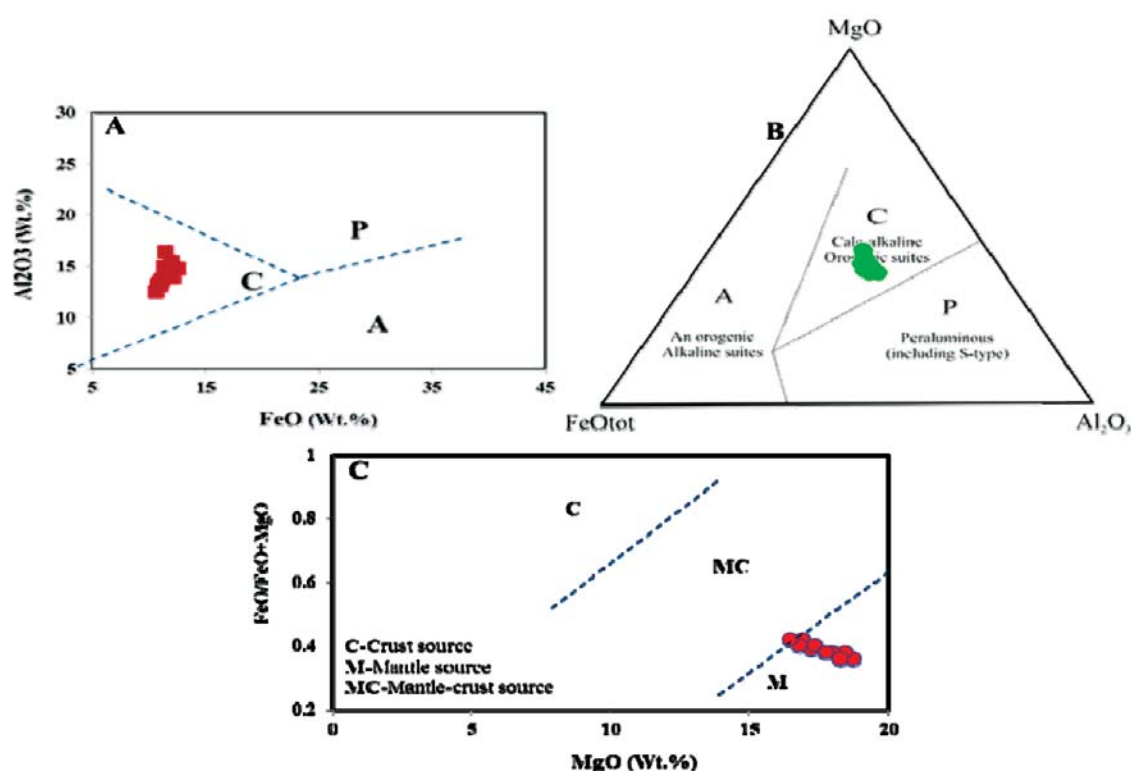
شیمی کلریت

در سامانه‌های گرمایی وابسته به کانسارهای مس پورفیری، زون‌های دگرسانی کلریتی و پروپیلیتیک با فاصله زیاد از توده نفوذی واقع شده‌اند. به‌طور معمول، دگرسانی پروپیلیتیک در مقایسه با زون دگرسانی کلریتی، در عمق بیشتر و فاصله نزدیک‌تری نسبت به توده ماگمایی اولیه قابل مشاهده است (Sillitoe, 2010). فرآیند کلریتی شدن بیوتیت‌ها (انواع ماگمایی و گرمایی) در سامانه‌های

البته پایین‌افتادگی نمونه‌ها به سمت محدوده بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته در نمودار $MgO-10^*(TiO_2)-(FeO+MnO)$ را می‌توان به دلیل کشیدگی جایگاه نمونه‌ها به سمت قطب منیزیم دانست که این نیز ناشی از میزان بالای منیزیم به دلیل فوگاسیته بالای اکسیژن در کانسارهای مس پورفیری از جمله کانسار کدر می‌باشد. براساس (Selby and Nesbitt, 2000) بیوتیت‌های ماگمایی به کانی‌های بیوتیتی اطلاق می‌شود که مستقیماً از ماگما تبلور یافته‌اند که به دو گروه بیوتیت‌های کمتر تغییر یافته و تغییر یافته تقسیم‌بندی می‌شوند (Selby and Nesbitt, 2000). از این‌رو بیوتیت‌های با تغییرات اندک، نظیر بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته را می‌توان در زمره بیوتیت‌های ماگمایی قرار داد. مطالعات میکروسکوپی نیز حداقل دگرسانی و حفظ خاستگاه ماگمایی در بیوتیت‌های مورد مطالعه در کانسار مس پورفیری کدر را تأیید می‌نماید (شکل ۲). تعیین جایگاه تکتونیکی و ماهیت ماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی نیز بر مبنای شیمی بیوتیت‌ها امکان‌پذیر می‌باشد (Parsapoor et al., 2015). روش‌های گوناگونی جهت تمیز خاستگاه تکتونوماگمایی توده مولد کانسارهای مس پورفیری ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به طبقه‌بندی (Nachit et al., 1985) اشاره کرد که براساس نسبت Al در مقابل Mg ، ماگمای مادر گرانیتوئیدها را در چهار محدوده پراآلمین، کالک آلکالن، ساب آلکالن و آلکالن تا پراآلمین تقسیم‌بندی می‌کند. از دیگر نمودار تعیین خاستگاه تکتونیکی، می‌توان به نمودار سه‌تایی $MgO-FeO-Al_2O_3$ (شکل ۴-B)، نمودار FeO در مقابل Al_2O_3 و MgO در مقابل Al_2O_3 اشاره کرد (Abdel-Rahman, 1994). در این روش طبقه‌بندی، گرانیتوئیدها در سه محدوده آلکالن (A) شاخص محیط‌های کشتی غیر کوهزایی، کالک آلکالن (C) شاخص جایگاه‌های کوهزایی مرتبط با فرورانش حاشیه قاره‌ای و پراآلمین (P) شاخص ذوب پوسته قاره‌ای کوهزایی برخوردی قرار می‌گیرند. در رابطه با تعیین خاستگاه تکتونیکی توده‌های پورفیری براساس شیمی بیوتیت، باید بدین مهم توجه داشت که FeO در مقابل Al_2O_3 ،

اتم اکسیژن محاسبه شد (جدول ۲). داده‌ها نشان می‌دهند که SiO_2 با فراوانی ۲۳/۰۴-۳۳/۹۹ Wt.% بیشترین تمرکز را در کلریت‌های حاصل دگرسانی بیوتیت در مس پورفیری کدر دارد (جدول ۱). بیشترین و کمترین فراوانی TiO_2 در کلریت‌های آنالیز شده به ترتیب ۰ و ۱/۴۶ Wt.% است. فراوانی Al_2O_3 نیز در بازه ۱۸/۸-۲۲/۶ Wt.% قرار می‌گیرد. لازم به ذکر است که در رابطه با آلومینیوم، Al^{VI} و Al^{IV} به ترتیب دارای میزان ۲/۶۸-۱/۵۵ و ۲/۳۸-۳/۵۸ Wt.% هستند (جدول ۲).

