



تعیین شاخصه‌های فیزیکوشیمیایی ماگمای مولد در سامانه‌های پورفیری بر خوردی با استفاده از شیمی بیوتیت: مطالعه موردی کانسار مس پورفیری چاه فیروزه

مجید حیدری^۱، علیرضا زراسوندی^{۱*}، محسن رضایی^۱، یوهان رایت^۲ و عادل ساکی^۱

۱) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۲) گروه علوم کاربردی زمین و ژئوفیزیک، دانشگاه مونتانا، لئوبن، اتریش

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۴/۱۱، پذیرش: ۱۳۹۶/۰۷/۱۲

چکیده

کانسار مس پورفیری چاه فیروزه از جمله کانسارهای مربوط به مراحل انتهایی فرورانش-برخورد در زون ماگمایی ارومیه-دختر و در ارتباط با واحدهای سنگی دیوریت/گرانودیوریت تا کوارتز مونزونیت با سن میوسن پایانی در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان است. هدف از این پژوهش بهره‌گیری از شیمی بیوتیت‌های ماگمایی برای بررسی شاخص‌های فیزیکوشیمیایی ماگمای کانسار چاه فیروزه و مقایسه با پورفیری‌های پیش از برخوردی (پورفیری ریگان) است. دماسنجی بیوتیت در پورفیری چاه فیروزه، کمینه و بیشینه ۴۷۸ تا ۶۳۲ درجه سانتی‌گراد و میانگین دمایی ۵۶۵/۳ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. بر مبنای شیمی بیوتیت‌های ماگمایی، شرایط فوگاسیته اکسیژن در ماگمای مادر چاه فیروزه در محدوده نیکل-نیکل اکسید قرار دارد که مطابق با شرایط فوگاسیته اکسیژن در کانسار ریگان است. $\log f_{\text{H}_2\text{O}/\text{HF}}$ و $\log f_{\text{H}_2\text{O}/\text{HCl}}$ برای کانسار چاه فیروزه به ترتیب ۴/۶۹-۴/۸۴ و ۴/۰۹-۴/۲۸ با میانگین ۵/۱۴ و ۴/۱۴ است که بیانگر آب بالاتر سیالات اولیه نسبت به محتوای هالوژنی است. افزایش نسبی F در پورفیری چاه فیروزه نسبت به ریگان را می‌توان ناشی از غنی‌شدگی این سامانه پورفیری از منیزیم دانست. نمودارهای XFe و XMg در مقابل XF/XOH و XCl/XOH در چاه فیروزه و ریگان نشان داد که با وجود افزایش اندک کلر در کانسار چاه فیروزه، هر دو پورفیری برخوردی و پیش از برخوردی، تحت شرایط فوگاسیته کلر تقریباً یکسان شکل گرفته‌اند. مقایسه نسبت $f_{\text{H}_2\text{O}/\text{HCl}}$ در مقابل $f_{\text{HF}/\text{HCl}}$ و $f_{\text{H}_2\text{O}/\text{HF}}$ در چاه فیروزه و ریگان با سایر پورفیری‌های جهان، نزدیکی این کانسارها با کانسار سرچشمه و مس Santa Rita را نشان داد. همچنین $f_{\text{H}_2\text{O}/\text{HCl}}$ در مقابل IV(Cl) نشان‌دهنده شباهت فوگاسیته هالوژنی کانسار چاه فیروزه با مس پورفیری بینگهام است. مقادیر IV(F) و IV(Cl) و IV(F/Cl) تأیید می‌کنند که پورفیری چاه فیروزه به همراه ریگان در زمره توده‌های مس پورفیری کانه‌زا قرار می‌گیرند. افزایش اندک کلر در نمونه‌های چاه فیروزه نسبت به ریگان را شاید بتوان مستندی در رابطه با عدم کانه‌زایی قابل توجه در پورفیری پیش از برخوردی ریگان دانست.

واژه‌های کلیدی: بیوتیت، شاخص‌های فیزیکوشیمیایی، کانسار مس پورفیری چاه فیروزه، کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان

مقدمه

و مولیدن را در خود جای داده‌اند و ذخایر قابل توجهی از طلا،

نقره، روی، تنگستن و قلع را نیز به‌همراه دارند (Sun et al.,

کانسارهای پورفیری به ترتیب ۸۰ و ۹۵ درصد ذخیره جهانی مس

و کردیلرا، میزبان کانسارهای مس پورفیری به همراه دیگر کانسارهای وابسته (همچون طلا و مولیبدن) به این خاستگاه ژئودینامیکی است (Komeili et al., 2016). کمرند یادشده به سن ژوراسیک و با گسترش تقریبی ۱۸۰۰ کیلومتر از شمال غرب تا جنوب شرق کشور، میزبان کانه‌زایی‌های مهم مس، مولیبدن و طلاست که از جمله این ذخایر می‌توان به معادن سرچشمه، سونگون و میدوک اشاره کرد (Salimi et al., 2018). کمان ماگمایی ارومیه دختر مرتبط با مراحل متوالی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در طی کوه‌زایی آلپین است (Hezarkhani, 2006). بخش جنوبی کمان ارومیه دختر با نام کمرند ماگمایی سنوزوئیک کرمان^۱ یا کمرند مس کرمان، با میزبانی از کانسار عظیم مس پورفیری سرچشمه، سه کانسار با اندازه متوسط و بیش از ۱۰ مجموعه مس دار (Shafiei et al., 2009)، بیشترین ذخایر مس پورفیری را داراست. تکامل تکتونوماگمایی کمان کرمان واقع در مرز غربی بلوک ایران مرکزی متأثر از فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی بوده (Shafiei, 2010) و از دیدگاه لیتولوژی با نفوذی‌های کالک‌آلکالن ارومیه- دختر مرتبط هستند (Hezarkhani, 2006) (شکل ۱). از منظر زمانی مهم‌ترین مجموعه‌های کانه‌دار پورفیری مس واقع در این کمان را به میوسن میانی- پایانی و گرانیتوئیدهای حاصل از ذوب‌بخشی پوسته پایینی مافیک جوان‌شده متأثر از فرورانش- برخورد (برخوردی^۲) نسبت می‌دهند؛ در حالی که توده‌های ائوسن- الیگوسن (پیش از برخورد^۳) از منظر کانه‌زایی فقیر هستند (Shafiei et al., 2009). پورفیری‌های تشکیل شده در جایگاه‌های فرورانش- برخورد نسبت به سایر کانسارهای پیش از برخورد، از دیدگاه رژیم زمین‌ساختی، غلظت عناصر (Sr, Th) و همچنین نسبت عناصر (Sr/Y, and La/Yb) دارای تفاوت‌های قابل توجهی هستند که نشان‌دهنده وجود فرایندهایی است که تغییراتی را در این توده‌ها نسبت به ماگماهای منشأ آنها

2015). کانسارهای مس پورفیری را می‌توان محصول سرد شدن سیستم‌های گرمایی مرتبط با نفوذی‌های کم عمق جای گیر شده در کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی دانست (Zarasvandi et al., 2005). سامانه‌های پورفیری مس به صورت بارز در نواحی فرورانش مرتبط با قاره‌ها و جزایر کمانی تشکیل می‌شوند (Chen et al., 2015). با وجود همراهی غالب کانسارهای پورفیری با جایگاه‌های فرورانش (Wilkinson, 2013)، تشکیل پورفیری‌هایی در جایگاه‌های پس از برخوردی نیز دیده شده است (Sillitoe, 2010). به طور کلی، عقیده بر این است که اکثر سیستم‌های پورفیری از تزریق ماگمای غنی از S و فلز منشأ می‌گیرند. به علاوه، ماگمای مولد این کانسارها باید دارای فوگاسیته بالای اکسیژن و غنی از آب باشد (Sun et al., 2013). البته رخنمون محدودی از پورفیری‌های کوچک احیایی نیز وجود دارند که دارای ماگمای مادر با فوگاسیته اکسیژن پایین هستند. ریچارد (Richards, 2015) 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 فلز زایی کمان ماگمایی اولیه را حفظ کنند. از دیدگاه مکانی نیز در طول هزار کیلومتر کمرند کوه‌زایی- فلزایی آلپ- هیمالیا، پورفیری‌زایی‌های مهم و عظیمی نظیر کانسارهای پاکستان، ترکیه، بلغارستان و یونان کشف شده‌اند (Melfose et al., 2002). در ایران نیز سنگ‌های ولکانوپلوتونیک کالک‌آلکالن در کمان ماگمایی ارومیه دختر، توانایی بالایی در اکتشاف کانسارهای $Cu \pm Mo \pm Au$ دارند؛ به طوری که بسیاری از مهم‌ترین کانسارهای مس پورفیری ایران در شمال غرب تا جنوب شرق ارومیه دختر واقع شده‌اند (Hassanpour et al., 2015; Ayati et al., 2008). این کمرند مانند دیگر کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره، مثل آند

1. Kerman Cenozoic magmatic arc (KCMA)

2. Collisional

3. Pre-Collisional

(شکل ۳-B و C) مدنظر قرار گرفت. برای انجام آنالیز ریز کاو الکترونی^۱، 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 در ۱۳ نقطه آنالیزی توسط دستگاه EMPA مدل Jeol JXA 8200 صورت گرفت. آنالیز در شتاب‌دهنده ولتاژ ۱۵ kV و جریان ۱۰ nA انجام شد. از باریکه لیزر با قطر حدود ۱ μm با زمان‌شمار متغیر ۲۰-۱۰۰ ثانیه استفاده شد. برای بررسی شیمی عناصر Mg, Al, Ti, Si, Ca, Na, K, F, Cl, Mn, Fe از استانداردهای آدولاریا، آتاکامیت، رودونیت، تینانیت، فلوریت، لابرادوریت، ولاستونیت و الیون استفاده شد. حد تشخیص به‌صورت Wt.% و در نرم‌افزار نصب‌شده بر روی دستگاه ریز کاو الکترونی محاسبه می‌شود. حد تشخیص برای عنصر Na ۰/۰۲ و برای F ۰/۲۵ است. این حدود برای Mg, Al, Si, Ca, Cl و K ۰/۰۱ و در نهایت برای Fe, Ti و Mn برابر ۰/۰۳ درصد وزنی است.

بحث و بررسی

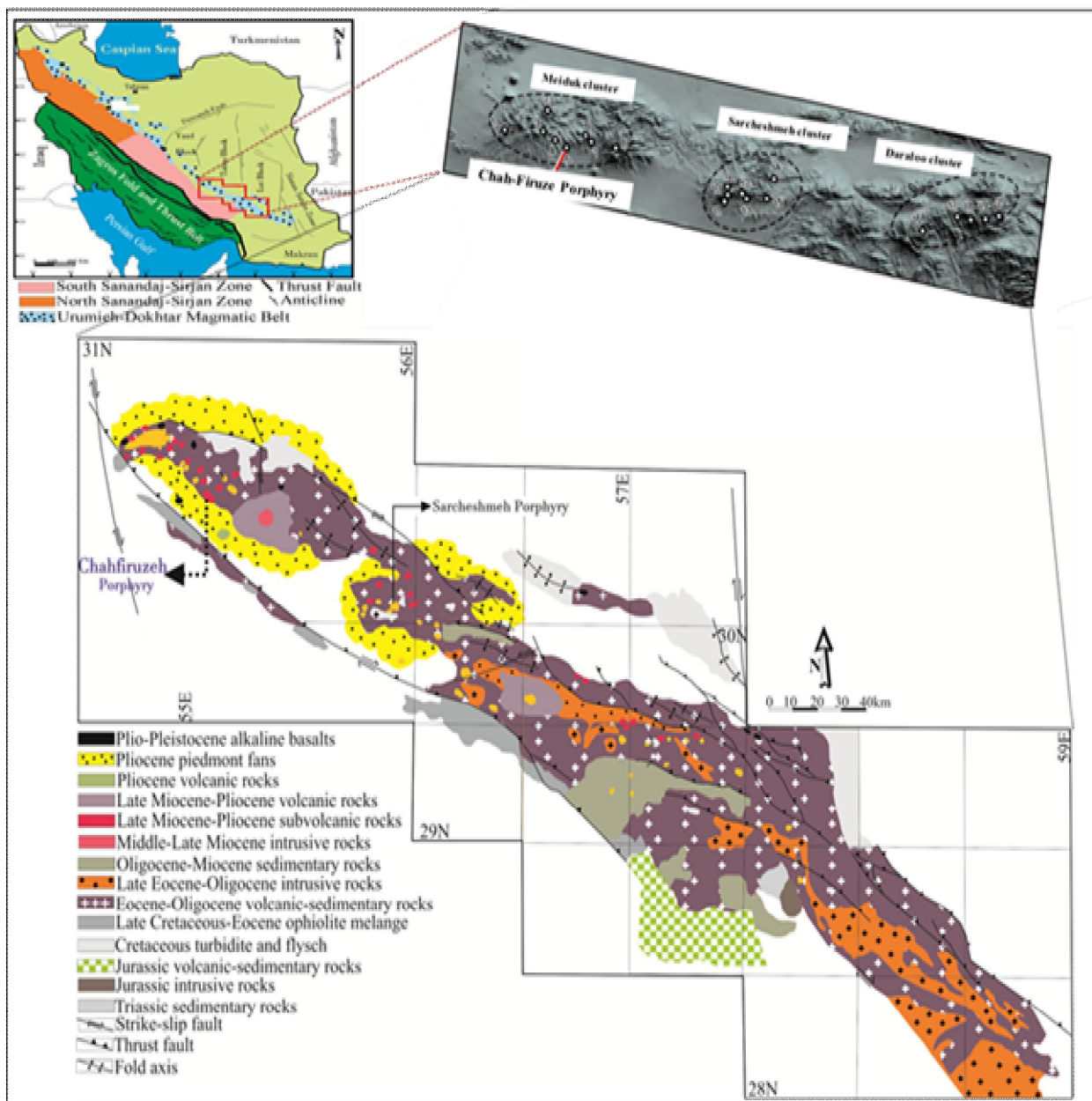
زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

بیشترین پراکنش کانسارهای مس پورفیری در ایران در کمان ماگمایی ارومیه-دختر واقع در غرب کمربند البرز-آذربایجان (با نام کمربند ارسباران) و بین زون سنندج سیرجان و ایران مرکزی کشف شده است (Zarasvandi et al., 2015). تشکیل کمان ماگمایی ارومیه-دختر را نتیجه فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی می‌دانند که شامل فرورانش در کرتاسه-الیگوسن و برخورد قاره-قاره در نئوژن است (Shahabpour, 2005). ماگماتیسم در ارومیه-دختر با سنگ‌های پلو تونیک مرتبط با کمان در الیگومیوسن ادامه می‌یابد.

ایجاد کرده‌اند (Chen et al., 2015). در این میان، کانسار چاه فیروزه نیز با عیار ۰/۴-۰/۸ درصد سولفید مس از کانسارهای فرورانش-برخوردی مرتبط با واحدهای سنگی دیوریت/گرانودیوریت تا کوارتزموزنویت با سن میوسن پایانی در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان است (Einali et al., 2014) که مستلزم مطالعه و بررسی بیشتر است (شکل ۲). بررسی‌های بسیاری در رابطه با شناخت محتوای فلزی، میان‌بارهای سیال، شاخص‌های ایزوتوپی و ژئوشیمی دگرسانی پورفیری‌ها انجام شده؛ اما بهره‌گیری از شیمی بیوتیت به‌عنوان ابزار مناسب بررسی شاخص‌های فیزیکوشیمیایی سامانه‌های پورفیری توسط محققانی مثل آیتی و همکاران (Ayati et al., 2008) محدود بوده است. لذا با توجه به اینکه بیوتیت‌های ماگمایی و گرمایی به‌عنوان رایج‌ترین کانی فرومینزین سنگ‌های گرانیتوئیدی، از منظر ترکیب شیمیایی، حساسیت بالایی نسبت به شرایط فیزیکوشیمیایی محیط نظیر محتوای آب، محتوای هالوژنی، دما، فوگاسیته اکسیژن و میزان گوگرد دارند (Boomeri et al., 2010). در این پژوهش نیز برای بررسی شاخص‌های فیزیکوشیمیایی ماگمای مولد کانسار چاه فیروزه به‌عنوان سامانه پورفیری برخوردی (حاصل برخورد نئوتتیس با ایران مرکزی)، شیمی بیوتیت‌های ماگمایی در این کانسار بررسی شده و در نهایت برای بررسی تفاوت‌های پورفیری‌های برخوردی و پیش از برخوردی، شاخصه‌های کانسار چاه فیروزه با کانسار پیش از برخوردی ریگان مقایسه شد.