پورفیری همراه با تشکیل کانی‌های ثانویه از قبیل کلسیت، اپیدوت، اکسیدهای تیتانیوم، کانی‌های رسی و مسکویت روی می‌دهد (Parneix et al., 1985). می‌توان از شیمی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت، جهت تعیین تغییرات عنصری و شاخص‌های فیزیکوشیمیایی مؤثر در کانه‌زایی بهره گرفت (Aminroayaei Yamini et al., 2015). مطالعه حاضر نیز به منظور بررسی شیمی کلریت‌های کانسار مس پورفیری کدر، فرمول ساختاری کلریت‌های ثانویه شکل گرفته بر اثر فرایند کلریتی‌شدن بیوتیت، بر مبنای ۲۸



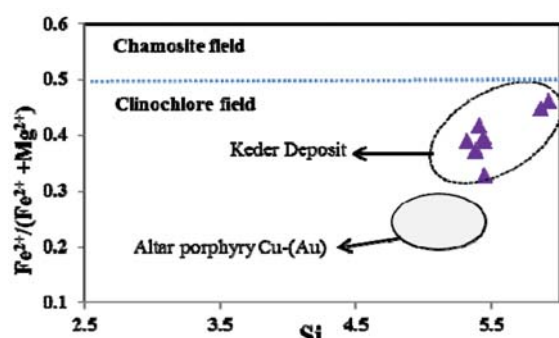
شکل ۴. A و B) تعیین جایگاه تکتونیکی توده نفوذی کدر براساس شیمی بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994؛ C) تعیین منشأ ماگمای مادر کانسار مس پورفیری کدر (Zhou, 1986)

در رابطه با فراوانی اکسیدهای آهن و منیزیم نیز مقادیر FeO و MgO به ترتیب ۲۰/۳۹-۱۱/۹۵ و ۲۱/۷۹-۸/۷۶ Wt.% می‌باشند. بررسی و تشخیص فراوانی اشکال مختلف آهن در کلریت‌ها نشان می‌دهد که Fe^{+2} و Fe^{+3} به ترتیب میزان ۱/۴-۳/۷۸ و ۱/۲۸-۰/۰۵ Wt.% را دارا هستند. Na_2O و CaO به ترتیب دامنه تغییرات ۰/۰۳-۰/۳۶ و ۰/۱-۰ Wt.% را نشان می‌دهند. براساس نتایج حاصل از آنالیز ریزکاو الکترونی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در کانسار کدر، میزان

در رابطه با فراوانی اکسیدهای آهن و منیزیم نیز مقادیر FeO و MgO به ترتیب ۲۰/۳۹-۱۱/۹۵ و ۲۱/۷۹-۸/۷۶ Wt.% می‌باشند. بررسی و تشخیص فراوانی اشکال مختلف آهن در کلریت‌ها نشان می‌دهد که Fe^{+2} و Fe^{+3} به ترتیب میزان ۱/۴-۳/۷۸ و ۱/۲۸-۰/۰۵ Wt.% را دارا هستند. Na_2O و CaO به ترتیب دامنه تغییرات ۰/۰۳-۰/۳۶ و ۰/۱-۰ Wt.% را نشان می‌دهند. براساس نتایج حاصل از آنالیز ریزکاو الکترونی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در کانسار کدر، میزان

جدول ۲. ترکیب شیمیایی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در کانسار مس پورفیری کدر

	Kc-1	Kc-2	Kc-3	Kc-4	Kc-5	Kc-6	Kc-7	Kc-8	Kc-9	Kc-10
SiO ₂	۲۷/۳۷	۳۳/۹۹	۲۹/۱۲	۲۹/۴۴	۳۰/۳۲	۲۶/۴۴	۲۶/۷۳	۲۶/۳۹	۲۷/۱۸	۲۶/۰۵
TiO ₂	۰/۱	۱/۴۶	۰/۷	۰/۴۲	۰/۰۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۰۰	۰/۱۸	۰/۱۴
Al ₂ O ₃	۲۰/۷	۲۱/۹	۱۹/۰۶	۱۸/۸۵	۲۰/۶۰	۲۱/۵۶	۲۱/۰۶	۲۱/۵۲	۲۲/۶۲	۲۱/۳۶
FeO	۱۵/۹	۸/۷۶	۱۸/۹۶	۱۹/۲۹	۱۷/۴۳	۱۸/۹۱	۱۹/۹۳	۲۰/۱۹	۱۷/۶۵	۲۱/۸۰
MnO	۰/۲۱	۰/۱۶	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۲۷	۰/۰۹	۰/۲۳	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۲۱
MgO	۲۰/۳۹	۱۱/۹۵	۱۵/۴۷	۱۴/۶۷	۱۵/۴۵	۱۸/۱۲	۱۸/۰۰	۱۸/۲۲	۱۸/۴۸	۱۷/۳۴
CaO	۰/۰۴	۰/۳۶	۰/۰۹	۰/۲۰	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۰۴	۰/۱۹	۰/۰۵
Na ₂ O	۰	۰/۱	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲
K ₂ O	۰/۰۱	۱/۵۴	۰/۲۱	۱/۰۵	۰/۹۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
F	۰/۸۷	۰	۰/۶۵	۰/۷۷	۰/۳۳	۰/۸۳	۰/۴۰	۰/۰۰	۰/۵۲	۰/۰۰
Cl	۰/۱	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Si	۵/۴۴	۶/۴۹	۵/۸۶	۵/۹۲	۶	۵/۳۱	۵/۴۴	۵/۴۴	۵/۳۸	۵/۴۰
Al ^{iv}	۲/۵۵	۱/۵۰	۲/۱۳	۲/۰۷	۱/۹۹	۲/۶۸	۲/۵۵	۲/۵۵	۲/۶۱	۲/۵۹
Al ^{vi}	۲/۳۸	۳/۵۸	۲/۴۷	۲/۵	۲/۸	۲/۵	۲/۵۳	۲/۶۹	۲/۷۳	۲/۶۴
Ti	۰/۰۱	۰/۲۱	۰/۱	۰/۰۶	۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۰	۰/۰۲	۰/۰۲
Fe ³⁺	۰/۳	۱/۲۱	۰/۵۷	۰/۵۱	۰/۵۴	۰/۲۸	۰/۱۹	۰/۰۷	۰/۳۰	۰/۰۵
Fe ²⁺	۲/۶۴	۱/۴	۳/۱۹	۳/۲۴	۲/۸۸	۳/۱۷	۳/۳۹	۳/۴۸	۲/۹۲	۳/۷۸
Mn	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
Mg	۶/۰۴	۳/۴	۴/۶۴	۴/۴	۴/۵۵	۵/۴۳	۵/۴۵	۵/۶	۵/۴۶	۵/۳۶
Ca	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۰۸	۰/۰۴	۰/۰۱
Na	۰	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۳	۰/۰۰۶	۰	۰/۰۱	۰/۰۱
K	۰/۰۰۵	۰/۷۵	۰/۱۱	۰/۵۳	۰/۴۵	۰/۰۰۸	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵
F	۱/۰۹	۰	۰/۸۲	۰/۹۸	۰/۴۱	۱/۰۵	۰/۵۱	۰	۰/۶۵	۰
Cl	۰/۰۶۷	۰/۰۵۵	۰/۰۶۱	۰/۰۲۴	۰/۰۲۹	۰/۰۱۴	۰/۰۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
OH [*]	۱۴/۸۳	۱۵/۹۴	۱۵/۱۱	۱۴/۹۹	۱۵/۵۵	۱۴/۹۲	۱۵/۴۸	۱۵/۹۸	۱۵/۳۳	۱۵/۹۸
Total	۳۵/۴۵	۳۴/۷۵	۳۵/۱۸	۳۵/۴۱	۳۵/۴۱	۳۵/۵۱	۳۵/۶۹	۳۵/۹۰	۳۵/۵۲	۳۵/۹۳
Fe/Fe+Mg	۰/۳۲	۰/۴۳	۰/۴۴	۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۳۸۸	۰/۳۷	۰/۴۱
T (°C)-Cathelineau (1988)	۳۴۹/۱	۱۸۰/۱	۲۸۲/۲	۲۷۲/۲	۲۵۹/۹	۳۶۹/۸	۳۵۰/۱	۳۴۹/۰۵	۳۵۹/۰	۳۵۵/۲



شکل ۵. نمودار $Fe_{2+}/(Fe_{2+} + Mg_{2+})$ در مقابل Si (محاسبه شده بر مبنای محتوای آنیون $(OH)_{16}O_{20}$ برای کلریت‌های حاصل دگرسانی در کانسار کدر و مقایسه با پورفیری Altar در آند مرکزی (Maydagan et al., 2016)

بر اساس نظریه (Maydagan et al., 2016) می‌توان از نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+})$ در مقابل Si برای تعیین نوع کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت‌ها در کدر بهره گرفت. بر اساس تطابق شیمی کلریت بر نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+})$ در مقابل Si، کلریت‌های مطالعه شده در رده کلینوکلر قرار می‌گیرد (شکل ۵). فراوانی Si در ترکیب کلریت‌های آنالیز شده در کانسار مس پورفیری کدر، از ۳۱-۴۹/۶ Wt.% متغیر می‌باشد. میزان $Fe/(Fe+Mg)$ نیز مقادیر ۰/۳۲-۰/۴۶ Wt.% را نشان می‌دهد.