روش مطالعه

برای انجام این پژوهش، با هماهنگی معاونت اکتشافات مجتمع مس سرچشمه، نمونه‌های مغزه‌های حفاری مختلف (گمانه‌های شماره ۰۶، ۳۰ و ۷۰) از اعماق ۱/۱۲۳ تا ۱۵/۶۶۷ متری در کانسار چاه فیروزه برداشت شد. در گزینش نمونه‌های مطالعاتی، با توجه به فراوانی بالای بیوتیت‌های دگرسانی (شکل ۳-A)، انتخاب نمونه‌ها بر اساس حداقل دگرسانی برای دسترسی به بیوتیت‌های غیردگرسان و ماگمایی اولیه و تعادل مجدد یافته



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی کمان ماگمایی کرمان در جنوب شرق کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر (با تغییرات از اسدی و همکاران (Asadi et al., 2014))

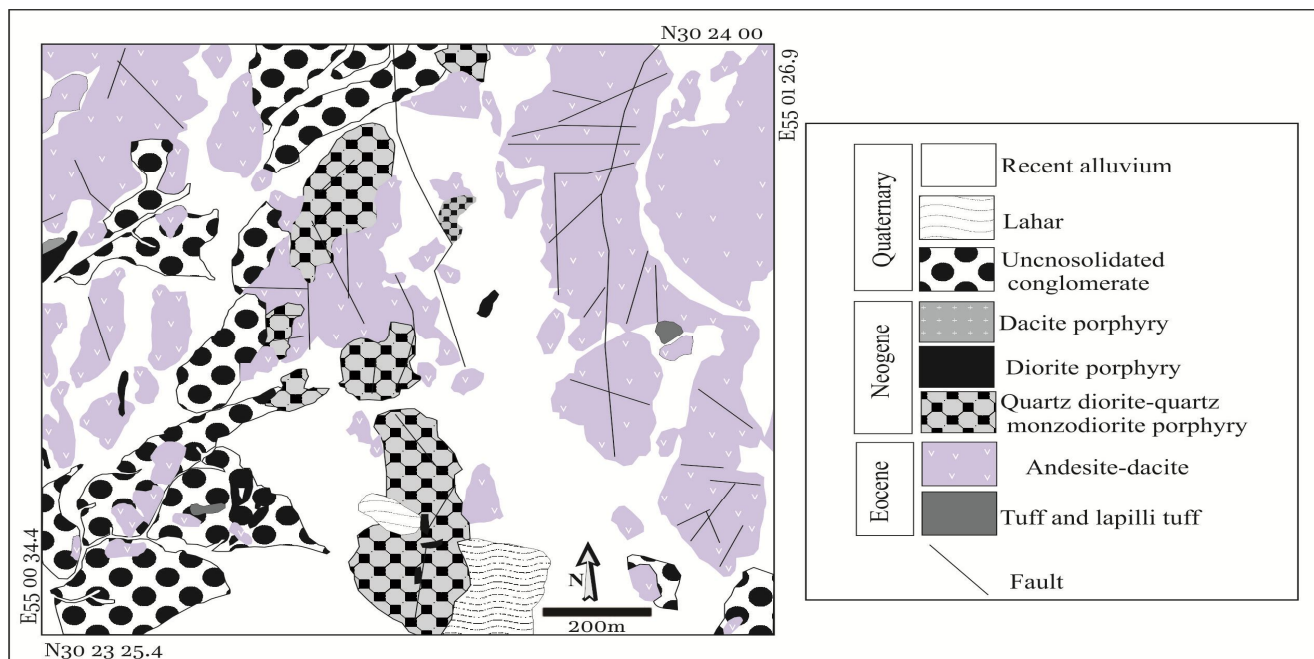
Fig. 1. Geological map of Kerman Cenozoic magmatic arc within southeastern Urumieh–Dokhtar volcanic belt (Asadi et al., 2014)

کالک آلکالن‌های با جایگاه زمین‌ساختی کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ای جای‌داد (Boomeri et al., 2010). بیشترین ذخایر مس پورفیری ایران، در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان با ۴۵۰ کیلومتر طول و عرض ۶۰-۸۰ کیلومتر واقع در بخش

فرایندهای پس از برخوردی نیز با تشکیل واحدهای سنگی آلکالی و آداکیتی در پلیو- پلیوستوسن و پلیو- کوآترنر قابل تأیید است (Shahabpour, 2005). واحدهای سنگی ارومیه-دختر را به‌طور عمده می‌توان در گروه آلکالن و

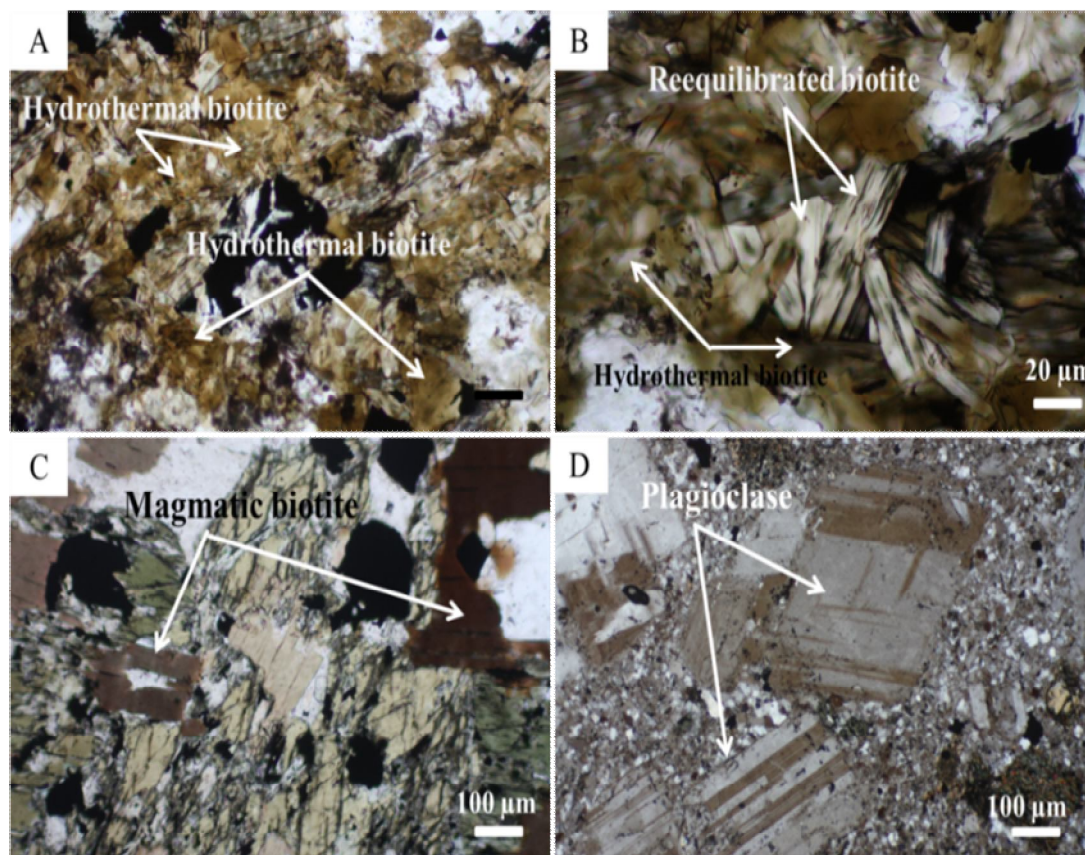
دیوریت/گرانودیوریت و کوارتزومونزویت/مونزویت هستند. واحد گرانودیوریتی در بخش‌های مرکز و جنوبی استوک گسترش داشته و به دلیل فرسایش، میزبان بخشی مهم از کانه‌زایی در چاه فیروزه است (Mohammadzadeh, 2009). سن نفوذی‌های مرتبط با کانسار چاه فیروزه بر اساس داده‌های U-Pb زیرکن، 16.3 ± 0.1 میلیون سال تخمین زده شده است (Kazemi Mehrnia, 2010). جوان‌ترین فعالیت ماگمایی در چاه فیروزه در نفوذی‌های داسیتی شمال شرق کانسار دیده می‌شود. پورفیری چاه فیروزه را می‌توان ترکیبی از دیوریت کانه‌زا و داسیت‌های جوان دانست که تمایلات کالک‌آلکان آشکاری دارند. سنگ‌های نفوذی در چاه فیروزه الگوی عنصری مشابه کندریت و گوشته اولیه را نشان می‌دهد (Einali et al., 2014). بررسی‌های پتروگرافی مقاطع میکروسکوپی نشان از این واقعیت دارد که پلاژیوکلاز (شکل ۳-D) و بیوتیت از جمله شاخص‌ترین کانی‌های توده‌های نفوذی مرتبط با کانسار چاه فیروزه را شامل می‌شوند.

جنوب شرقی کمان ماگمایی ارومیه-دختر رخنمون دارند (Asadi et al., 2014). غالب پورفیری‌زایی‌های این کمان هم‌زمان یا پس از جایگزینی استوک‌های پورفیری در میوسن میانی- پایانی رخ داده است (شکل ۱). کانسار چاه فیروزه نیز در بخش مرکزی کمر بند مس کرمان و در ۹۵ کیلومتری شمال غرب کانسار مس پورفیری سرچشمه و ۳۵ کیلومتری شمال شرق شهر بابک در استان کرمان واقع شده است. سنگ میزبان کانسار چاه فیروزه با ذخیره تقریبی ۱۰۰ میلیون تن (Mohammaddoost et al., 2017) و میانگین عیار ۰/۴ تا ۰/۸ درصد را دیوریت/گرانودیوریت تا استوک‌های کوارتزومونزویتی میوسن تشکیل می‌دهند (شکل ۲). واحدهای سنگی یادشده به صورت توده‌های نفوذی در گدازه‌های آندزیت-بازالتی و سنگ‌های پیروکلاستی با سن ائوسن جای گیر شده‌اند (Einali et al., 2014). لذا چاه فیروزه را می‌توان استوکی متشکل از مجموعه واحدهای نفوذی و خروجی برشمرده که واحدهای نفوذی آن شامل دو بخش



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی کانسار پورفیری چاه فیروزه (با تغییرات از محمدزاده (Mohammadzadeh, 2009) و محمد دوست و همکاران (Mohammaddoost et al., 2017))

Fig. 2. Geological map of the Chahfiruzeh porphyry system, modified after Mohammadzadeh (2009) and Mohammaddoost et al (2017)



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی کانی‌های مختلف کانسار پورفیری چاه فیروزه. A: بیوتیت‌های دگرسان‌شده و تعادل مجددیافته، B: بیوتیت‌های هیدروترمال و تعادل مجددیافته، C: بیوتیت‌های ماگمایی و D: پلاژیوکلاز

Fig. 3. Photomicrographs of different minerals from Chahfiruzeh porphyry deposit; A: hydrothermal biotites, B: hydrothermal and reequilibrated biotites, C: magmatic biotites, and D: plagioclase

شیمی بیوتیت (Rieder et al., 1998) هستند $(KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2)$ این اعضای چهارگانه محورهای جانشینی عمودی و افقی و به صورت تبادل Mg-Fe و $Si=Al^{IV}$ تبادل (Mg, Fe) در ارتباط هستند. روش‌های مختلفی برای طبقه‌بندی و نام‌گذاری میکاها ارائه شده است که اغلب بر مبنای جابه‌جایی Fe^{+2} و Mg تعریف شده‌اند. دیر و همکاران (Deer et al., 1992) میکاهای آهن و منیزیم‌دار را بر مبنای $Fe/(Fe+Mg)$ و میزان Al_{tot} تقسیم‌بندی کرد. در این روش، مبنای اصلی تقسیم‌بندی میزان $Fe/(Fe+Mg)$ است؛ بدین صورت که میکاهای با نسبت بیش از ۰/۳۳ در رده بیوتیت و میکاهای با نسبت کمتر از ۰/۳۳ در رده فلوگوپیت قرار می‌گیرند.

شیمی بیوتیت

داده‌های حاصل از آنالیز ریزکاو الکترونی بیوتیت‌های ماگمایی کانسار مس پورفیری چاه فیروزه در جدول ۱ آمده است. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد بررسی با استفاده از نرم‌افزار $Mica^+$ و بر مبنای فرمول ساختاری بیوتیت و بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

به‌طور معمول، بیوتیت را می‌توان به‌عنوان سری محلول جامد بین چهار عضو از میکاهای $Fe-Mg-AlSi_3$ و $Fe-Mg-AlSi_3$ Al_2Si_2 برشمرد. میکاهای $Fe-Mg-AlSi_3Al_2Si_2$ شامل سیدروفیلیت $(KFe_2Al[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2)$ و استونیت $(KMg_2Al[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2)$ و میکاهای $Fe-Mg-AlSi_3$ شامل آنیت $(KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2)$ و فلوگوپیت

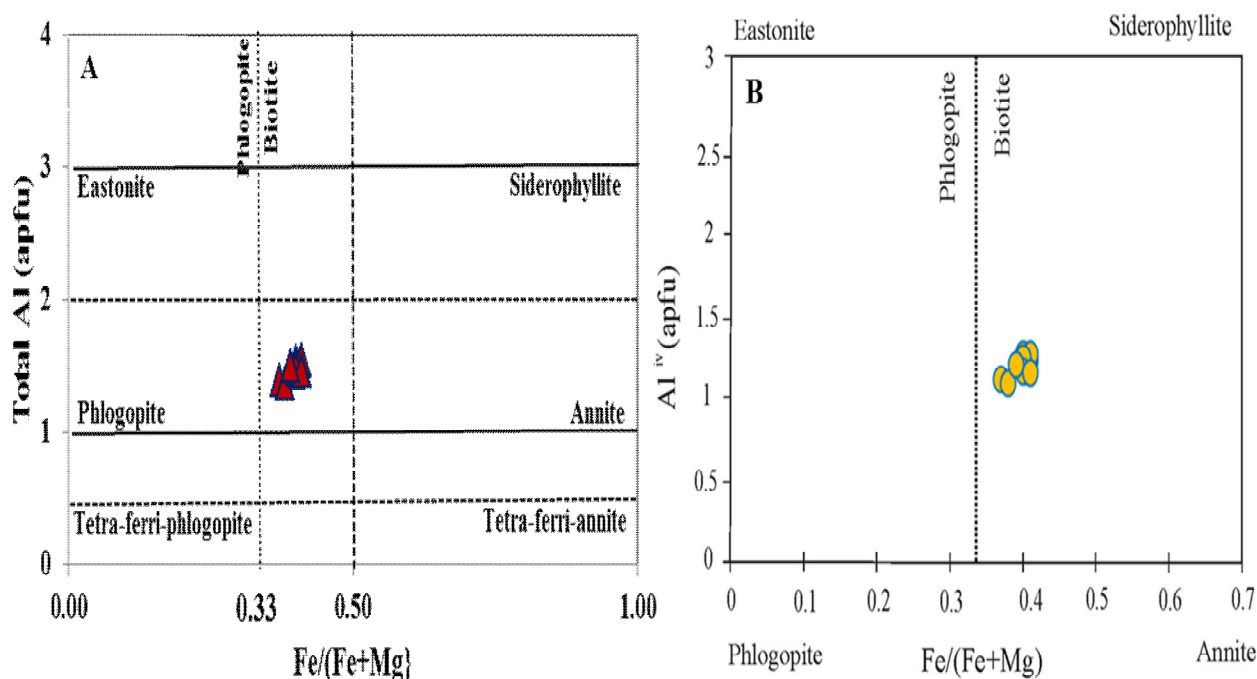
جدول ۱. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های ماگمایی کانسار مس پورفیری چاه فیروزه

Table 1. Chemical composition of magmatic biotites from the Chahfiruzeh porphyry

	C70- 1	C70- 3	C70- 7	C70- 8	C70- 9	C70- 10	C70- 12	C70- 13	C70- 15	C70- 17	C70- 18	C70- 19	C70- 20
SiO ₂	37.44	38.68	41.71	40.14	39.2	38.36	39.28	37.75	38.04	37.77	39.13	37.72	38.97
TiO ₂	3.03	3.07	2.94	2.48	4.03	3.22	2.73	2.67	2.19	2.76	2.67	1.97	3.27
Al ₂ O ₃	16.58	17.15	16.78	15.77	18.46	17.93	17.73	17.99	16.96	17.16	16.98	16.33	17.49
Cr ₂ O ₃	0.11	0.12	0.04	0.08	0.04	0.08	0.03	0.02	0.03	0	0.05	0.05	0.02
FeO	16.26	16.3	15	14.94	15.53	16.11	15.56	16.29	15.47	16.01	15.36	15.22	14.96
MnO	0.03	0.03	0.1	0.04	0.03	0.02	0.03	0.09	0.02	0.05	0.05	0.08	0.05
MgO	13.5	13.05	14.36	13.81	13.23	12.99	13.29	12.99	12.9	13.36	12.85	12.54	12.93
CaO	0	0	0.06	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	0	0	0.01	0.02	0.02
Na ₂ O	0.25	0.22	0.23	0.29	0.15	0.24	0.24	0.24	0.18	0.24	0.19	0.2	0.25
K ₂ O	9.01	9.38	8.74	8.3	9.27	9.13	8.95	8.91	8.98	9.01	9.1	9.03	9.33
F	1.52	0.83	1.3	0.9	0.85	0.24	1.4	0.8	1.2	0.3	0.93	1.05	0.35
Cl	0.31	0.34	0.29	0.32	0.32	0.32	0.34	0.34	0.32	0.35	0.35	0.33	0.25
Si	2.77	2.8	2.91	2.93	2.76	2.77	2.84	2.76	2.84	2.78	2.86	2.87	2.82
Al ^(IV)	1.23	1.2	1.09	1.07	1.24	1.23	1.16	1.24	1.16	1.22	1.14	1.13	1.18
Al ^(VI)	0.22	0.27	0.3	0.29	0.3	0.3	0.32	0.31	0.33	0.27	0.33	0.33	0.32
Cr	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.17	0.17	0.15	0.14	0.21	0.17	0.15	0.15	0.12	0.15	0.15	0.11	0.18
Fe ³⁺	0.18	0.03	0.05	0.06	0.11	0.07	0.03	0.08	0.07	0.1	0.1	0.16	0.06
Fe ²⁺	0.83	0.96	0.83	0.85	0.8	0.9	0.91	0.91	0.89	0.89	0.84	0.81	0.85
Mn	0	0	0.01	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0
Mg	1.49	1.41	1.5	1.5	1.39	1.4	1.43	1.42	1.43	1.47	1.4	1.42	1.4
Li	0.18	0.23	0.34	0.29	0.24	0.21	0.25	0.19	0.2	0.19	0.25	0.19	0.24
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
K	0.85	0.87	0.78	0.77	0.83	0.84	0.83	0.83	0.85	0.85	0.85	0.88	0.86
OH	1.6	1.77	1.68	1.75	1.77	1.91	1.64	1.77	1.68	1.89	1.74	1.7	1.89
F	1.52	0.83	1.3	0.9	0.85	0.24	1.4	0.8	1.2	0.3	0.93	1.05	0.35
Cl	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03
mgli	1.31	1.18	1.16	1.21	1.15	1.19	1.18	1.23	1.23	1.28	1.15	1.23	1.16
Xph	0.49	0.46	0.47	0.48	0.45	0.46	0.46	0.46	0.47	0.48	0.46	0.47	0.46
Xan	0.27	0.31	0.26	0.27	0.26	0.29	0.29	0.30	0.29	0.29	0.27	0.27	0.28
Xpdo	0.12	0.09	0.12	0.11	0.12	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.11	0.12	0.1
Xmg	0.49	0.46	0.47	0.48	0.45	0.46	0.46	0.46	0.47	0.48	0.46	0.47	0.46
XFe	0.45	0.47	0.44	0.44	0.47	0.48	0.47	0.48	0.47	0.46	0.47	0.48	0.47
X(F)	0.18	0.1	0.14	0.1	0.09	0.03	0.16	0.09	0.14	0.05	0.11	0.13	0.04
X(Cl)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
IV(F)	1.54	1.82	1.65	1.82	1.81	2.38	1.57	1.83	1.63	2.3	1.76	1.7	2.22
IV(Cl)	-4.25	-4.22	-4.16	-4.24	-4.17	-4.2	-4.23	-4.23	-4.23	-4.28	-4.24	-4.25	-4.09
IV(F/Cl)	5.88	6.08	5.88	6.11	6.03	6.59	5.88	6.1	5.93	6.6	6.04	6.01	6.33
logXF/XCl	0.95	0.67	0.92	0.72	0.7	0.14	0.88	0.64	0.85	0.2	0.7	0.77	0.42
logXF/XOH	-0.65	-0.97	-0.77	-0.93	-0.97	-1.54	-0.71	-0.98	-0.77	-1.43	-0.91	-0.83	-1.37
logXCl/XOH	-1.61	-1.63	-1.69	-1.65	-1.67	-1.68	-1.59	-1.62	-1.62	-1.63	-1.61	-1.6	-1.79
logf(H ₂ O)/f(HF) _{fluid}	4.84	5.12	4.93	5.1	5.11	5.69	4.86	5.13	4.94	5.61	5.05	4.99	5.52
logf(H ₂ O)/f(HCl) _{fluid}	4.12	4.13	4.19	4.16	4.16	4.18	4.09	4.12	4.12	4.14	4.1	4.1	4.28
logf(HF)/f(HCl) _{fluid}	-1.41	-1.64	-1.41	-1.63	-1.6	-2.16	-1.43	-1.67	-1.48	-2.15	-1.61	-1.56	-1.89
Temperature (Henry et al., 2005)	587	584	577	557	632	587	564	556	504	560	560	478	603

این روش به‌طور معمول برای طبقه‌بندی میکاهای تری‌اکتاهدرال به کار می‌رود. در طبقه‌بندی یادشده، دو متغیر فوگاسیته اکسیژن و پرآلومینیوم بودن ماگما به هنگام تبلور بیوتیت مدنظر است (Speer, 1984). بر اساس این روش که از نمودار Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ تعیین می‌شود، بیوتیت‌های کانسار چاه فیروزه در رده بیوتیت‌های منیزی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲).

بر اساس طبقه‌بندی دیر و همکاران (Deer et al., 1992) نمونه‌های مورد بررسی در رده بیوتیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲). تقسیم‌بندی یادشده نشان می‌دهد که بیوتیت‌های چاه فیروزه به سمت فلوگوپیت نیز تمایل اندکی نشان می‌دهند. افزون بر این، اسپیر (Speer, 1984) نیز بیوتیت‌ها را بر اساس چهار فاز سیدروفیلیت، استونیت، آنیت و فلوگوپیت طبقه‌بندی کرد که



شکل ۴. نمودارهای تقسیم‌بندی میکاها برای کانسار چاه فیروزه: A: نمودار $Fe/(Fe + Mg)$ در مقابل Al^{IV} (برگرفته از دیر و همکاران (Deer et al., 1992)) و B: نمودار $Fe/(Fe + Mg)$ در مقابل Al_{tot} (برگرفته از اسپیر (Speer, 1984))

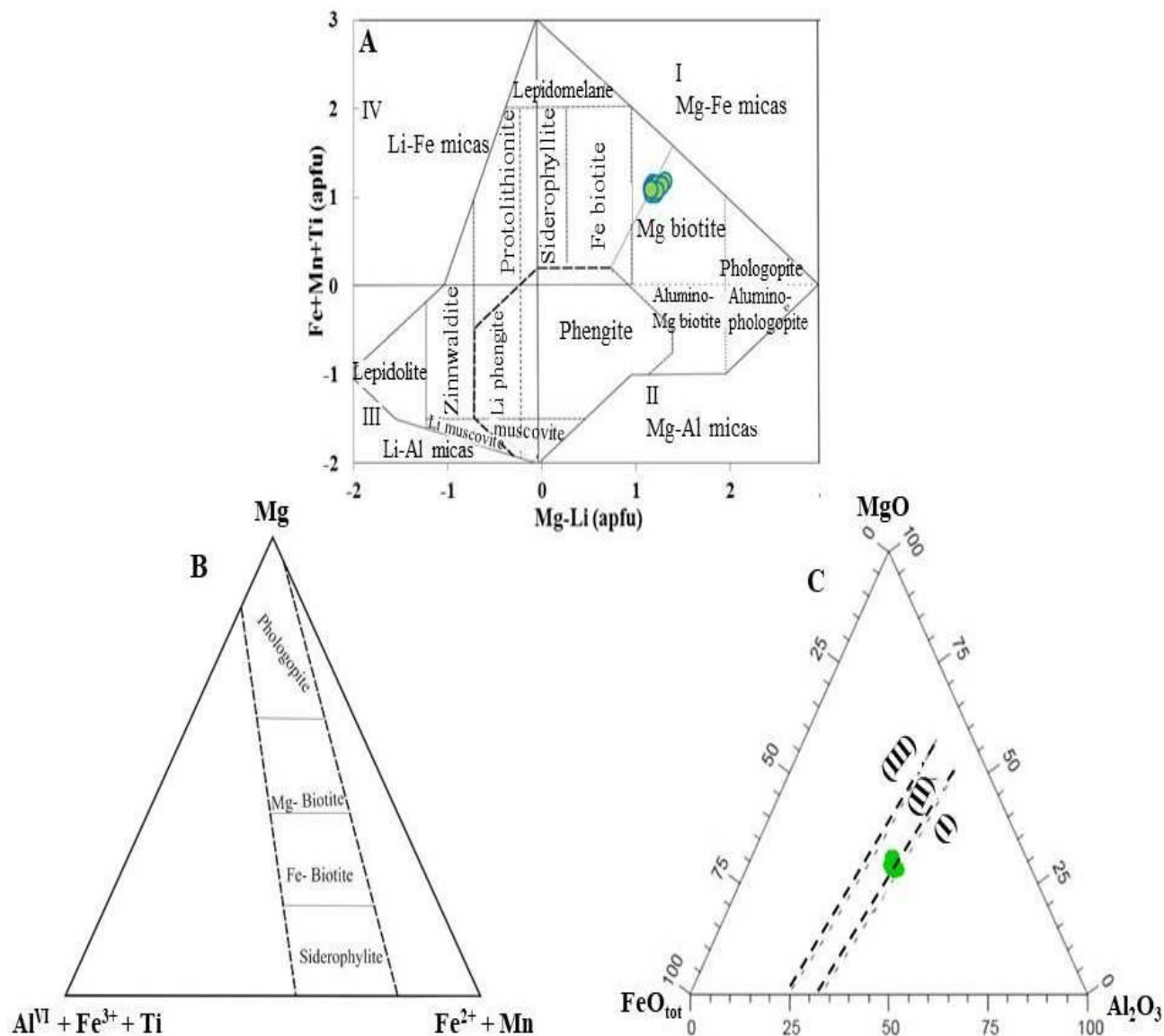
Fig. 4. Division diagrams of mica from Chahfiruzeh deposit: A: $Fe/(Fe + Mg)$ vs. Al^{IV} in biotites (Deer et al., 1992), and B: $Fe/(Fe + Mg)$ vs. Al_{tot} (Speer et al., 1984)

طبقه‌بندی میکاهای تری‌اکتاهدرال به‌ویژه انواع بیوتیت، استفاده از نمودار سه‌تایی فوستر (Foster, 1960) است. در این روش میکاها بر مبنای وابستگی‌های شیمیایی-لیتولوژیکی تقسیم‌بندی می‌شوند. در طبقه‌بندی پیشنهادی، میکاها در چهار رده سیدروفیلیت، بیوتیت‌های آهن‌دار و منیزیم‌دار و در نهایت فلوگوپیت تقسیم‌بندی می‌شوند. در کانسار چاه فیروزه نیز نوع بیوتیت‌های مورد بررسی بر اساس نمودار سه‌تایی $Mg-(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)-(Fe^{2+}+Mn)$ مشخص شد. نتایج به‌دست

تیسچندورف و همکاران (Tischendorf et al., 1997) نیز نمودار $(Mg-Li)$ در مقابل $feal (Fe_{tot}+Mn+Ti)$ را برای تعیین نوع میکاها پیشنهاد دادند. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مس پورفیری چاه فیروزه به‌عنوان زیررده میکاهای آهن-منیزیم‌دار، در رده بیوتیت‌های منیزی قرار می‌گیرند. غنی‌شدگی آهن در بیوتیت‌های چاه فیروزه سبب‌شده است تا ترکیب بیوتیت‌های بررسی‌شده به‌سمت بیوتیت‌های آهن‌دار تمایل داشته باشد (شکل ۴-۳). از دیگر روش‌های مهم

سنگ‌های گرانیتی تابع ترکیب ماگمای مادر، فوگاسیته اکسیژن، دمای مذاب و خاستگاه گرانیت‌هاست. اصطلاح بیوتیت‌های ماگمایی به کانی‌های بیوتیتی اطلاق می‌شود که به‌طور مستقیم از ماگما تبلور یافته‌اند. بیوتیت‌های ماگمایی به دو گروه بیوتیت‌های کمتر تغییر یافته و تغییر یافته تقسیم می‌شوند (Selby and Nesbitt, 2000). برای تمایز بیوتیت‌های اولیه ماگمایی، بیوتیت‌های تعادل مجدداً یافته و انواع بیوتیت‌های ثانویه، نمودار سه‌تایی $(\text{FeO}+\text{MnO})-(\text{TiO}_2)-10\text{MgO}$ توسط ناچیت و همکاران (Nachit et al., 2005) ارائه شده است که در آن از فراوانی چهار اکسید اصلی آهن، منیزیم و منگنز برای تعیین خاستگاه بیوتیت‌ها استفاده می‌شود. ناچیت و همکاران (Nachit et al., 2005) اعتقاد دارند که یکی از شاخص‌های بیوتیت‌های ماگمایی را می‌توان میزان Al^{IV} برشمرد. بدین صورت که بیوتیت‌های با خاستگاه ماگمایی دارای Al^{IV} کمتر از یک هستند. چنان‌که در شکل A-۷ نشان داده شده است، میزان Al^{IV} در تمامی بیوتیت‌های چاه فیروزه کمتر از ۰/۵ بوده که بیانگر خاستگاه ماگمایی بیوتیت‌ها و حداقل دگرسانی در آنهاست. به‌علاوه، از نمودار سه‌تایی آنیت، فلوگوپیت و اکیسانیت دارای نقصان پروتون^۱ نیز برای تشخیص بیوتیت‌های ماگمایی از بیوتیت‌های تعادل مجدداً یافته و دگرسانی استفاده می‌شود (Beane, 1974). بیوتیت‌های چاه فیروزه در نمودار سه‌تایی Xpdo-Xph-Xan در محدوده بیوتیت‌های ماگمایی قرار می‌گیرند که این شاخصه، بهره‌گیری از شیمی بیوتیت در چاه فیروزه را برای تعیین شاخص‌های فیزیکوشیمیایی ماگمای مادر تصدیق می‌کند (شکل B-۷). بر اساس بین (Beane, 1974) در بیوتیت‌های ماگمایی نسبت Mg/Fe کمتر از ۱ و در بیوتیت‌های دگرسان Mg/Fe و $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ به‌ترتیب بیشتر از ۱/۵ و کمتر از ۰/۳ است. لذا می‌توان بیوتیت‌های با نسبت کمتر از ۱/۵ را نیز در گروه بیوتیت‌های ماگمایی قرار داد. بر این اساس، نسبت منیزیم به آهن کمتر از ۱/۵ در بیوتیت‌های چاه فیروزه نیز بیانگر ماهیت ماگمایی آنهاست (شکل C-۷).