شاخصه‌های ماگمایی-دگرسانی

براساس این نمودارها، محدوده‌های بافری هماتیت-مگنتیت (HM)، نیکل-نیکل اکسید (NNO) و فایالیت، مگنتیت، کوارتز (FMQ) جهت تخمین فوگاسیته اکسیژن تبیین می‌گردد که محدوده‌های HM و NNO فوگاسیته بالا و محدوده FMQ، فوگاسیته پایین اکسیژن را نشان می‌دهند. در این راستا، مطالعه شیمی بیوتیت در نمودار $Fe^{+3}-Fe^{+2}-Mg$ جهت تعیین شرایط فوگاسیته اکسیژن در کانسار کدر، نشان‌دهنده قرارگیری نمونه‌ها در محدوده HM و به میزان اندک NNO و مبین تشکیل ماگمای مادر این پورفیری در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن است (شکل ۶-A). در حقیقت این امر بیانگر فوگاسیته اکسیژن در طبیعت ماگما بوده و نشان‌دهنده وابستگی خاستگاه تکتونیکی این توده‌ها به کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش-برخورد است. علاوه براین، بیوتیت‌های مورد مطالعه دارای ترکیب فلوگوپیتی بوده که حاوی MgO بالایی هستند که به اعتقاد (Lalonde and Bernard, 1993) نشانگر ماهیت اکسیدان گرانیتوئیدهای نوع I در کانسار مس پورفیری کدر می‌باشد. البته افزایش میزان MgO در بیوتیت را علاوه بر ماهیت اکسیدان گرانیتوئیدها، می‌توان ناشی از عملکرد دگرسانی پتاسیک نیز دانست که موجب افزایش میزان منیزیم می‌گردد. از طرفی با توجه به نتایج حاصل از مطالعه (Aminroayaei Yamini et al., 2016)، این احتمال وجود دارد که رنگ سبز بیوتیت در گرانیتوئیدهای مرتبط با جایگاه کمانی، نشان‌دهنده میزان بالای منیزیم و Fe^{+3} ، کمبود آلومینیوم و درنهایت مبین وجود شرایط اکسیدی باشد. از فراوانی Al^{VI} می‌توان به منظور تعیین منشأ و سری‌های ماگمایی و تمیز میان گرانیتوئیدهای تیپ I و S استفاده نمود. بدین صورت که گرانیتوئیدهای تیپ I با بیوتیت‌های با میزان اندک ($0/144-0/224$) Al^{VI} و گرانیتوئیدهای تیپ S با فراوانی بالای ($0/353-0/561$) Al^{VI} مرتبط می‌باشند (Aminroayaei Yamini et al., 2016). از اینرو فراوانی Al^{VI} در بیوتیت‌های کدر، در بازه $0/27-0$ قرار دارد که نشان می‌دهد گرانیتوئیدهای کانسار مس پورفیری کدر، از گرانیتوئیدهای نوع I است؛ البته باید

تشکیل ذخایر عظیم مس پورفیری نیازمند تجمع مس از ماگمایی با حجم بالا یا وجود ماگمای مادری با غنی‌شدگی مس می‌باشد (Ulrich et al., 1999). Core et al., (2006). پیش‌نهاد می‌کند که نفوذی‌های مافیک به همراه تجمعات سولفیدی که حاوی مقادیر قابل توجهی مس بوده، در اثر ذوب و جایگیری در پوسته بالایی همراه با فوگاسیته بالای اکسیژن، منشأ اولیه ذخایر مس پورفیری را تشکیل می‌دهند. (Richard, 2014) نیز اعتقاد دارد که مهمترین منبع تشکیل ذخایر پورفیری مرتبط با فرورانش، لیتوسفر فرورانده تغییر شکل یافته است؛ زیرا مذاب‌های حاصل از طبقات سنگی هیدراته در دمای نسبتاً پایین در طی وقایع تکتونوماگمایی پایانی، قادر بوده‌اند که ظرفیت اکسیدی و فلزایی کمان ماگمایی اولیه را حفظ نمایند. لذا افزون بر جایگاه تکتونیکی، محتوی آب بالا، محتوی سولفور و فلز بالا، شرایط اکسیدی ماگما نیز از دیگر شرایط لازم و ضروری برای تشکیل ذخایر مس پورفیری می‌باشند (Wang et al., 2014). از اینرو است که بسیاری از کانسارهای مس پورفیری اکسیدی با گرانیتوئیدهای I سری مگنتیت و فوگاسیته بالای اکسیژن در ارتباط هستند. این گرانیتوئیدهای اکسیدی مانع تبلور پیرویت شده و موجبات تولید کانی‌های اکسیدی نظیر انیدریت اولیه و هماتیت را فراهم می‌آورند (Cao et al., 2014). البته رخنمون محدودی از پورفیری‌های کوچک احيایی نیز وجود دارند که دارای ماگمای مادر با فوگاسیته اکسیژن پایین می‌باشند. در این رابطه، به دلیل تأثیرپذیری و حساسیت بالای Ti به تغییرات در فوگاسیته اکسیژن، از فراوانی تیتان در بیوتیت کانسارهای مس پورفیری می‌توان به منظور تعیین شرایط اکسیدی ماگما و همچنین سیالات هیدروترمال استفاده نمود (Sun et al., 2013). از مهمترین روش‌های تعیین فوگاسیته اکسیژن بر مبنای شیمی بیوتیت می‌توان به نمودار سه‌گانه آنیت، فلوگوپیت و اکسیانیت دارای نقصان پروتون^۱ اشاره کرد (Wones and Egster, 1965). نمودار $Fe^{+3}-Fe^{+2}-Mg$ را نیز به منظور تخمین شرایط فوگاسیته در ماگمای مولد کانسارهای مس پورفیری ارائه نموده‌اند.

1. Proton-deficient-oxyannite

محدودیت‌هایی روبه‌رو است. از این‌رو به‌صورت معمول از روش پیشنهادی توسط (Cathelineau, 1988) برای دماسنجی کلریت‌ها بهره گرفته می‌شود. لذا در این مطالعه نیز به‌منظور دماسنجی دگرسانی‌های کلریتی از این روش استفاده گردید. قابل ذکر است که مبنای اصلی در روش (Cathelineau, 1988)، میزان Al^{IV} کلریت است که براساس ۱۴ اتم اکسیژن محاسبه و براساس رابطه ۲ انجام می‌شود. محاسبات دماسنجی برای کلریت‌های کانسار پورفیری کدر نشان داد که بازه دمایی کلریت‌های بررسی شده از ۱۸۰/۱۹ تا ۳۶۹/۸۷ درجه سانتی‌گراد متغیر می‌باشد. میانگین دمایی کلریت‌های حاصل دگرسانی بیوتیت‌های کدر نیز ۳۱۲/۷۱ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۲).