آمده نشان می‌دهد که بیوتیت‌های مورد بررسی در رده بیوتیت‌های منیزیمی قرار می‌گیرند (شکل B-۵). همیافت بیوتیت نیز از شاخص‌های تأثیرگذار بر ترکیب بیوتیت به‌شمار می‌رود. در این خصوص آلبوکیورکو (Albuquerque, 1973)، نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}_{\text{tot}}\text{-MgO}$ را برای بررسی ارتباط بین همیافت بیوتیت و شیمی بیوتیت، پیشنهاد کرد. بر اساس این نمودار سه‌تایی، بیوتیت‌های چاه فیروزه در محدوده II واقع می‌شوند (شکل C-۵) که نشان‌دهنده همراهی نکردن این فاز با سایر کانی‌های فرومنیزیم است (Parsapoor et al., 2015). در ادامه، بررسی فراوانی اکسیدهای اصلی در بیوتیت‌های آنالیز شده تأیید می‌کند که SiO_2 با فراوانی ۴۴/۷۱-۳۷/۴۴ درصد بیشترین غلظت را داراست. FeO و MgO نیز به‌ترتیب دارای میزان ۱۶/۹۴-۱۶/۳ و ۱۴/۵۴-۱۴/۳۶ هستند. Al_2O_3 نیز بازه تغییرات ۱۵/۷۷-۱۸/۴۱ درصد را نشان می‌دهد. بیشترین کمترین فراوانی TiO_2 نیز به‌ترتیب ۴/۰۳ و ۱/۹۷ درصد است. K_2O و Na_2O به‌ترتیب دامنه تغییرات ۸/۳-۹/۳۸ درصد و ۰/۱۵-۰/۲۹ درصد را نشان می‌دهند (شکل A-۶، B، C و D). محتوی هالوژنی بیوتیت‌های مس پورفیری چاه فیروزه برای عناصر فلوئور و کلر نیز به‌ترتیب کمتر از ۱/۴ درصد و ۰/۴ درصد است (شکل E-۶ و F). علاوه بر این، بررسی و تشخیص فراوانی شکل‌های مختلف آهن در بیوتیت‌ها نشان می‌دهد که Fe^{+2} با میزان حداکثر ۰/۹۶ درصد فراوانی غالب را داراست (شکل G-۶). در رابطه با آلومینیم نیز، Al^{IV} و Al^{VI} به‌ترتیب دارای میزان ۱/۰۷-۱/۲۴ و ۰/۲۲-۰/۳۳ درصد هستند (شکل H-۶). بیوتیت، کانی فرومنیزین غالب در توده‌های گرانیتوئیدی است. این کانی در کوارتز دیوریت‌ها به رنگ قهوه‌ای، در گرانودیوریت‌ها به رنگ قهوه‌ای تا زرد یا سبز کم‌رنگ و در مونزو گرانیت‌ها به رنگ سبز پررنگ دیده می‌شود که در حقیقت تغییر رنگ آنها از تغییر ترکیب شیمیایی پیروی می‌کند (Lalonde and Bernard, 1993). ترکیب بیوتیت در



شکل ۵. A: ترکیب شیمیایی بیوتیت بر نمودار (Mg-Li) در مقابل (Fe_{tot} + Mg + Ti-Al^{VI}) (Tischendorf et al., 1997). B: ترسیم داده‌های بیوتیت کانسار مس پورفیری چاه فیروزه در نمودار سه‌تایی (Mg-(Fe²⁺ + Mn)-(Al^{VI} + Fe³⁺ + Ti)) (Foster, 1960) و C: نمودار سه‌تایی Al₂O₃-FeO_{tot}-MgO برای نمونه‌های بیوتیت پورفیری چاه فیروزه (Albuquerque, 1973)

Fig. 5. A: Chemical compositions of biotite on the (Mg-Li) vs. (Fe_{tot} + Mg + Ti-Al^{VI}) classification diagram of Tischendorf et al (1997), B: Plot of biotite data from the Chahfiruzeh porphyry copper deposit on the ternary Mg-(Fe²⁺ + Mn)-(Al^{VI} + Fe³⁺ + Ti) diagram of Foster (1960), and C: Ternary Al₂O₃-FeO_{tot}-MgO diagram of biotite samples of Chahfiruzeh porphyry from de Albuquerque (1973)

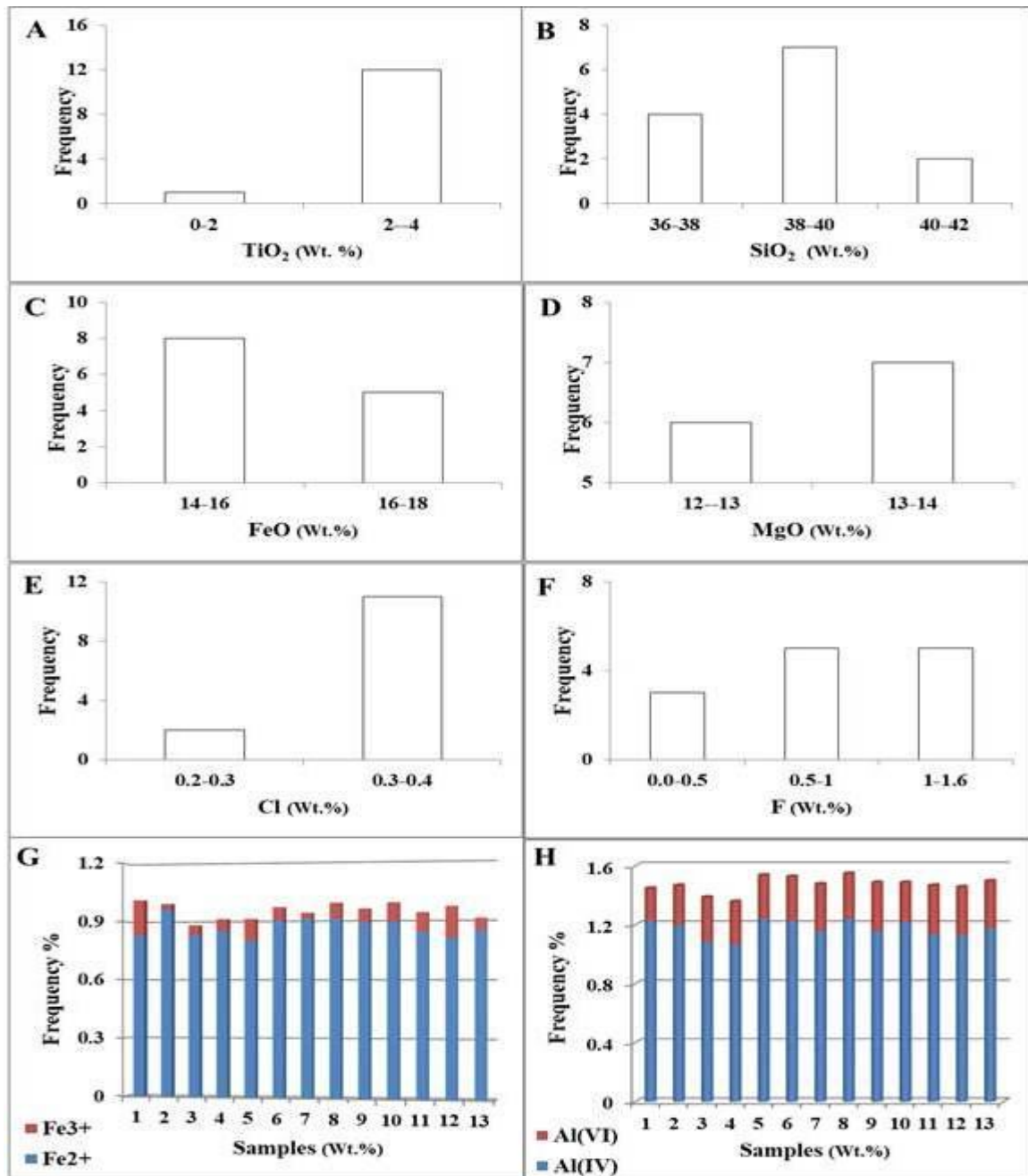
جایگاه زمین‌ساختی

از ترکیب بیوتیت می‌توان برای تمایز جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدها نیز بهره‌جست (Parsapoor et al., 2015). ناچیت و همکاران (Nachit et al., 1985) با استفاده از نسبت

Al در مقابل Mg، ماهیت ماگمای مولد گرانیتوئیدها را در چهار محدوده پرآلومین (P)، کالک‌آلکان (C)، ساب‌آلکان (SA) و آلکان تا پرآلکان (A-PA) تفکیک کرد. به‌علاوه، عبدالرحمان (Abdel-Rahman, 1994) نمودارهای سه‌گانه و

مقابل Al_2O_3 در مقابل MgO ، MgO در مقابل FeO ، Al_2O_3 مقابل Al_2O_3 و در نهایت نمودار سه‌تایی $MgO-FeO_{tot}-Al_2O_3$ اشاره کرد.

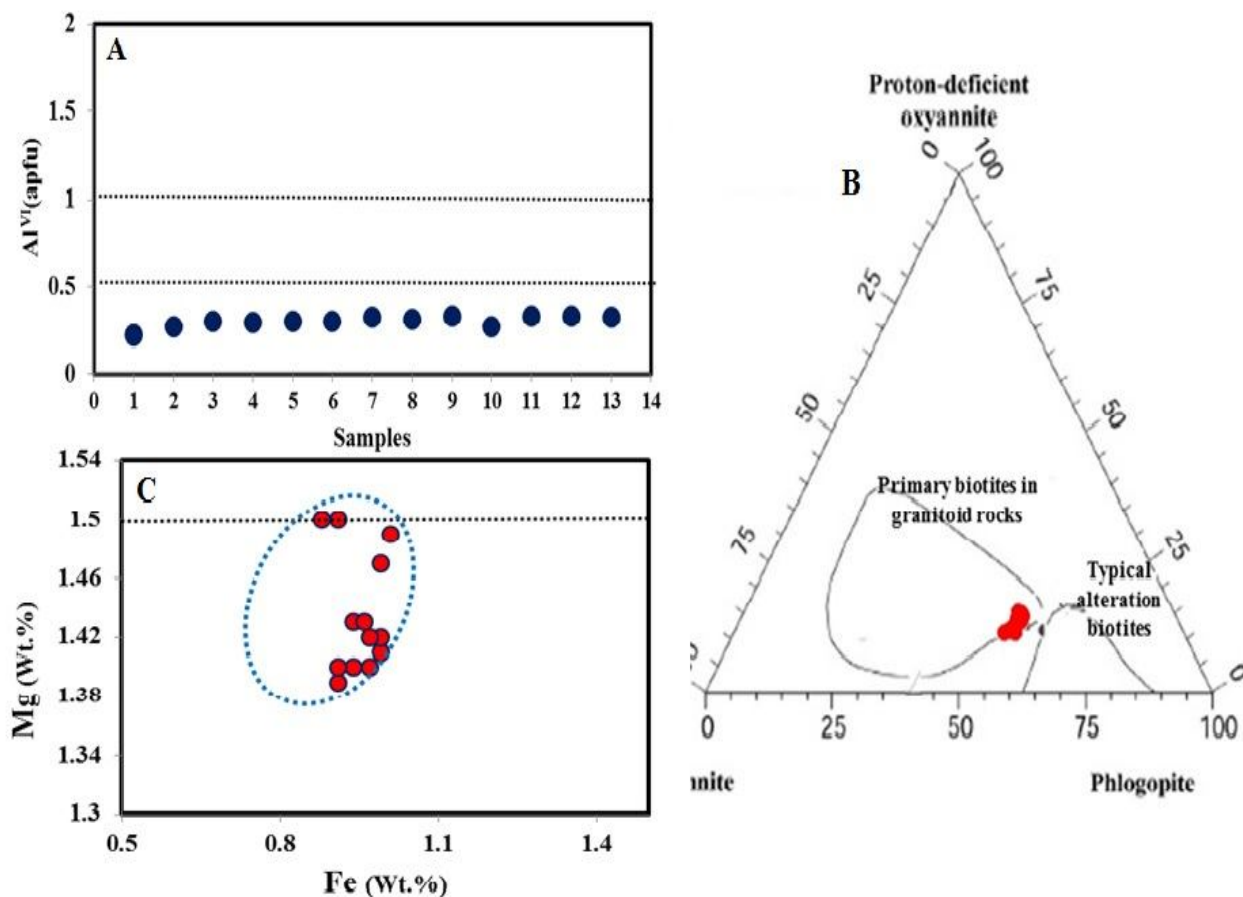
دو گانه مختلفی را برای تمیز نوع ماگما و جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدها پیشنهاد کرد. از مهم‌ترین نمودارهای تعیین خاستگاه زمین‌ساختی و ماهیت ماگمایی می‌توان به نمودارهای FeO در



شکل ۶. نمودار فراوانی A: TiO_2 (wt.%), B: SiO_2 (wt.%), C: MgO (wt.%), D: FeO , E: Cl , F: F , G: Fe^{2+} , Fe^{3+} و H: Al^{IV} , Al^{VI} برای

بیوتیت‌های ماگمایی کانسار مس پورفیری چاه فیروزه

Fig. 6. Histogram diagrams of A: TiO_2 (wt.%), B: SiO_2 (wt.%), C: MgO (wt.%), D: FeO , E: Cl , F: F , G: Fe^{2+} , Fe^{3+} , and H: Al^{IV} , Al^{VI} for magmatic biotites from Chahfruzeh porphyry copper deposit

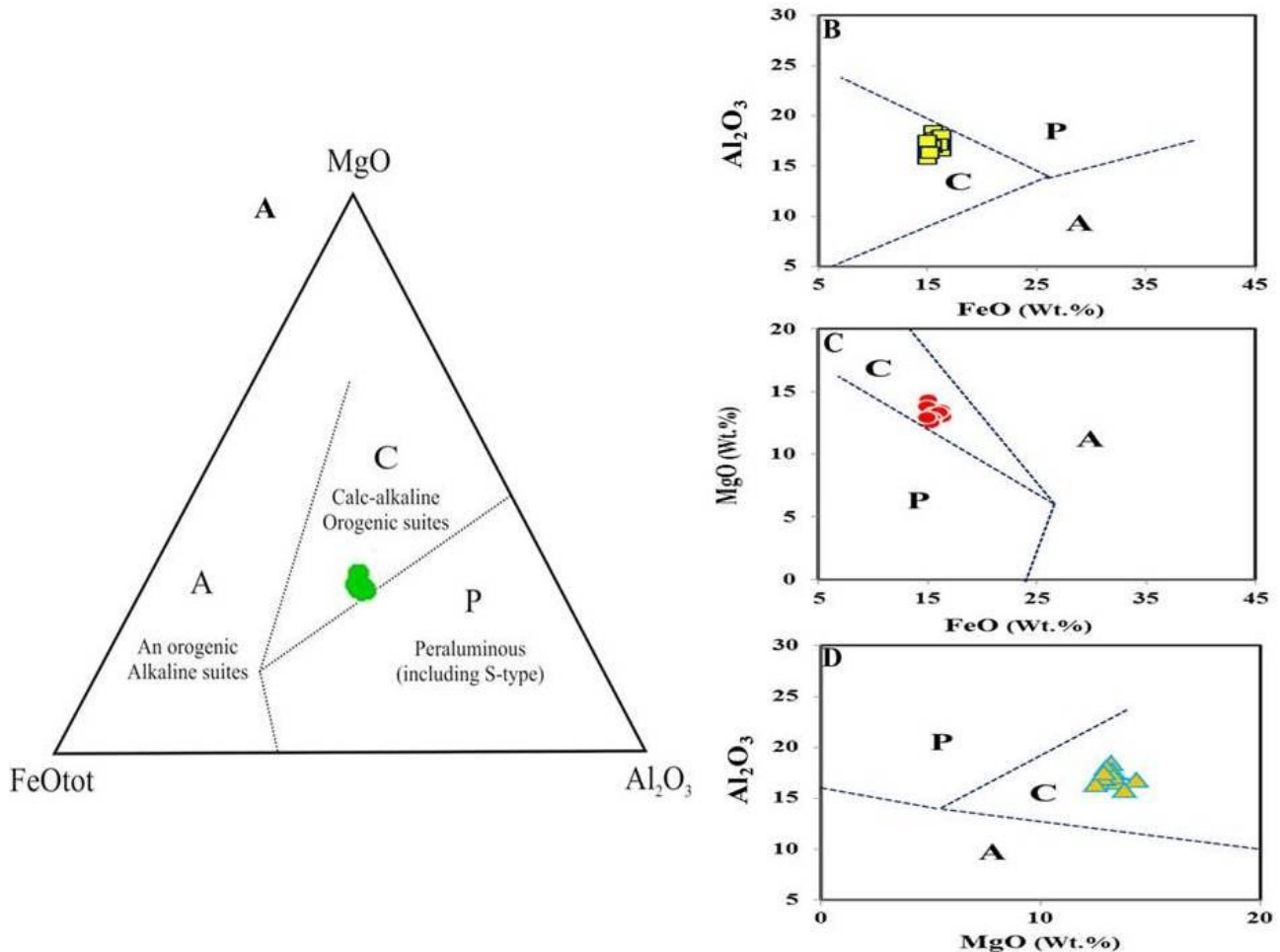


شکل ۷. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های پورفیری چاه فیروزه در A: نمودار فراوانی Al^{IV} (Nachit et al, 2005)، B: نمودار تفکیک مولی بین (Beane, 1974) و C: نسبت Mg/Fe (Beane, 1974)

Fig. 7. Biotite compositions Chahfiruzeh porphyry on A: Histogram diagrams of Al^{IV} (Nachit et al, 2005), B: Beane (1974) mole fraction diagram, and C: Mg/Fe (Beane, 1974)

مقابل Al_2O_3 بهترین نتیجه برای بیوتیت‌های آذرین را ارائه می‌دهد (شکل ۸-B). همچنین در نمودار FeO در مقابل MgO، نمونه‌هایی که در محدوده کالک‌آلکان واقع می‌شوند، شامل بیوتیت‌های غنی از منیزیم هستند (شکل ۸-C) (Abdel-Rahman, 1994). با این تفاسیر بیوتیت‌های چاه فیروزه، ماهیت ماگمایی کالک‌آلکان مرتبط با فرورانش و غنی از منیزیم را نشان می‌دهند. همچنین تمایل نسبی نمونه‌ها به سمت جایگاه پرآلومین (شکل ۸-D)، شکل‌گیری ماگمای مولد کانسار مس پورفیری چاه فیروزه در مراحل انتهایی فرورانش و برخورد را تقویت می‌کند.

بر این اساس خاستگاه گرانیتوئیدها را می‌توان در سه محدوده آلکان (A) شاخص محیط‌های کششی غیرکوه‌زایی، کالک‌آلکان (C) شاخص جایگاه‌های کوه‌زایی مرتبط با فرورانش حاشیه قاره‌ای و پرآلومین (P) شاخص ذوب پوسته قاره‌ای کوه‌زایی برخوردی، تشخیص داد. در این تقسیم‌بندی، فراوانی عناصری نظیر Fe و Mg به دلیل تأثیرگذاری بر رفتار اکسیدهایی از قبیل FeO و MgO و Al_2O_3 از اهمیت بالایی برخوردارند (Abdel-Rahman, 1994). در این راستا، ترسیم نمودارهای مختلف برای بیوتیت‌های چاه فیروزه نشان می‌دهد که جایگاه زمین‌ساختی و ماهیت ماگمایی این توده، در محدوده کالک‌آلکان (C) قرار می‌گیرد (شکل ۸-A). نمودار FeO



شکل ۸. تطابق بیوتیت‌های ماگمایی چاه فیروزه بر نمودارهای طبقه‌بندی ماگمایی (Abdel-Rahman, 1994). A: نمودار سه‌تایی MgO-FeO-Al₂O₃؛ B: نمودار دوتایی FeO (wt.%) در مقابل Al₂O₃ (wt.%)؛ C: نمودار دوتایی FeO (wt.%) در مقابل MgO (wt.%)؛ D: نمودار دوتایی MgO (wt.%) در مقابل Al₂O₃ (wt.%)

Fig. 8. Plots of magmatic biotites from Chahfiruzeh porphyry on the classification Diagrams of magma (Abdel-Rahman, 1994). A: Ternary FeO-MgO-Al₂O₃ diagram, B: binary FeO_{tot} vs. Al₂O₃ tectonomagmatic discriminant diagram, C: FeO_{tot} vs. MgO diagram, and D: Al₂O₃-MgO biotite discrimination diagram

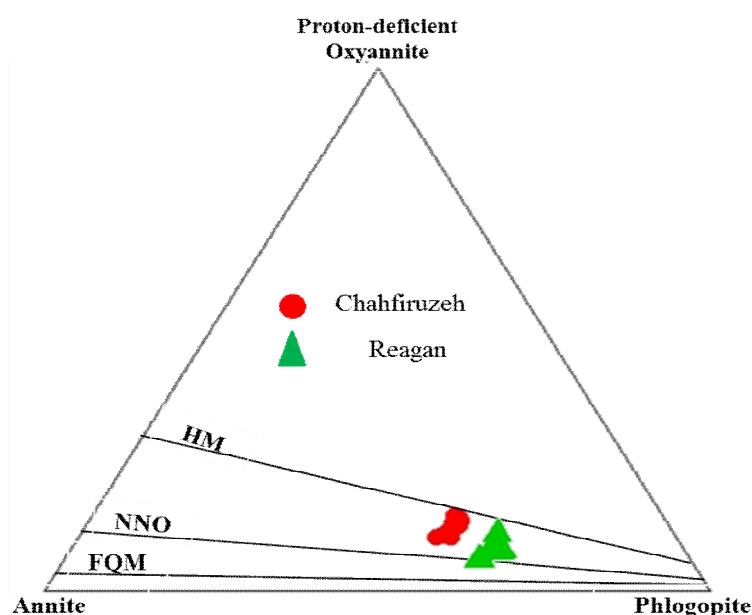
در مراحل اولیه پورفیری‌زایی را فراهم کرده است (Sun et al., 2013). با اذعان به تأثیرپذیری محتوای تیتان بیوتیت از شاخص‌های مختلفی نظیر حرارت، میزان آب، فشار و درنهایت افزایش فوگاسیته اکسیژن، می‌توان از نسبت Ti در بیوتیت‌های ماگمایی برای تعیین فوگاسیته اکسیژن ماگما بهره‌گرفت؛ به طوری که با افزایش فوگاسیته اکسیژن، انحلال تیتان در بیوتیت نیز افزایش می‌یابد. همچنین بر اساس سان و همکاران (Sun et al., 2013)، در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن، غنی‌شدگی منیزیم نسبت به آهن در بیوتیت، افزایش می‌یابد؛ درحالی که در

شاخص‌سازی شرایط ماگمایی کانسار چاه فیروزه

اعتقاد عمومی بر این است که با وجود کشف رخدادهای محدودی از پورفیری‌های با ماگمایی مادر احیایی (Cao et al., 2016)، ماگمای مولد غالب سامانه‌های پورفیری کانه‌زا، فوگاسیته بالای اکسیژن و شرایط اکسیدی را دارا بوده‌اند؛ به طوری که انتقال سولفور موجود در ماگما که از مهم‌ترین شاخص‌های کانه‌زایی پورفیری نیز به‌شمار می‌رود، اغلب در قالب سولفات صورت گرفته است که موجبات تحت اشباع‌ماندن سولفید در خلال تکامل سامانه ماگمایی و عدم جدایش سولفور

مشخص می‌شوند. در همین رابطه ونز و اگستر (Wones and Egster, 1965) نمودار سه‌تایی آنیت، فلوگوپیت و اکسیانیت دارای نقصان پروتون با محدوده‌های بافری هماتیت-مگنتیت، نیکل-نیکل اکسید و فایالیت، مگنتیت، کوارتز برای تخمین فوگاسیته اکسیژن را پیشنهاد کردند. بررسی شرایط فوگاسیته اکسیژن در بیوتیت‌های ماگمایی کانسار چاه فیروزه نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌ها در محدوده NNO واقع می‌شوند (شکل ۹). با توجه به اینکه تغییر از محدوده بافری FMQ به سمت محدوده HM نشان‌دهنده افزایش فوگاسیته اکسیژن محیط است (Sun et al., 2013)؛ لذا قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در محدوده نیکل-نیکل اکسید و تمایل به سمت محدوده HM نشان از فوگاسیته بالا در ماگمای مولد کانسار چاه فیروزه دارد.

شرایط احیایی که کاهش فوگاسیته اکسیژن را به دنبال دارد، بیوتیت معمولاً از آهن غنی می‌شود. در این رابطه، بیوتیت‌های منطقه مورد بررسی نیز حاوی MgO بالا (۱۴/۳۶ Wt.% - ۱۲/۵۴)، می‌میزان Mg (۱/۳۹-۱/۵ Wt.% و Mg/Mg+Fe+Mn با میانگین ۰/۶ هستند (جدول ۱) که نشان‌دهنده تشکیل تحت شرایط فوگاسیته اکسیژن نسبتاً بالاست. همچنین همبستگی منفی بین منیزیم و آهن نیز نشان از جای‌گیری بالای منیزیم نسبت به آهن در فوگاسیته بالای اکسیژن در ماگمای مولد پورفیری چاه فیروزه دارد (شکل ۱۰-B). تمامی کانسارهای با ذخایر قابل توجه مس، مولیبدن، سرب-روی و طلا و نقره واقع در کمان‌های ولکانو-پلوتونیک به‌ویژه ذخایر پورفیری، از دیدگاه ژنتیکی با ماگما‌های سری مگنتیتی مرتبط بوده و با طبیعت نسبتاً اکسیدان ($Fe_2O_3/FeO > 0/5$)



شکل ۹. تطابق فوگاسیته اکسیژن بیوتیت ماگمایی در کانسارهای چاه فیروزه (پورفیری برخوردار) و ریگان (پورفیری قبل برخوردار) بر نمودار سه‌تایی (Wones and Egster, 1965) Xpdo-Xan-Xph

Fig. 9. Plot oxygen fugacity of magmatic biotites from Chahfiruzeh (Collisional porphyry) and Reagan (Pre-Collisional porphyry) on the ternary Ternary Xpdo-Xan-Xph diagram (Wones and Egster, 1965)

مجددیافته و دگرسان شده می‌توان از شیمی بیوتیت‌ها برای تعیین دمای محدوده‌های دگرسانی و ماگمای مادر استفاده کرد. هنری

از بیوتیت‌ها برای دماسنجی سامانه‌های پورفیری نیز استفاده می‌شود. با توجه به خاستگاه بیوتیت مبنی بر ماگمایی، تعادل

بر خورد و بر خوردی تقسیم‌بندی شده‌اند. کلیه پورفیری‌های در ارتباط با گرانیتوئیدهای ائوسن-الیگوسن را پیش از برخورد و گرانیتوئیدهای میوسن که در خلال مراحل انتهایی فرورانش-بر خورد شکل گرفته‌اند را بر خوردی می‌نامند (Shafiei et al., 2009). از این رو برای بررسی وجود یا نبود تمایز بین توده‌های بر خوردی و پیش بر خوردی، محتوای هالوژنی، فوگاسیته اکسیژن و کانه‌زایی در توده‌های چاه فیروزه و ریگان به‌عنوان پورفیری‌های بر خوردی و پیش از بر خوردی با هم مقایسه شدند. محاسبات شیمی بیوتیت‌های ماگمایی پورفیری ریگان بر اساس داده‌های اولیه اقباسی از هزارخانی (Hezarkhani, 2006) انجام شد.

یکی از مهم‌ترین اهداف بررسی شیمی بیوتیت در کانسارهای مس پورفیری، تشخیص و تعیین توده‌های کانه‌زا و عقیم است. همچنین بررسی تغییرات F-CL-OH در بیوتیت، جزئیات بیشتری را از شیمی ماگمای اولیه و سیالات هیدروترمالی در اختیار محققان قرار می‌دهد. علاوه بر این، برخی پژوهش‌های مهم نیز به بررسی شیمی بیوتیت و ارزیابی تغییرات آن در دگرسانی‌های پتاسیک، فلیک، پروپلیتیک و آرزلیک پرداخته‌اند (Afshooni et al., 2013). به‌طور خاص، محتوای هالوژنی (F, Cl) بیوتیت می‌تواند برای بررسی شاخص‌های ماگمایی و سیالات هیدروترمالی مرتبط با آن به کار رود (Siahcheshme et al., 2012). هالوژن‌ها به‌ویژه عناصر فرار فلئور و کلر نقشی مهم در سامانه کانه‌زایی ماگمایی و هیدروترمالی دارند. لذا توجه به بررسی و ارزیابی فوگاسیته هالوژن‌ها در سامانه‌های کانه‌زایی آذرین و هیدروترمالی از اهمیت بالایی برخوردار است. بررسی عناصر فرار فلئور و کلر برای اهدافی از قبیل پایش تغییرات ترکیب سیال، تعیین مدل موازنه جرمی عناصر انتقال‌یافته در طی فرورانش، ارزیابی عمق تزریق ماگمایی در سیستم‌های زمین‌گرمایی، میزان کانه‌زایی و نسبت تمرکز عناصر و بررسی رفتار عناصر فلزی در طی کانه‌زایی انجام می‌شود (Willmore et al., 2000). سطح جانشینی هالوژن‌های کلر و فلئور در فاز هیدروکسیل بیوتیت و

و همکاران (Henry et al., 2005) و بین (Beane, 1974) شاخص‌ترین روش‌های دماسنجی بیوتیت‌ها را ارائه کردند. با توجه به میزبانی بیوتیت از تیتان و تأثیرپذیری Ti از شاخص‌هایی نظیر فشار و دما از محتوای تیتان در بیوتیت‌ها می‌توان برای دماسنجی استفاده کرد. پارساپور و همکاران (Parsapoor et al., 2015) نیز از این روش برای تعیین دمای بیوتیت‌ها در سامانه‌های پورفیری استفاده کرده‌اند. لذا در این پژوهش نیز دماسنجی بیوتیت‌ها بر اساس روش هنری و همکاران (Henry et al., 2005) انجام شد (رابطه ۱). محدوده کالیبراسیونی این روش برابر $X_{Mg} (a.p.f.u) = 0.275 - 1/0.00$ ، $T = 480 - 800^{\circ}C$ و فشار ۴۰۰-۶۰۰ مگاپاسکال است. چنان‌که در جدول ۱ آمده است، دماسنجی بیوتیت‌های چاه فیروزه، کمینه و بیشینه ۴۷۸ تا ۶۳۲ درجه سانتی‌گراد را دارا هستند. نمونه‌های مورد بررسی، میانگین دمایی ۵۶۵/۳ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (جدول ۱).