$$T = -61.92 + 321.98 * Al^{IV} \quad \text{رابطه ۲.}$$

بررسی تغییرات دمایی در خلال روند تبلور ماگما و تشکیل و گسترش دگرسانی‌های کلریتی موجود در بیوتیت در زون پتاسیک در کانسار مس پورفیری کدر تأیید می‌نماید که بیشینه دما در خلال تشکیل دگرسانی‌های کلریتی در زون پتاسیک کاهش آشکاری می‌یابد. بدین‌صورت که بیشینه دما از ۶۸۰ درجه سانتی‌گراد در بیوتیت‌ها به ۳۶۹/۸۷ درجه سانتی‌گراد در کلریت‌ها تنزل می‌یابد. میانگین دمایی محاسبه شده برای بیوتیت‌های کانسار پورفیری کدر نیز ۶۱۱/۱°C بوده که این شاخص در دگرسانی‌های کلریتی واقع در بیوتیت‌ها به ۳۱۲/۷۱ درجه سانتی‌گراد می‌رسد (شکل ۶-B). در ادامه نیز به‌منظور بررسی تغییرات محتوی عنصری در طی دگرسانی صورت پذیرفته، به‌ویژه در کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در زون پتاسیک، فراوانی عناصر در ترکیب بیوتیت‌ها و کلریت‌های مطالعه شده در کانسار کدر با یکدیگر مقایسه گردید (شکل ۷). SiO_2 را می‌توان فراوان‌ترین عنصر موجود در ترکیب بیوتیت و کلریت در کدر دانست؛ با این تفاوت که SiO_2 در بیوتیت‌ها با میانگین ۴۰/۰۴ Wt.% تمرکز بسیار بالاتری را نسبت به کلریت‌ها با فراوانی ۲۸/۳ Wt.% نشان می‌دهد (شکل ۷-A). اما مهم‌ترین تفاوت میان شیمی بیوتیت و کلریت‌های ناشی از دگرسانی بیوتیت را می‌توان افزایش میزان آلومینیوم در ترکیب کلریت برشمرده (Aminroayaei Yamini et al., 2016). افزایش آلومینیوم در کلریت‌های مورد مطالعه در کانسار کدر نیز صادق بوده

بدین نکته نیز توجه نمود که بالاتر بودن میزان Al^{VI} از حد ۰/۲۲ این احتمال را تقویت می‌کند که اختلاط اندک ماگمای مولد گرانیتوئیدهای کدر با طبقات پوسته‌ای اتفاق افتاده باشد. در همین راستا، همان‌طور که در شکل (۴-C) نیز آمده است، این احتمال وجود دارد که توده ماگمایی کانسار کدر، دارای منشأ گوشته‌ای با اختلاط اندکی از مواد پوسته‌ای باشد. از منظر دماسنجی نیز میزان Ti در بیوتیت حساسیت بالایی به تغییرات فوگاسیته اکسیژن و دما نشان می‌دهد و این شاخص، بهره‌گیری از شیمی بیوتیت به‌منظور تعیین دما در توده‌های آذرین و دگرگونی را ممکن ساخته است (Aminroayaei Yamini et al., 2016). به همین دلیل از بیوتیت‌ها برای دماسنجی سامانه‌های پورفیری نیز بهره گرفته می‌شود. لذا به‌منظور دماسنجی بیوتیت‌ها در کانسار مس پورفیری کدر نیز از روش (Henry et al., 2005) استفاده گردید (رابطه ۱). محدوده کالیبراسیونی این روش برابر $0.275-1/000 = X_{Mg} (a.p.f.u)$ ، $T = 800-480 \text{ } ^\circ\text{C}$ ، $Ti = 0.40-0.06$ و فشار ۴۰۰-۶۰۰ مگاپاسکال می‌باشد. همان‌طور که در جدول ۱ آورده شده است، دماسنجی بیوتیت‌های کدر، کمینه و بیشینه ۵۱۶ تا ۶۸۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. میانگین دمایی بیوتیت‌های مورد مطالعه در پورفیری کدر نیز ۶۱۱/۱ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۱). از این‌رو با توجه به اینکه در این مطالعه برای انجام محاسبات دماسنجی براساس رابطه (Henry et al., 2005). از شیمی بیوتیت‌های ماگمایی تعادل مجددیافته استفاده شده است، لذا محدوده دمایی تعیین شده نشان‌دهنده دمای حاکم بر محیط در مراحل انتهایی فاز ماگمایی توده پورفیری و همچنین دمای رخداد دگرسانی پتاسیک است.

$$T = \{[\ln(Ti)-a-c (X_{Mg})^3]/b\}^{0.333} \quad \text{رابطه ۱.}$$

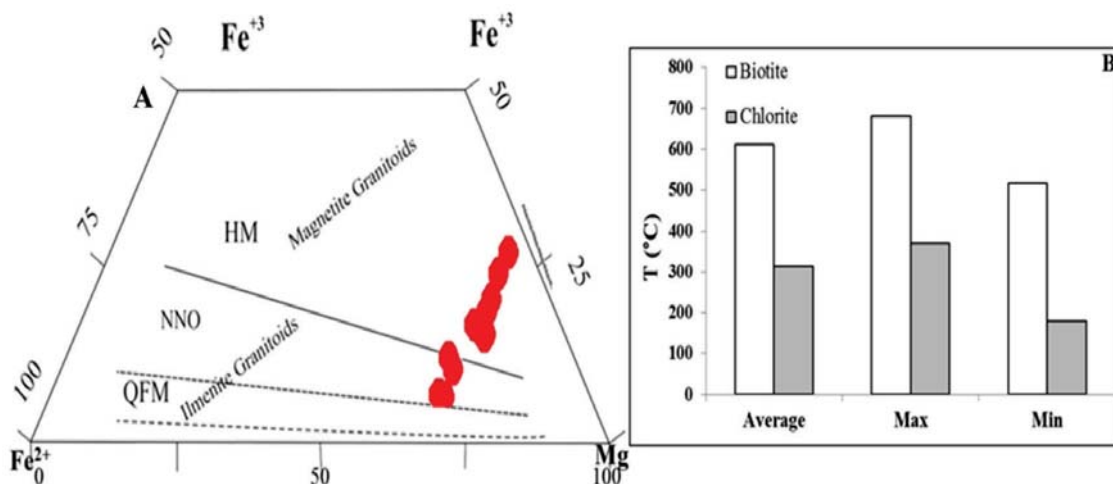
$$X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$$

$$a = -2.3594, b = 4.65e-9, c = -1.7283$$

در ادامه، دماسنجی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در کانسار مس پورفیری کدر نیز انجام پذیرفت. بهره‌گیری از روش‌های تجربی جهت دماسنجی در کلریت‌ها و تعیین دمای جایگزینی کلریت در بیوتیت، با

باهم نشان می‌دهند (شکل ۷-۷). افزایش منیزیم و آلومینیوم در ترکیب کلریت‌های حاصل از دگرسانی از شرایط مختلفی از جمله دما ناشی می‌گردد (Cathelineau, 1988). به علاوه، شرایط فوگاسیته اکسیژن نیز از جمله عواملی است که در هنگام دگرسانی بیوتیت، سبب جایگیری آهن با ظرفیت کاتیونی متغیر در کانی‌های آهنی شده و در طرف مقابل، منیزیم و آلومینیوم در ترکیب کلریت برجای می‌مانند که این امر موجبات غنی‌شدگی عناصر مذکور را فراهم می‌آورد.