رابطه ۱

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

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

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

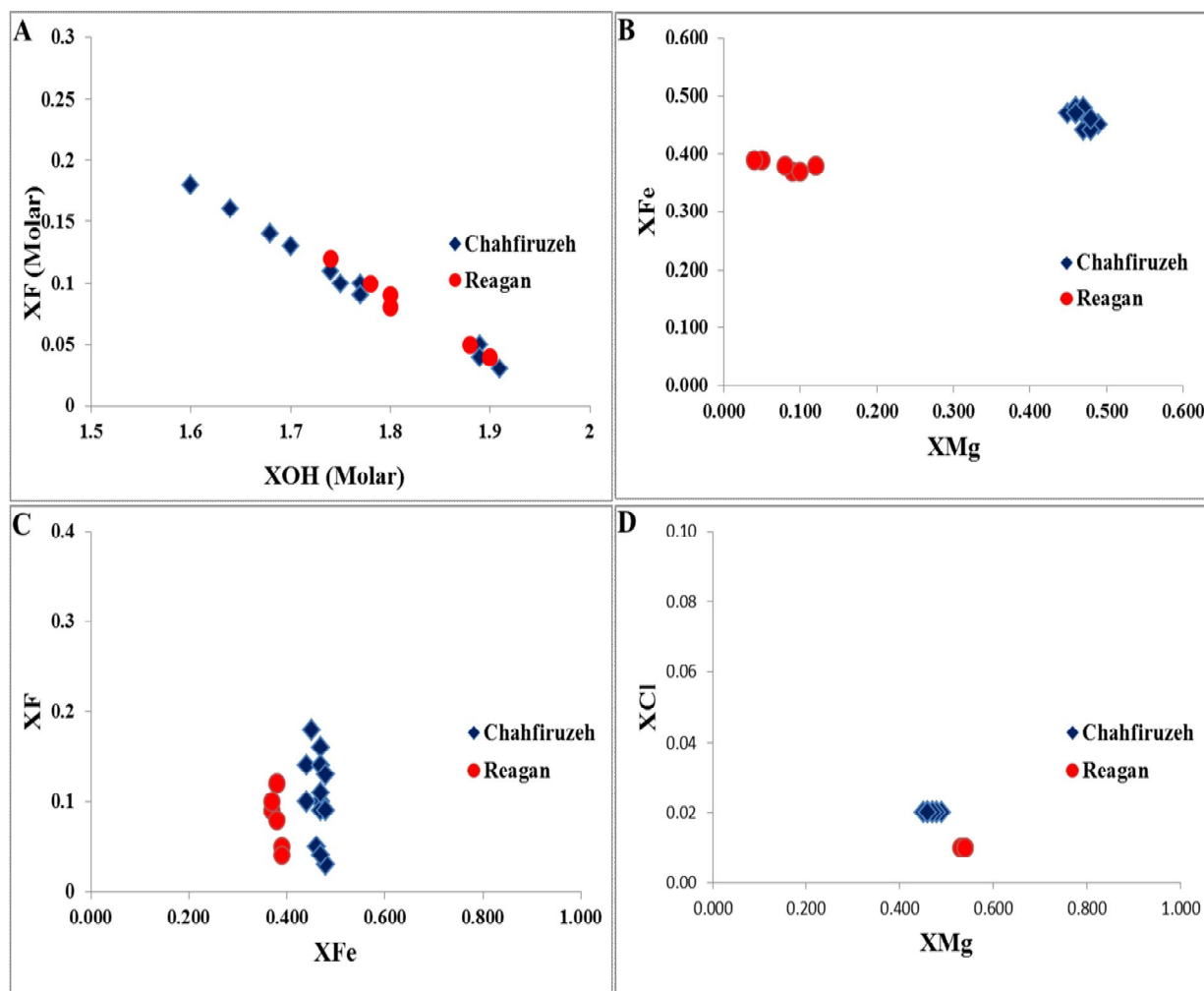
محتوای هالوژنی و توانایی کانه‌زایی

فعالیت‌های تکتوماگمایی سنوزوئیک و جای‌گیر شدن سامانه‌های پورفیری در ارومیه-دختر را می‌توان به سه بخش زمانی ائوسن-الیگوسن، الیگوسن میانی-پایانی و میوسن میانی-پایانی تقسیم کرد که البته بسیاری از پژوهشگران بر میوسن به‌عنوان زمان اصلی تشکیل کانسارهای پورفیری اعتقاد دارند (Shafiei et al., 2009). بر اساس اسدی و همکاران (Asadi et al., 2014) و زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al., 2015)، بخش اعظم توده‌های نفوذی زون ارومیه-دختر که با کانه‌زایی همراه است را می‌توان واجد شاخص‌های آداکایتی یا به بیان بهتر شبه‌آداکایتی دانست که این ویژگی در عمده توده‌های پورفیری کانه‌دار جهان نیز صدق می‌کند. در زون ماگمایی ارومیه-دختر، پورفیری‌ها به دو دسته کلی پیش از

تغییرات در نسبت‌های Mg/Fe و F/OH در بیوتیت ماگمایی می‌تواند به‌عنوان ابزاری مفید برای بررسی آلودگی سنگ‌های آذرین به‌کار رود (Ague and Brimhall, 1988). اصطلاح آلودگی برای بیان درهم‌کنش ماگمای (نوع I) مشتق شده از گوشته بالایی یا صفحه فرورانده با ترکیبات با منشأ قاره‌ای توسط فرایندهایی نظیر ذوب‌بخشی، اختلاط ماگمایی و هضم به‌کار می‌رود. گرانیئوئیدهای نوع I حاوی بیوتیت‌های با (XMg/XFe) کمتر از ۰/۲۱-، بر اساس افزایش نسبت F/OH در سه زیرگروه تقسیم‌بندی می‌شوند. سه زیرگروه متعلق به گرانیئوئیدهای نوع I با محدوده‌های بالای اکسیداسیونی شناخته می‌شوند. گرانیئوئیدهای حاوی بیوتیت‌های با (XMg/XFe) بیشتر از ۰/۲۱- نیز در دو زیرگروه آلودگی شدید و کاهشی (نوع I-SCR) جای می‌گیرند (Brimhall and Crerar, 1987). نمونه‌های مورد بررسی در پورفیری‌های چاه فیروزه و ریگان در بخش گرانیئوئیدهای I با میزان آلودگی متوسط و اندک واقع می‌شوند که اشتراک در توده نفوذی دو کانسار را نشان می‌دهد (شکل ۱۱).

هالوژن‌ها نقشی مهم در انتقال فلزات ایفا می‌کنند. به‌همین دلیل تمرکز زیادی بر بررسی فوگاسیته محتوای هالوژنی در سامانه‌های کانه‌زایی ماگمایی و هیدروترمال وجود دارد (Selby and Nesbitt, 2000). انتقال مس به‌صورت غالب به شکل مجموعه‌های کلریدی انجام می‌شود. لذا ترکیب بیوتیت‌های ماگمایی، ابزاری کارآمد برای محاسبه فوگاسیته کلر و فلوئور ماگما در خلال روند تبلور به‌شمار می‌روند و به‌صورت $\log (fHF / fH_2O)$ و $\log (fHCl / fH_2O)$ گزارش می‌شوند. فوگاسیته هالوژن‌ها را می‌توان از طریق معادله میونز (Munoz, 1992) محاسبه کرد (Zhu and Sverjensky, 1992). البته در این پژوهش نسبت‌های یادشده از طریق نرم‌افزار $Mica^+$ محاسبه شد. بر اساس محاسبات انجام‌شده در فضای نرم‌افزار $Mica^+$ که مبتنی بر روابط میونز (Munoz, 1992) است، لگاریتم نسبت‌های fH_2O/fHF و $fH_2O/fHCl$ برای کانسار چاه فیروزه به‌ترتیب ۴/۶۹-۴/۸۴ و ۴/۰۹-۴/۲۸ است.

دیگر میکاها به شاخص‌هایی نظیر ترکیب شیمیایی بیوتیت، فعالیت F و Cl و در نهایت دمای ماگما یا سیالات هیدروترمال وابسته است. البته با توجه به نزدیکی شعاع یونی فلوئور به شعاع یونی OH^- ، جانشینی فلوئور به جای OH^- نسبت به کلر با سهولت بیشتری انجام می‌شود (Teiber et al., 2015). در مقایسه با میزان فلوئور، مقدار کلری که قابلیت جای‌گیری در سایت OH^- را دارد، بسیار اندک بوده و به‌همین دلیل تنها برخی از بیوتیت‌ها به‌صورت استثنا، دارای نسبت $Cl/(OH+F+Cl)$ بیشتر از یک است (Munoz, 1984). بررسی روند جانشینی فلوئور و OH^- در بیوتیت‌های ماگمایی چاه فیروزه و ریگان، نشان‌دهنده همبستگی منفی بین این دو، در هر دو کانسار است. همبستگی منفی شدید بین فلوئور و OH^- در پورفیری‌های مورد بررسی بیانگر جای‌گیری آسان‌تر و سازگاری بیشتر فلوئور در ساختار بیوتیت است (شکل ۱۰-A). به‌علاوه، بیوتیت می‌تواند روند غنی‌شدگی منیزیم در مقابل غنی‌شدگی آهن را نشان دهد که این موضوع در ارتباط با فوگاسیته اکسیژن محیط است (Eugster and Wones, 1965). 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 پورفیری‌های چاه فیروزه و ریگان تأیید می‌کند که غنی‌شدگی Mg در کانسارهای برخوردی نسبت به سامانه‌های پیش از برخورد به‌وضوح قابل مشاهده است (شکل ۱۰-B). همچنین با اذعان به اصل همبستگی منفی میان آهن و فلوئور (اصل طرد فلوئور-آهن)، به‌طور معمول، بیوتیت‌های با میزان Mg بالا، محتوای فلوئور بیشتری را نیز نشان خواهند داد (Munoz, 1984). از این‌رو در این پژوهش نیز همبستگی منفی میان XFe و فلوئور و در مقابل همبستگی مثبت میان منیزیم و فلوئور نشان می‌دهد که در بیوتیت‌های چاه فیروزه، رابطه‌ای مستقیم میان افزایش منیزیم و محتوای F برقرار است (شکل ۱۰-C). بررسی نسبت X_{Mg} با میزان Cl نیز تأیید می‌کند که غلظت کلر در سامانه‌های پورفیری برخوردی نسبت به پیش از برخوردی‌ها افزایش دارد (شکل ۱۰-D). به‌همین صورت،



شکل ۱۰. ترکیب شیمیایی بیوتیت در کانسارهای مس پورفیری چاه فیروزه و ریگان بر A: XOH در مقابل XF، B: XMg در مقابل XFe، C: XFe در مقابل XF، D: XMg در مقابل XCl

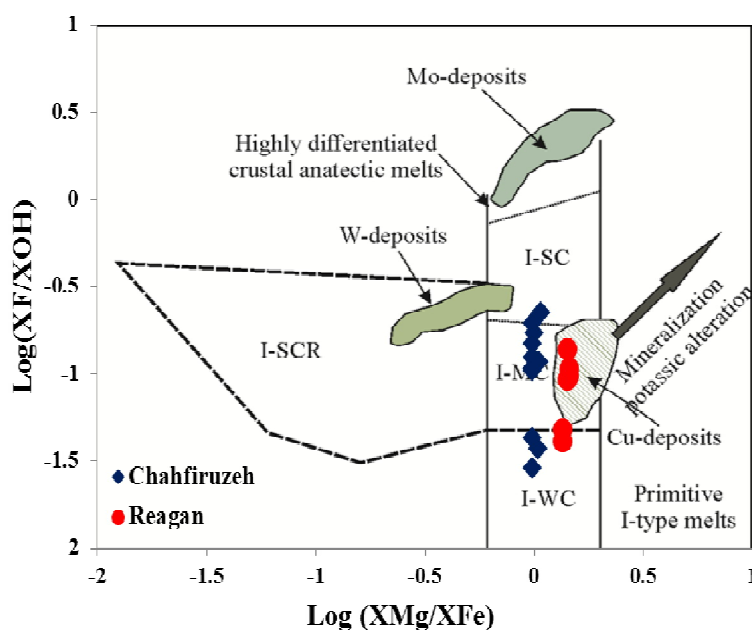
Fig. 10. Composition of biotite from the Chahfiruzeh and Reagan porphyry copper deposit on A: XOH vs. XF, B: XMg vs. XFe, C: XFe vs. XF, and D: XMg vs. XCl plots

که تحت شرایط فشار، حرارت و ترکیب سیال مشابهی تشکیل می‌شوند، بر روی نمودار $\log(XCl/XOH)/XMg$ و $\log(XF/XOH)/XFe$ روندهای خطی نشان می‌دهند. شیب این خطوط عاملی از حرارت و مقادیر عرض از مبدأ عاملی از شرایط فیزیکوشیمیایی مانند فشار و ترکیب سیال هستند. مشابهت عرض از مبدأ و پراکندگی باریک میزان هالوژن بیوتیت در سامانه‌های پورفیری نظیر Casino در کانادا را به مقادیر ثابت XCl/XOH و XF/XOH سیال هیدروترمال با شرایط حرارتی بسیار مشابه نسبت می‌دهند (Selby and Nesbitt, 2000).