و فراوانی Al_2O_3 در کلریت‌ها با میانگین ۲۰/۹ Wt.% از میانگین این اکسید (۱۴/۰۶ Wt.%) در بیوتیت‌ها بیشتر می‌باشد (شکل ۷-۸). کلریت‌های حاصل از دگرسانی بالای بیوتیت، معمولاً میزان منیزیم بالاتری نسبت به کلریت‌های مرتبط با بیوتیت‌های کمتر دگرسان شده نشان می‌دهند (Aminroayaei Yamini et al., 2016). میانگین تمرکز MgO در بیوتیت و کلریت در پورفیری کدر به ترتیب ۱۷/۶۴ Wt.% و ۱۶/۸۱ Wt.% بوده که قرابت بسیار بالایی را



شکل ۶. A) تعیین فوگاسیته اکسیژن در کانسار مس پورفیری کدر براساس شیمی بیوتیت (Wones and Egster, 1965); B) مقایسه دمای محاسبه شده براساس شیمی بیوتیت و کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در کانسار کدر

معمولاً فراوانی اندکی از Ti را نشان می‌دهد. در کانسار مس پورفیری کدر فراوانی TiO_2 در کلریت‌ها با میانگین ۰/۳ Wt.% بسیار کمتر از فراوانی این عنصر با میانگین ۳/۵۷ Wt.% در بیوتیت‌ها است (شکل ۷-۸). بررسی میزان تمرکز K_2O در بیوتیت‌ها و کلریت‌های حاصل دگرسانی، کاهش شدید فراوانی پتاسیم را در کلریت نشان می‌دهد. میانگین فراوانی K_2O در بیوتیت ۸/۳۹ Wt.% بوده درحالی‌که این عنصر در ترکیب کلریت‌های کدر، میانگین ۰/۳۷ Wt.% را به ثبت می‌رساند (شکل ۷-۹). کاهش بارز و تهی‌شدگی SiO_2 و K_2O در کلریت، به دلیل تشکیل فلدسپارهای پتاسیم در خلال تبدیل بیوتیت به کلریت است (Czamanske et al., 1981) البته با توجه به تشکیل کانی آدولاریا در خلال دگرسانی پتاسیک، تغییرات میزان SiO_2 و K_2O در کلریت را نیز می‌توان تا حدودی متأثر از این رخداد دانست. CaO ، Na_2O نیز به صورت ناخالصی در کلریت مشاهده

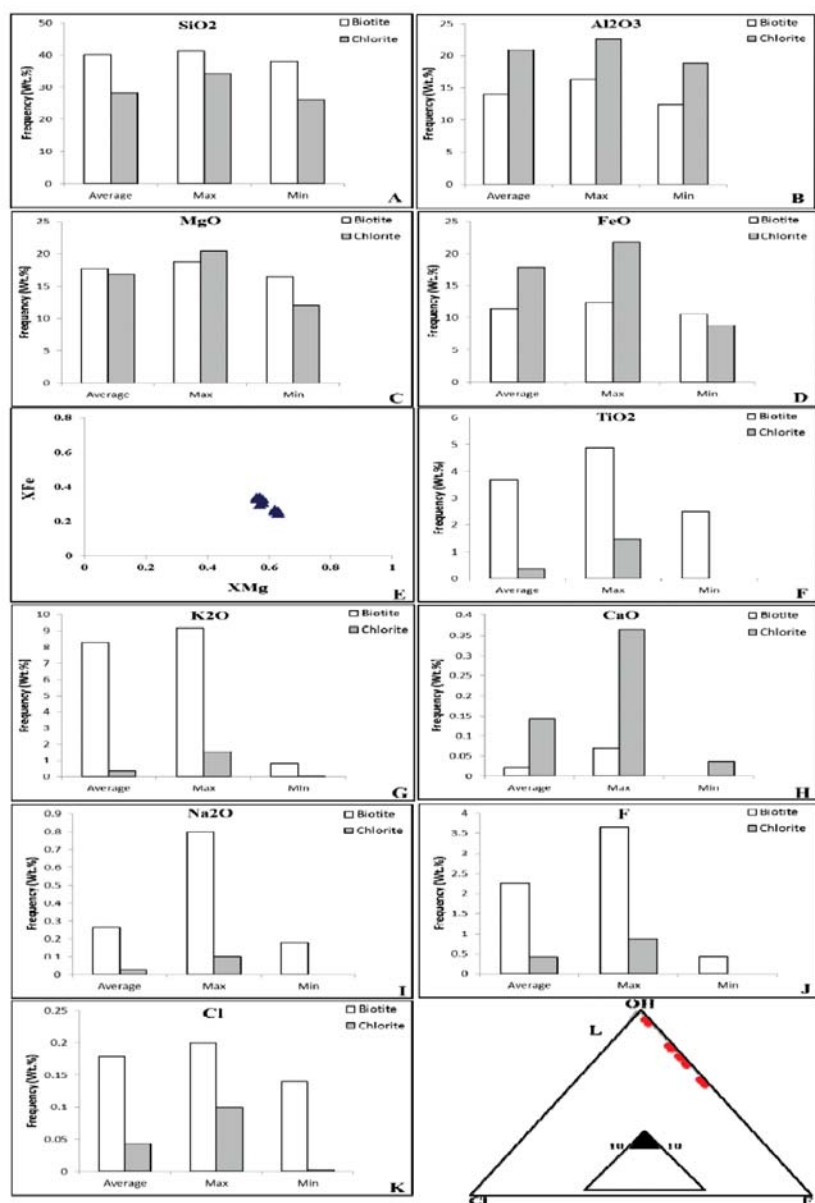
در بیوتیت‌ها و کلریت‌های آنالیز شده به ترتیب میانگین فراوانی ۱۷/۳۸ Wt.% و ۱۷/۸۸ Wt.% را داراست که نشان‌دهنده افزایش قابل توجه فراوانی این عنصر در طی دگرسانی بیوتیت و تشکیل کلریت است (شکل ۷-۹). به‌طور کلی میزان X_{Mg} در بیوتیت با افزایش فوگاسیته اکسیژن ماگما و یا سیالات افزایش پیدا می‌کند (Parsapoor et al., 2015). در این راستا بررسی میزان منیزیم و آهن در پورفیری کدر تأیید می‌کند که همبستگی منفی میان منیزیم و آهن وجود دارد (شکل ۷-۱۰). به عبارتی، همگام با افزایش میزان منیزیم در طی تشکیل کلریت حاصل از دگرسانی بیوتیت، میزان آهن کاهش می‌یابد. از طرفی با توجه به ارتباط مستقیم افزایش منیزیم و فوگاسیته اکسیژن (Parsapoor et al., 2015)، بالا بودن میزان منیزیم در بیوتیت‌های پورفیری کدر، شرایط اکسیدی را در توده ماگمایی این کانسار تأیید می‌کنند. کلریت

از اینرو در مطالعه حاضر نیز همبستگی منفی میان آهن و فلئوئور و در مقابل همبستگی مثبت میان منیزیم و فلئوئور نشان می‌دهد که در بیوتیت‌های کدر، رابطه مستقیمی میان افزایش منیزیم و محتوی F برقرار است (شکل ۸-۸). به‌علاوه، بررسی عرض از مبدا فلئوئور و کلر IV(F) و IV(Cl) و نسبت فلئوئور به کلر IV(F/Cl) که برای بیان درجه غنی‌شدگی F و Cl در میکاها به‌صورت کمی به کار می‌روند (Munoz, 1984)، از معیارهای مهم در رده‌بندی توده‌ها و همچنین تشخیص و تمیز سامانه‌های پورفیری کانه‌زا و عقیم است (Boomeri et al., 2009). IV(F/Cl) وابسته به دما نبوده و با فلوگاسیته HCl و HF در ماگما و سیالات مرتبط است (Yavuz, 1997). در این راستا و براساس (Munoz, 1984). رسم نمودار IV(F) در مقابل IV(F/Cl)، فراوانی بسیار بالاتر فلئوئور نسبت به کلر را در بیوتیت‌های پورفیری کدر نشان می‌دهد. همچنین این بررسی قرارگیری کانسار کدر در رده توده‌های مس پورفیری را تأیید می‌کند (شکل ۸-۸). در ادامه نیز، با توجه به اهمیت فلوگاسیته هالوژن‌ها در بازسازی شاخص‌های مؤثر بر کانه‌زایی و همچنین روند تغییرات محتوی هالوژنی در سامانه‌های کانه‌زایی ماگمایی و هیدروترمال $\log(f_{HF})$ (Selby and Nesbitt, 2000) و $\log(f_{HCl}/f_{H_2O})$ در کانسار کدر نیز مطالعه گردید. لگاریتم نسبت‌های f_{H_2O}/f_{HCl} و f_{H_2O}/f_{HF} در کانسار کدر به ترتیب ۴/۵۷-۵/۷۷ و ۴/۶۲-۴/۳۴ می‌باشد. میانگین f_{H_2O}/f_{HCl} و f_{H_2O}/f_{HF} نیز به ترتیب ۴/۹۵ و ۴/۴۶ است (جدول ۱) که در هر دو بیشتر از یک است و مبین این موضوع می‌باشد که محتوی آب سیالات اولیه نسبت به محتوی هالوژنی دارای غنی‌شدگی بیشتری است (Zhang et al., 2016). همچنین نسبت f_{HF}/f_{HCl} در بیوتیت‌های کدر دارای محدوده تغییرات ۰/۹۴- تا ۲/۱۲- و میانگین ۱/۳۶- است (جدول ۱).

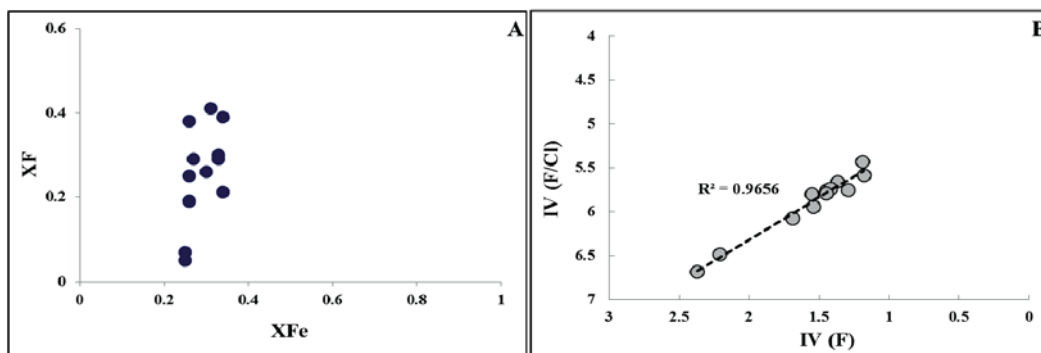
محتوی هالوژنی در ماگما و سیالات هیدروترمال را می‌توان از شاخص‌های مهم در انتقال فلزات برشمرده که انتقال غالب مس به‌صورت کمپلکس‌های کلریدی از این جمله است. برای نمونه، نتایج حاصل از بررسی‌های

می‌شوند. این عناصر گاهی به‌صورت کاتیون‌های بین لایه‌ای در کلریت جای می‌گیرند (Czamanske et al., 1981). CaO به ترتیب با میانگین فراوانی ۰/۰۲ Wt.% و ۰/۱۴ Wt.% در بیوتیت و کلریت، فراوانی بالاتری را در کلریت‌ها نشان می‌دهد (شکل ۷-۸)؛ درحالی‌که Na_2O در بیوتیت‌ها با میانگین ۰/۲ Wt.% تمرکز بالاتری نسبت به کلریت‌ها با میانگین ۰/۰۲ Wt.% دارد (شکل ۷-۱). در ادامه نیز شیمی کلریت‌ها در کانسار مس پورفیری کدر با سایر توده‌های نفوذی در دنیا نظیر توده پورفیری آلتار^۱ در جنوب آند مرکزی (Maydagan et al., 2016) مقایسه گردید. مقایسه کلریت‌های دو توده پورفیری که بر مبنای فراوانی Si ، Fe^{+2} و Mg صورت پذیرفت، نشان داد که کلریت‌های مورد مطالعه در کانسار کدر به مانند کلریت‌های بررسی شده در کانسار آلتار از نوع کلینوکلر هستند (شکل ۵). افزون بر این، به‌طور خاص محتوی هالوژنی (F و Cl) بیوتیت می‌تواند جهت بررسی شاخص‌های ماگمایی و سیالات هیدروترمالی مرتبط با آن به کار رود (Siahcheshme et al., 2012). هالوژن‌ها به‌ویژه عناصر فرار فلئوئور و کلر نقش مهمی در سامانه کانه‌زایی ماگمایی و هیدروترمالی دارند. از اینرو بررسی تغییرات F-Cl-OH در بیوتیت، جزئیات بیشتری را از شیمی ماگمای اولیه و سیالات هیدروترمالی در اختیار محققین قرار می‌دهد. مقایسه محتوی هالوژنی بیوتیت‌های کانسار پورفیری کدر با کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در این کانسار نشان از کاهش شدید F و Cl در کلریت نسبت به بیوتیت دارد (شکل ۷-۷ و ۷-۸). در این رابطه، بررسی روند جانمایی Cl، F و OH در ساختار بیوتیت‌های کانسار مس پورفیری کدر، نشان از همبستگی منفی بین محتوی فلئوئور در بیوتیت‌ها با OH دارد. در مقابل، میزان Cl در پورفیری کدر همبستگی خاصی با OH نشان نمی‌دهد (شکل ۷-۸). همبستگی منفی شدید بین فلئوئور و OH در پورفیری مورد مطالعه، مبین جایگیری آسان‌تر و سازگاری بیشتر فلئوئور در ساختار بیوتیت می‌باشد. همچنین با اذعان به اصل همبستگی منفی میان آهن و فلئوئور (اصل طرد فلئوئور-آهن)، به‌طور معمول، بیوتیت‌های با میزان Mg بالا، محتوی فلئوئور بیشتری نیز نشان خواهند داد (Monuz, 1984).

1. Altar



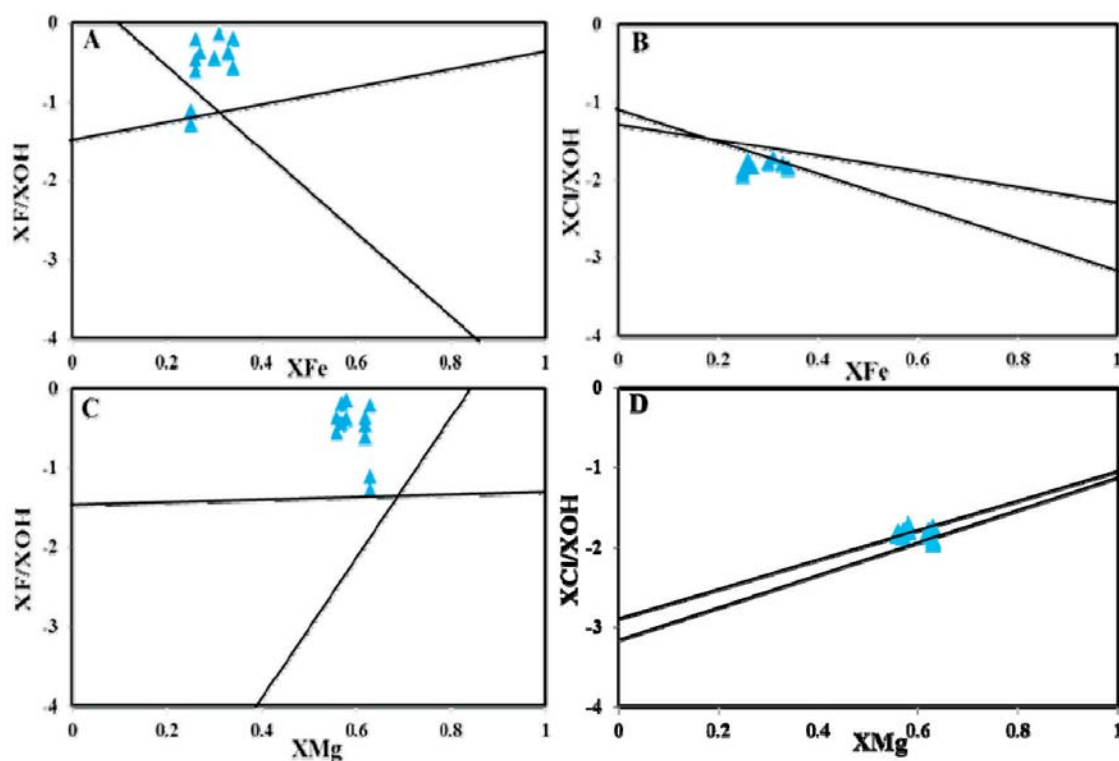
شکل ۷. A-K) تغییرات زمین‌شیمیایی عناصر در بیوتیت و کلریت‌های حاصل از دگرسانی؛ L) تغییرات محتوی هالوژنی در کانسار مس پورفیری کدر در نمودار OH-Cl-F