میانگین fH_2O/fHF و $fH_2O/fHCl$ نیز به ترتیب ۵/۱۴ و ۴/۱۴ است (جدول ۱) که در هر دو نسبت بیشتر از یک است و بیانگر این موضوع است که محتوای آب سیالات اولیه نسبت به محتوای هالوژنی دارای غنی‌شدگی بیشتری است (Zhang et al., 2016). همچنین نسبت $fHF/fHCl$ در بیوتیت‌های چاه فیروزه دارای محدوده تغییرات ۱/۴۱- تا ۲/۱۶- و میانگین ۱/۶۶- است (جدول ۱). در رابطه با بررسی فوگاسیته محتوای هالوژنی سامانه‌های پورفیری با توجه به پژوهش ژو و سورجنسکی (Zhu and Sverjensky, 1992)، بیوتیت‌هایی

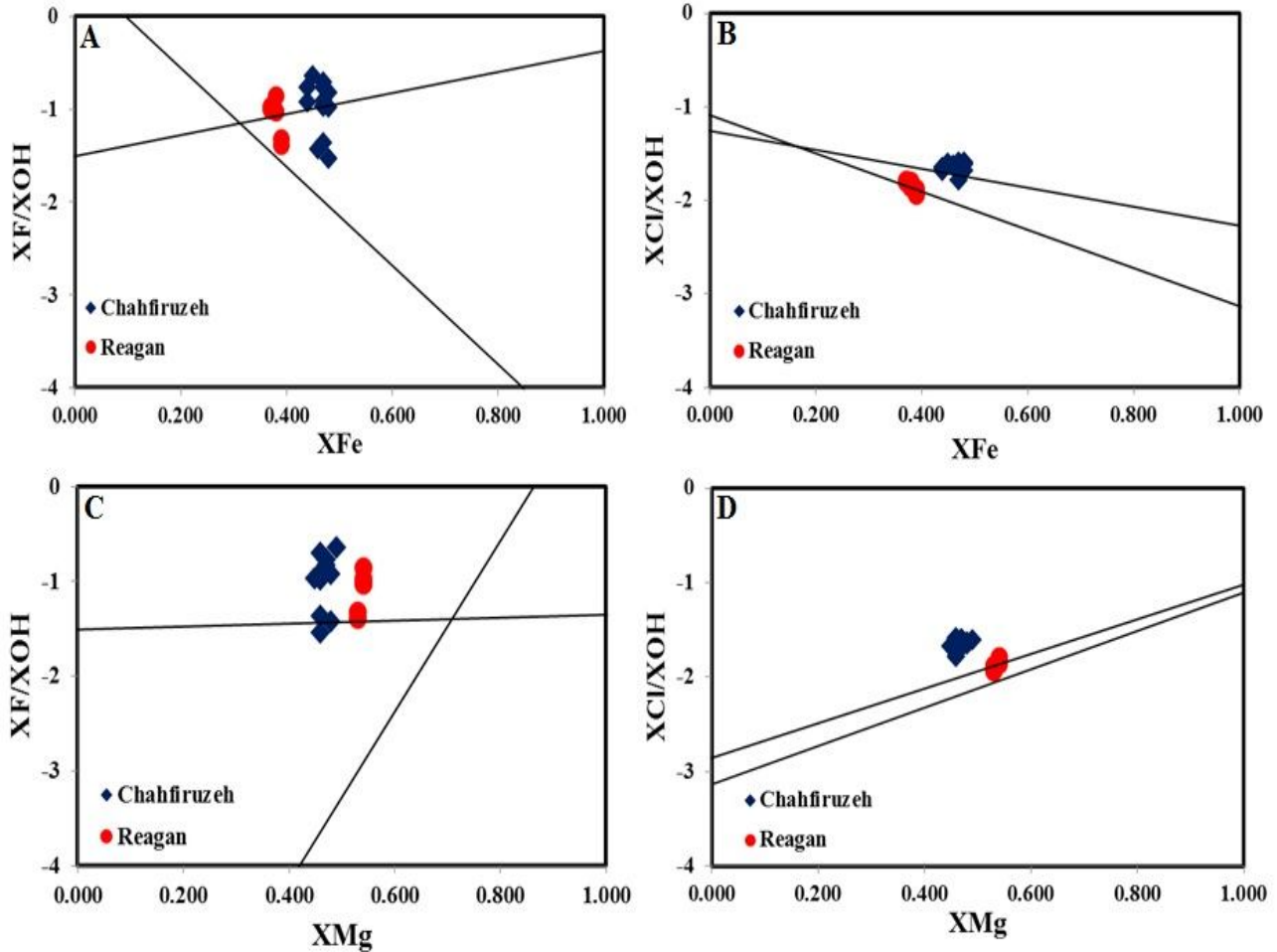
گرفته‌اند؛ درحالی‌که تغییرات در شرایط فلئور در این کانسار نشان از نبودن روند یکسان در F در چاه فیروزه و ریگان دارد (شکل ۱۲-A و B). با توجه به فوگاسیته تقریباً یکسان این دو کانسار (شکل ۹)، نمی‌توان تغییرات فوگاسیته را در نبود روندی ثابت در تغییر محتوای F دخیل دانست. لذا بدون توجه به همبستگی منفی فلئور و آهن (Munoz, 1984)، افزایش نسبی F در پورفیری چاه فیروزه نسبت به ریگان را می‌توان به غنی‌شدگی این سامانه پورفیری از منیزیم دانست. در ادامه نیز بررسی نمونه‌های کانسارهای چاه فیروزه و ریگان بر روی نمودار XMg در مقابل XF/XOH و XCl/XOH نیز تأیید کرد که روند تغییرات محتوای فلئور در سامانه‌های پورفیری یکسان نبوده و پراکندگی نمونه‌ها نیز نشان از تغییر شرایط واضح در سیالات ماگمایی دارد. در رابطه با تغییرات کلر نیز در کانسار ریگان شرایط فوگاسیته نسبت به کانسار چاه فیروزه از ثبات بیشتری برخوردار است (شکل ۱۲-C و D).

مقادیر عرض از مبدأ مشابه و پراکندگی باریک برای نسبت‌های XCl/XOH ممکن است بیانگر شرایط حرارتی و ترکیبی یکسان باشد. پراکندگی در نسبت‌های $\log(XF/XOH)$ نسبت به شیب‌های تخمین‌زده شده، شاهدهی بر تشکیل بیوتیت تحت شرایط متفاوت حرارت و ترکیب شیمیایی است. بیوتیت‌هایی که در شرایط مشابه دما، فشار و ترکیب سیال مشابه شکل می‌گیرند، روند خطی آشکاری بر روی خطوط $\log(XCl/XOH)$ vs. $\log(XF/XOH)$ و همچنین $\log(XF/XOH)$ vs. XFe و XMg vs. XFe نشان می‌دهند. دامنه این تابع خطی تنها شامل دماست؛ اما از سایر شاخص‌های فیزیکی شیمیایی از قبیل فشار و ترکیب سیال نیز تأثیر می‌پذیرد (Zhu and Sverjensky, 1992). تطابق بیوتیت‌های ماگمایی کانسار چاه فیروزه به‌عنوان پورفیری برخورداری و کانسار ریگان به‌عنوان پورفیری پیش از برخوردی در نمودار XFe در مقابل XF/XOH و XCl/XOH نشان‌داد که هر دو پورفیری، تحت شرایط فوگاسیته کلر یکسان شکل



شکل ۱۱. تطابق بیوتیت‌های ماگمایی کانسارهای چاه فیروزه و ریگان بر نمودار $\log(XMg/XFe)$ در مقابل $\log(XF/XOH)$ برای تشخیص ماهیت توده نفوذی گرانیتوئیدی (Brimhall and Crerar, 1987): گرانیتوئیدهای با آلودگی کم (I-WC)، متوسط (I-MC) و شدید (I-SC)، گرانیتوئیدهای شدیداً آلوده و احیایی (I-SCR)

Fig. 11. Plots of the Chahfiruzeh and Reagan magmatic biotite in $\log(XMg/XFe)$ versus $\log(XF/XOH)$ discrimination diagram (Brimhall and Crerar, 1987) for granitic intrusions: ; I-type weakly contaminated. (I-WC); I-type moderately Contaminated (I-MC); I-type strongly contaminated (I-SC) and I-type strongly contaminated and reduced (I-SCR)



شکل ۱۲. A: $\log(XF/XOH)$ در مقابل XFe . B: $\log(XCl/XOH)$ در مقابل XFe . C: $\log(XF/XOH)$ در مقابل XMg و D: $\log(XCl/XOH)$ در مقابل XMg برای بیوتیت ماگمایی کانسارهای چاه فیروزه (پورفیری برخوردی) و ریگان (پورفیری پیش از برخورد)

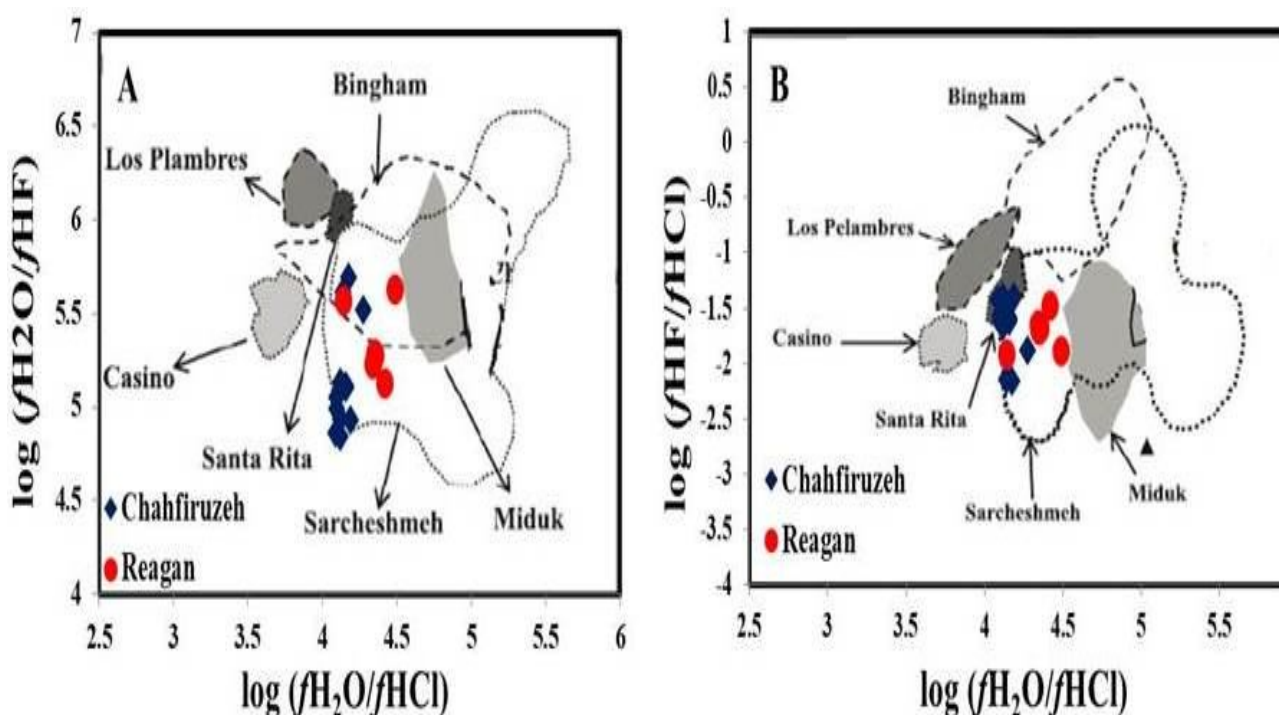
Fig. 12. A: $\log(XF/XOH)$ vs. XFe , B: $\log(XCl/XOH)$ vs. XFe , C: $\log(XF/XOH)$ vs. XMg , and D: $\log(XCl/XOH)$ vs. XMg for magmatic biotite from Chahfiruzeh (Collisional porphyry) and Reagan (Pre-collisional porphyry) deposits

بررسی در مقایسه با سایر پورفیری‌های مناطق مختلف جهان نشان می‌دهد که هر دو سامانه در طبقه محدوده پورفیری سرچشمه واقع می‌شوند، با این تفاوت که پورفیری چاه فیروزه هم‌پوشانی نزدیکی با مس پورفیری Santa Rita دارد (شکل ۱۳-A). نسبت $fH_2O/fHCl$ در چاه فیروزه و ریگان از فراوانی بیشتری در مقایسه با Casino و مس-مولیبدن Los Pelambres برخوردارند. $fHF/fHCl$ پورفیری چاه فیروزه، افزایش اندکی نسبت به ریگان نشان می‌دهد. نمودار نسبت $fH_2O/fHCl$ در مقابل fH_2O/fHF نیز پراکنش نمونه‌های مورد بررسی را در محدوده پورفیری‌های سرچشمه و بینگهام

در ادامه نیز فوگاسیته هالوژن‌ها در کانسار چاه فیروزه با کانسارهای مس پورفیری مهم دنیا نظیر مس-مولیبدن Bakircay، مس-مولیبدن-طلای Casino، Bingham، مس-مولیبدن-طلای Hanover، مس-مولیبدن Deboullie، مس-طلای Los Pelambres و مس Santa Rita مقایسه شد (Einali et al., 2014). به‌علاوه، برای مقایسه کانسارهای پورفیری برخوردی و پیش از برخورد در کمان ماگمایی ارومیه دختر، فوگاسیته هالوژنی بیوتیت‌های ماگمایی چاه فیروزه با بیوتیت‌های ماگمایی پورفیری ریگان مقایسه شد. بررسی نسبت $fH_2O/fHCl$ در مقابل $fHF/fHCl$ برای پورفیری‌های مورد

ریگان، نزدیکی ژنتیکی بالایی با پورفیری بینگهام دارند. به علاوه، چاه فیروزه، هم‌پوشانی کاملی با مس Casino نشان می‌دهد (شکل ۱۴).

تأیید کردند (شکل ۱۳-B). میزان کم H_2O در مقایسه با محتوای F در کانسار چاه فیروزه نسبت به پورفیری ریگان و سایر کانسارها، قابل توجه است. در نهایت نمودار $fH_2O/fHCl$ در مقابل IV(Cl) نشان می‌دهد که پورفیری‌های چاه فیروزه و



شکل ۱۳. A و B: مقایسه فوگاسیته محتوای هالوژنی در بیوتیت‌های ماگمایی پورفیری‌های چاه فیروزه با ریگان (Hezarkhani, 2006) و برخی دیگر از نفوذی‌های مرتبط با پورفیری‌ها (Einali et al., 2014)

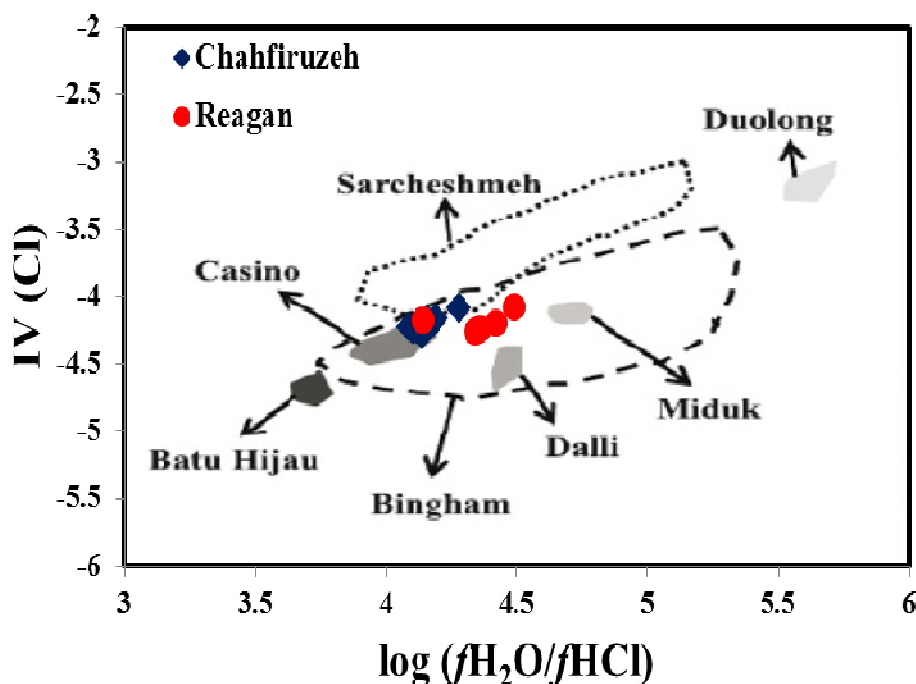
Fig. 13. A and B: Comparison of halogen fugacity ratios for magmatic biotite from Chahfiruzeh porphyry with Reagan (data from Hezarkhani, 2006) and several other intrusions associated with porphyry-style mineralization (data from Einali et al., 2014)

به سمت فاز سیال داشته و این تمایل به دلیل ناپایداری بالای کلر در ماگمای حدواسط فلسیک است. در مقابل، پایداری نسبتاً بالای فلئور در ماگماهای سیلیکاته سبب شده است که این عنصر به میزان بالایی در ماگما و کانی‌های آبدار تفریق‌یابد (Boomeri et al., 2009). از این رو بررسی عرض از مبدأ فلئور و کلر (IV(F) و IV(Cl)) و نسبت فلور به کلر (IV(F/Cl)) که برای بیان درجه غنی‌شدگی F و Cl در میکاها به صورت کمی به کار می‌روند (Munoz, 1984)، از معیارهای

به‌طور معمول، کانسارهای مس پورفیری به‌وسیله سیالات ماگمایی آلکالی غنی از کلر تشکیل می‌شوند که در خلال تبلور ماگما در بخش‌های بالایی پوسته جای گرفته‌اند. در مرحله پس از تبلور، سیالات مشتق‌شده از ماگما غنی از آب بوده که حجم گسترده‌ای از بخارات را به همراه دارد. مواد فرار نقشی مهم در کانه‌زایی دارند. غنی‌شدگی کلر در سیالات مشتق‌شده از ماگما، اهمیت بالایی در تشکیل کانسارهای مس پورفیری ایفا می‌کند. کلر از عناصر فرار ویژه به‌شمار می‌رود که تمایل بالایی به تفریق

IV(Cl) در پورفیری‌های چاه فیروزه و ریگان در محدوده کانسارهای مس پورفیری قرار می‌گیرند. میزان IV(F) در چاه فیروزه نسبت به پورفیری ریگان از فراروانی بیشتری برخوردار است (شکل ۱۵-A و B). نبودن میزان بالای کلر در بیوتیت‌های ماگمایی مورد بررسی به دلیل منیزیمی بودن بیوتیت‌ها و اصل طرد منیزیم - کلر است (Boomeri et al., 2009). با وجود افزایش چشمگیر IV(F/Cl) در چاه فیروزه نسبت به کانسار ریگان، هردو پورفیری در محدوده توده‌های مس پورفیری واقع می‌شوند (شکل ۱۵-C).