شکل ۸. A) بررسی شیمی بیوتیت‌های کدر در XFe در مقابل XF و B) نمودار IV(F) در مقابل IV(F/Cl)

فلوئور در توده ماگمایی و همچنین در طی رخداد دگرسانی پتاسیک را تقویت می‌کند. در مقابل بررسی پراکنش Cl در بیوتیت‌های کدر بر روی نمودار XFe در مقابل XCl/XOH نشان داد که محتوی کلر در پورفیری کدر، از روند مشابهی با خطوط نمودار پیروی می‌کند که این امر مبین این موضوع است که بیوتیت‌های کانسار کدر تحت شرایط فوگاسیته کلر یکسان شکل گرفته‌اند (شکل ۹-A و B). بررسی فوگاسیته محتوی هالوژنی مس پورفیری کدر در نمودار XMg در مقابل XCl/XOH و XF/XOH نیز نتایج فوق مبنی بر روند ثبات محتوی Cl و عدم ثبات تغییرات محتوی F در سامانه پورفیری کدر را تأیید نمود (شکل ۹-C و D). با عنایت به همبستگی منفی فلوئور و آهن (Monuz, 1984). افزایش نسبی F در پورفیری کدر را می‌توان به غنی‌شدگی این سامانه پورفیری از منیزیم نسبت داد.

Zhu and Sverjensky, 1992 نشان داد که بیوتیت‌هایی که تحت شرایط فشار، حرارت و ترکیب سیال مشابهی تشکیل می‌شوند، بر روی دیاگرام $\log(XCl/XOH)/XMg$ و $\log(XF/XOH)/XFe$ پراکندگی همسان و مشابهی را با روندهای خطی موجود در نمودارها نشان می‌دهند. در همین راستا پراکنش محتوی هالوژنی (Cl و F) در بیوتیت‌های کانسار کدر بر روی نمودارهای $\log(XCl/XOH)/XMg$ و $\log(XF/XOH)/XFe$ مطالعه گردید. بررسی‌های انجام شده در نمودار XFe در مقابل XF/XOH نشان داد که پراکنش فلوئور در نمونه‌های بیوتیت کانسار کدر، با خطوط نمودار مربوطه، روند همسانی را نداشته که این امر نشان‌دهنده عدم وجود روند یکسان در میزان F در مراحل مختلف تشکیل کانسار کدر است. به بیان بهتر عدم مشابهت روند F با خطوط نمودار، احتمال دخالت سیالات دارای مقادیر مختلف



شکل ۹. A و B) نمودار XFe در مقابل $\log(XF/XOH)$ و $\log(XCl/XOH)$. C و D) نمودار XMg در مقابل $\log(XF/XOH)$ و $\log(XCl/XOH)$

حاکم بودن شرایط اکسیژن بالای محیط به‌منظور حفظ گوگرد موجود در سامانه ماگمایی پورفیری الزامی است، اما تغییر شرایط از اکسیدی به احیائی، از الزامات مهم جهت رخداد کانه‌زایی سولفیدی قابل توجه در دگرسانی پتاسیک (به‌خصوص

در رابطه با بررسی شاخص‌های مؤثر بر کانه‌زایی در کانسار پورفیری کدر، مطالعه شرایط فوگاسیته اکسیژن در کانسار کدر، نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن در توده ماگمایی است (شکل ۶-A). اما باید بدین مهم توجه داشت که اگرچه

مادر این پورفیری در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن است. همچنین، دماسنجی بیوتیت‌های کدر، کمینه و بیشینه ۵۱۶ تا ۶۸۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. میانگین دمایی بیوتیت‌های مورد مطالعه در پورفیری کدر نیز ۶۱۱/۱ درجه سانتی‌گراد است. محاسبات دماسنجی برای کلریت‌های کانسار پورفیری کدر نیز بازه دمایی ۱۸۰/۱۹ تا ۳۶۹/۸۷ درجه سانتی‌گراد و میانگین ۳۱۲/۷۱ درجه سانتی‌گراد را نشان داد. از منظر فراوانی هالوژن‌ها نیز رسم نمودار IV(F) در مقابل IV(F/Cl)، فراوانی بسیار بالاتر فلئور نسبت به کلر را در بیوتیت‌های پورفیری کدر نشان می‌دهد. همبستگی منفی میان XFe و فلئور و در مقابل همبستگی مثبت میان منیزیم و فلئور نشان می‌دهد که در بیوتیت‌های کدر، رابطه مستقیمی میان افزایش منیزیم و محتوی فلئور برقرار است. بررسی نسبت فوگاسیته‌های هالوژنی و میزان آب در بیوتیت‌های پورفیری کدر تأیید نمود که محتوای آب سیالات اولیه نسبت به محتوای هالوژنی، دارای غنی‌شدگی بیشتری است. همچنین مطالعه فوگاسیته فلئور و بیوتیت نشان‌دهنده عدم وجود روند یکسان در میزان غنی‌شدگی فلئور در مراحل مختلف تشکیل کانسار کدر و احتمال دخالت سیالات دارای مقادیر مختلف فلئور در توده ماگمایی و همچنین در طی رخداد دگرسانی پتاسیک است. در مقابل بررسی محتوای کلر در پورفیری کدر مبین این موضوع است که بیوتیت‌های کانسار کدر تحت شرایط فوگاسیته کلر یکسان شکل گرفته‌اند. در نهایت ثبات تقریبی فوگاسیته بالای اکسیژن و همچنین غالب ماندن دمای بالا طی دگرسانی پتاسیک کانسار کدر را می‌توان از عوامل احتمالی مؤثر در عیار نسبتاً پایین این کانسار برشمرد.

منابع

- اسدی، س.، ۱۳۹۲. ژئوشیمی توده‌های پورفیری کانه‌زا و عقیم در کمپلکس مس شهر بابک، کمر بند ولکانوپلوتونیک ارومیه دختر. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شیراز، ۲۸۳.

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 2, 525-541.

مراحل انتهایی) است. به همین دلیل کانه‌زایی را می‌توان تا حد زیادی به تغییر شرایط فوگاسیته اکسیژن از محدوده هماتیت-مگنتیت (HM) به نیکل-نیکل اکسید (NNO) دانست (Richards, 2011). در کل تبلور مگنتیت در زون دگرسانی پتاسیک طبق واکنش $12[FeO] + H_2SO_4 = 4Fe_3O_4 + H_2S$ موجب احیای شدن محیط و رخداد کانه‌زایی در محدوده پتاسیک را فراهم می‌آورد (Liang et al., 2009). با این تفاسیر، می‌توان بیان داشت که عدم رخداد قابل توجه مگنتیت در زون پتاسیک کانسار مس پورفیری کدر و ثبات تقریبی شرایط اکسیدی و در نهایت عدم بروز شرایط احیایی لازم جهت کانه‌زایی، یکی از دلایل مهم عیار پایین کانه‌زایی در این کانسار است. افزون بر فوگاسیته اکسیژن، توانایی سامانه‌های پورفیری در کاهش دما و سرد شدن، نقش مهمی در افزایش کانه‌زایی ایفا می‌کند (Hezarkhani, 2006). بدین صورت که با اذعان به تأثیرپذیری حلالیت مس از شاخص دما در سیالات مشتق شده از توده ماگمایی، کاهش حلالیت مس و ته‌نشست آن با کاهش دما از ۴۰۰ به ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد، افزایش قابل توجهی می‌یابد (Landtwing et al., 2005). در نهایت می‌توان احتمال داد که با توجه به دماسنجی انجام گرفته براساس شیمی بیوتیت در کانسار کدر (با محدوده ۵۱۶ تا ۶۸۰ درجه سانتی‌گراد و میانگین ۶۱۱/۱ درجه سانتی‌گراد)، غالب ماندن دمای بالا به همراه بالا ماندن فوگاسیته اکسیژن طی دگرسانی پتاسیک کانسار کدر، از عوامل مؤثر در عدم کانه‌زایی سولفیدی قابل توجه و عیار نسبتاً پایین این کانسار می‌باشد.

نتیجه‌گیری

از منظر ماهیت تشکیل، بیوتیت‌های کانسار مس پورفیری کدر در مرز بین بیوتیت‌های ماگمایی اولیه و ماگمایی تعادل مجدد یافته قرار می‌گیرند. همچنین براساس شیمی بیوتیت، جایگاه تکنونیک کانسار کدر در محدوده کالک آلکالن قرار می‌گیرد. علاوه بر این، براساس محاسبات انجام شده در رابطه با کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در کانسار کدر، کلریت‌های مطالعه شده در رده کلینوکلر قرار دارند. مطالعه شیمی بیوتیت جهت تعیین شرایط فوگاسیته اکسیژن در کانسار کدر، مبین تشکیل ماگمای

- Afshooni, S.Z., Mirnejad, H., Esmacily, 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*, 54, 1, 214-232.
- Albuquerque, C.A.R., 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 1, 1779-1802.
- Aminroayaei Yamini, M., Tutti, F., Aminoroayaei Yamini, M.R., Jamshid Ahmadian, J. and Wan, B., 2015. Examination of chloritization of biotite as a tool for reconstructing the physico-chemical parameters of mineralization and associated alteration in the Zafarghand porphyry copper system, Ardestan, Central Iran: mineral-chemistry and stable isotope analyses. *Mineralogy and Petrology*, 11, 5, 747-759.
- Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: a review. *Earth-Science Reviews*, 138, 1, 25-46.
- 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, 3, 107-122.
- Aydin, F., Karsli, O. and Sadiklar, M.B., 2003. Mineralogy and Chemistry of Biotites from Eastern Pontide Granitoid Rocks, NE-Turkey: Some Petrological Implications for Granitoid Magmas. *Chemie der Erde Geochemistry*, 63, 2, 163-182.
- Bao, B., Webster, J.D., Zhanga, D.H., Goldoff, B.A. and Zhang, R.Z., 2016. Compositions of biotite, amphibole, apatite and silicate melt inclusions from the Tongchang mine, Dexing porphyry deposit, SE China: Implications for the behavior of halogens in mineralized porphyry systems. *Ore Geology Reviews*, 79, 1, 443-462.
- Beane, R.E., 1974. Biotite stability in the porphyry copper environment. *Economic Geology*, 69, 2, 241-256.
- 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, 1, 17-29.
- Cao, M., Qin, K.Z., Li, G.M., Yang, Y., Evans, N.J., Zhang, R. and Jin, L., 2014. Magmatic process recorded in plagioclase at the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, western Junggar, NW-China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 82, 1, 136-150.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 1, 471-485.
- Core, D.P., Kesler, S.E. and Essene, E.J., 2006. Unusually Cu-rich magmas associated with giant porphyry copper deposits: evidence from Bingham, Utah. *Geology*, 34, 1, 41-44.
- Czamanske, G.K., Ishihara, S. and Atkin, S.A., 1981. Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *Journal of Geophysical Research*, 86, 1, 10431-10469.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1986. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, Second Longman Editions. Longman, London, 696.
- Ghorbani, M. and Ebrahimi, M., 2009.

- Tertiary-Quaternary magmatism in the Dehaj area. *Earth and Recourse Journal*, 1, 1, 77-89.
- 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, 3, 316-328.
 - Hezarkhani, A., 2006. Mineralogy and fluid inclusion investigations in the Reagan Porphyry System, Iran, the path to an uneconomic porphyry copper deposit. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 5, 598-612.
 - Hosseini, M.R., Ghaderi, M., Alirezaei, S. and Sun, W., 2017. Geological characteristics and geochronology of the Takht-e-Gonbad copper deposit, SE Iran: a variant of porphyry type deposits. *Ore Geology Reviews*, 86, 4, 440-458.
 - 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, 1, 229-243.
 - Li, J.X., Qin, K. Z., Li, G.M., Xiao, B., Chen, L. and Zhao, J.X., 2011. Post-collisional ore-bearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: Melting of thickened juvenile arc lower crust. *Lithos*, 126, 1, 265-277.
 - Liang, H.Y., Sun, W.D., Su, W.C. and Zartman, R.E., 2009. Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration. *Economic Geology*, 104, 1, 587-596.
 - 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*, 167, 2, 83-109.
 - Monuz, J.L., 1984. F-OH and Cl-OH exchange in mica with application to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy*, 13, 1, 469-493.
 - Nachit, H., Razafimahefa N., Stussi, J.M. and Carron J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides", *Comptes Rendus Hebdomadaires del. Académie des Sciences*, 301, 11, 813-818.
 - Nachit, H., Ibhi, A.B., Abia, El-H., El Hassan, A. and Ben Ohoud, M., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites, and neoformed biotites. *Computer Research Geoscience*, 337, 1415-1420.
 - Parneix, J.C., Beaufort, D., Dudoignon, P. and Meunier, A., 1985. Biotite chloritization process in hydrothermally altered granites. *Chemical Geology*, 51, 2, 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, 1, 200-218.
 - Reich, M., Deditius, A., Chryssoulis, S., Wei Li, J., Mae, C.Q., Parada, M.A., Barra, F. and Mittermayr, F., 2013. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper

- system: A SIMS/EMPA trace element study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 104, 1, 42-62.
- Richards, J.P., 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Review*, 40, 1, 1-26.
 - Richards, P.J., 2014. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 220, 1, 139-155.
 - 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, 1, 77-93.
 - Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24, 4, 405-417.
 - 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*, 105, 1, 3-41.
 - Speer, A., 1984. Micas in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13, 1, 299-356.
 - 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, 1, 263-275.
 - Taghinejad, A., 2012. Petrology, alteration and copper mineralization in Keder area, Shahr-e-babak, Kerman province. M.Sc thesis, Islamic Azad University. 269.
 - 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, 1, 809-834.
 - Ulrich, T., Gunther, D. and Heinrich, C.A., 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature*, 399, 1, 676-679.
 - Walshe, J.L., 1986. A six component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems. *Economic Geology*, 81, 3, 681-703.
 - Wang, R., Richards, J.P., Hou, Z.Q., Yang, Z.M., Gou, Z.B. and DuFrane, A.S., 2014. Increasing Magmatic Oxidation State from Paleocene to Miocene in the Eastern Gangdese Belt, Tibet: Implication for Collision-Related Porphyry Cu-Mo±Au Mineralization. *Society of Economic Geologists*, 109, 1, 1943-1965.
 - Wilkinson, J.J., 2013. Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nature Geoscience*, 6, 1, 917-925.
 - Wones, D.R. and Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, 50, 1, 1228-1272.
 - Yavuz, F., 1997. Igneous and hydrothermal alteration biotites from the Güzelyayla porphyry copper mineralization area, northern Turkey. In: Papunen H (ed) *Mineral deposits: research and exploration. Mineral Petrology*, 94, 1, 107-122.
 - Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad Porphyry Copper Deposits, Central Iran. *International Geology Review*, 47, 1, 620-646.

- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Lentz, D., Adelpour, M. and Pourkaseb, H., 2015. Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA), Iran. *Ore Geology Reviews*, 70, 2, 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, 1, 82-96.
- Zhou, ZX., 1986. The origin of intrusive mass in Fengshandong, Hubei province. *Acta Petrologica Sinica*, 2, 2, 59-70.
- Zhu, C. and Sverjensky, D.A., 1992. F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 9, 3435-3467.