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 نیست و مرتبط با فوگاسیته HCl و HF در ماگما و یا سیالات است (Yavuz, 1997). میزان HF از مبدأ کلر در بیوتیت با سنگ‌های دگرسانی گرمابی و کانه‌زایی تطابق دارد (Munoz, 1984). در همین رابطه مقادیر IV(F) و IV(Cl) در پورفیری‌های چاه فیروزه (برخوردی) و ریگان (پیش از برخورد) با مقادیر عرض از مبدأ هالوژنی گزارش شده از پورفیری‌های مختلف جهان مقایسه شد (Munoz, 1984). داده‌های حاصل نشان می‌دهند که IV(F)



شکل ۱۴. مقایسه $\log (fH_2O/fHCl)$ در مقابل IV(Cl) در بیوتیت‌های ماگمایی پورفیری‌های چاه فیروزه با ریگان (Hezarkhani, 2006) و برخی از نفوذی‌های مرتبط با پورفیری‌ها (Einali et al., 2014)

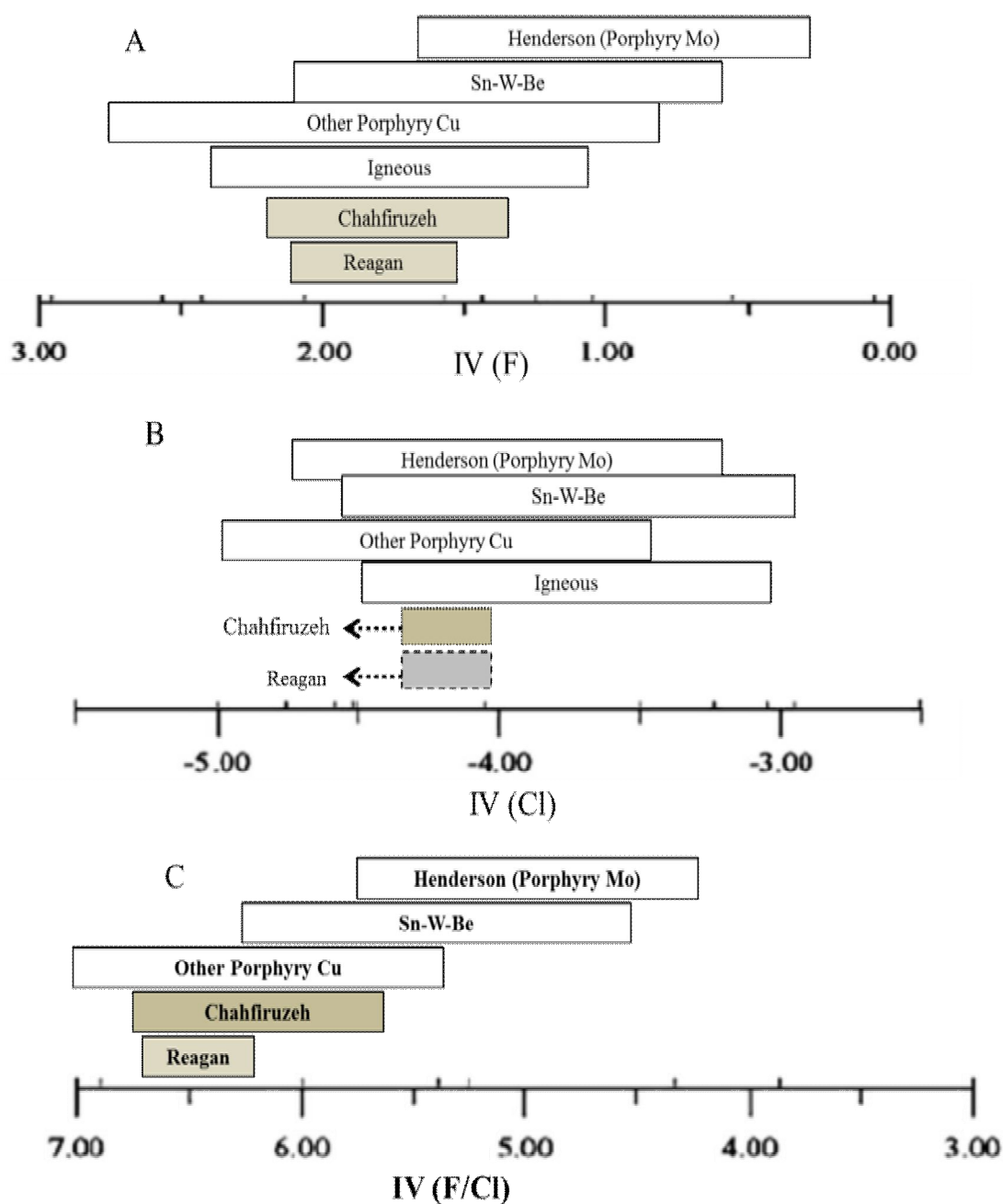
Fig. 14. Comparison of the $\log (fH_2O/fHCl)$ versus IV(Cl) values for Chahfiruzeh magmatic biotites with Reagan porphyry (data from Hezarkhani, 2006) and several other intrusions associated with porphyry-style mineralization (data from Einali et al., 2014)

بیوتیت و نسبت‌های فوگاسیته سیالات گرمابی نقشی مهم در تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی و کانه‌زایی در نهشته‌های مس پورفیری دارند؛ لذا بر اساس مقدار هالوژن‌ها در بیوتیت‌ها می‌توان گرانیت‌های بارور را از گرانیت‌های عقیم تفکیک کرد

علاوه‌براین، بر اساس میونز (Munoz, 1992)، ترسیم نمودار IV(F) در مقابل IV(F/Cl)، قرارگیری هردو پورفیری چاه فیروزه و ریگان در طبقه‌بندی پورفیری‌های مس را تأیید می‌کند (شکل ۱۶-A). در نهایت، با توجه به اینکه شیمی هالوژن‌ها در

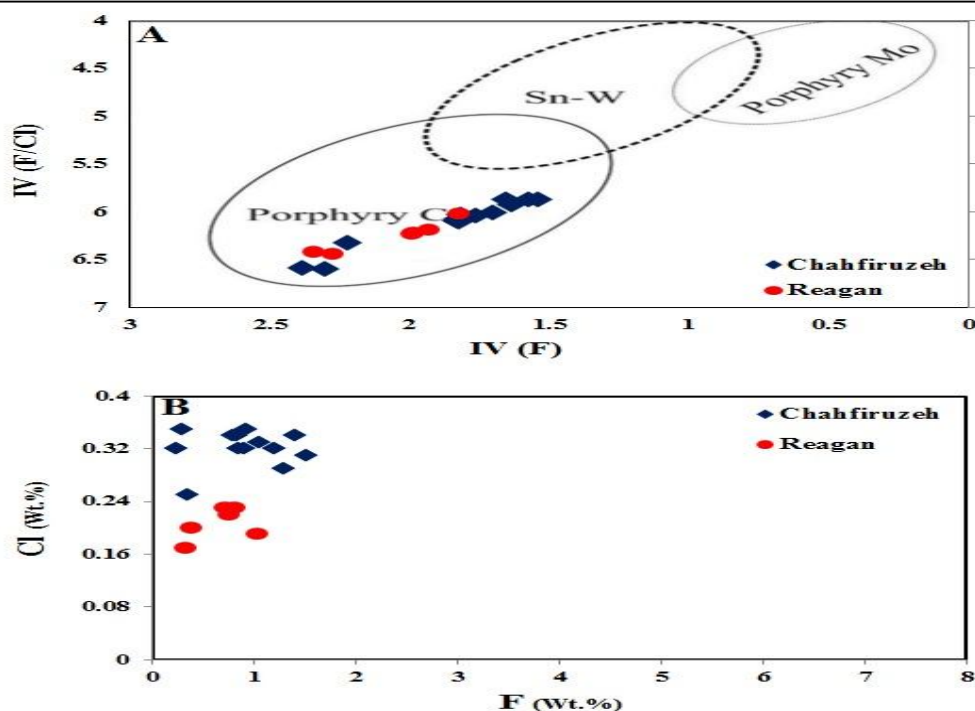
در نمونه‌های چاه فیروزه نسبت به ریگان را شاید بتوان مستندی مناسب در رابطه با عدم کانه‌زایی قابل توجه در پورفیری پیش از برخوردی ریگان دانست (شکل ۱۶-B).

(Muller and Groves, 2000). بررسی میزان کانه‌زایی در پورفیری‌های چاه فیروزه و ریگان نشان می‌دهد که هر دو کانسار در زمره توده‌های بارور قرار می‌گیرند؛ اما میزان نسبتاً بالای کلر



شکل ۱۵. مقایسه A: IV(F), B: IV(Cl), و C: IV(F/Cl) در کانسارهای چاه فیروزه (برخوردی) و ریگان (پیش از برخورد) (Hezarkhani, 2006) با پورفیری‌زایی‌های مختلف Mo-Sn-W and Cu (Munoz, 1984)

Fig. 15. Comparison of A: IV(F), B: IV(Cl), and C: IV(F/Cl) in Chahfiruzeh deposit (Collisional) with Reagan porphyry (Pre-collisional) (data from Hezarkhani, 2006) and Mo-Sn-W porphyries (data are from Munoz, 1984)



شکل ۱۶. A: مقایسه $IV(F/Cl)$ vs. $IV(F)$ در بیوتیت‌های پورفیری چاه فیروزه با کانسار ریگان و B: نمودار F (Wt.%) در مقابل Cl (Wt.%) برای بیوتیت ماگمایی پورفیری‌های چاه فیروزه (برخوردی) و ریگان (قبل از برخوردی)

Fig. 16. A: Comparison of $IV(F/Cl)$ vs. $IV(F)$ for biotites from the Chahfiruzeh porphyry with Reagan deposit, and B: F (Wt.%) vs. Cl (Wt.%) diagram from magmatic biotites from Chahfiruzeh (Collisional) and Reagan (Pre-collisional) porphyry

نتیجه‌گیری

نشان‌دهنده نبودن روندی یکسان در F ، در چاه فیروزه و ریگان است. بررسی نمونه‌های کانسارهای چاه فیروزه و ریگان بر روی نمودار XMg در مقابل XF/XOH و XCl/XOH نیز تأیید کرد که روند تغییرات محتوی فلئور در سامانه‌های پورفیری برخوردی و پیش از برخورد، یکسان نبوده است و پراکندگی نمونه‌ها نیز نشان از تغییر شرایط واضح در سیالات ماگمایی دارد. در رابطه با تغییرات کلر نیز در کانسار ریگان شرایط فوگاسیته نسبت به کانسار چاه فیروزه از ثبات بیشتری برخوردار است. نمودار نسبت $fH_2O/fHCl$ در مقابل fH_2O/fHF نیز قرارگیری کانسار چاه فیروزه را در محدوده پورفیری‌های سرچشمه و بینگهام تأیید کردند. میزان $IV(F)$ در چاه فیروزه نسبت به پورفیری ریگان از فراوانی بیشتری برخوردار بوده است؛ ولی $IV(Cl)$ در هر دو کانسار فراوانی تقریباً مشابهی را نشان می‌دهند.

بیوتیت‌های چاه فیروزه، ماهیت ماگمایی کالک‌آلکالن مرتبط با فرورانش و غنی از منیزیم را نشان می‌دهند. بررسی شرایط بیوتیت‌های ماگمایی کانسار چاه فیروزه با میانگین دمایی $565/3$ درجه سانتی‌گراد، نشان می‌دهد که شرایط فوگاسیته اکسیژن در این کانسار در محدوده نیکل-نیکل اکسید قرار می‌گیرد. فوگاسیته اکسیژن در بیوتیت‌های ماگمایی چاه فیروزه با شرایط پورفیری ریگان، مشابهت نشان می‌دهد. همبستگی منفی میان XFe و فلئور و در مقابل همبستگی مثبت میان منیزیم و فلئور نشان می‌دهد که در بیوتیت‌های چاه فیروزه نسبت به ریگان، رابطه‌ای مستقیم میان افزایش منیزیم و محتوای F برقرار است. نمودار XFe در مقابل XF/XOH و XCl/XOH نشان‌داد که هردو پورفیری، تحت شرایط فوگاسیته تقریباً یکسان کلر شکل گرفته‌اند؛ درحالی‌که تغییرات در شرایط فلئور در این کانسار

References

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35 (2): 525–541.
- 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*, 54(1): 214–232.
- Ague, J.J. and Brimhall, G.H., 1988. Magmatic arc asymmetry and distribution of anomalous plutonic belts in the batholiths of California: effects of assimilation, cratonic thickness and depth of crystallization. *Journal of department of Geology and Geophysics*, 100(1): 912–927.
- Albuquerque, C.A.R., 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(1): 1779–1802.
- 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(138): 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(1): 107–122.
- Beane, R.E., 1974. Biotite stability in the porphyry copper environment. *Economic Geology*, 69(1): 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.
- 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(4): 367–381.
- Brimhall, G.H. and Crerar, D.A., 1987. Ore fluids: magmatic to supergene. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 17(1): 235–321.
- Cao, M.J., Qin, k.Z., Li, G.M., Evans, N.J., Hollings, P. and Lu, Y.J., 2016. Genesis of ilmenite-series I-type granitoids at the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, western Junggar, NW-China. *Lithos*, 246(247): 13–30.
- Chen, J.L., Xu, J.F., Wang, B.D., Yang, Z.Y., Ren, J.B., Yu, H.X., Liu, H. and Feng, Y., 2015. Geochemical differences between subduction- and collision-related copperbearing porphyries and implications for metallogenesis. *Ore Geology Reviews*, 70(1):424–437.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, Longman, London, 696 pp.
- Einali, M., Alirezaei, S. and Zaccarini, F., 2014. Chemistry of magmatic and alteration minerals in the Chahfiruzeh porphyry copper deposit, south Iran: implications for the evolution of the magmas and physicochemical conditions of the ore fluids. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23(1): 147–165.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *United States Geological Survey Professional Paper*, 354 (B-2):11–49.
- Hassanpour, Sh., Alirezaei, S., Selby, D. and Sergeev, S., 2015. SHRIMP zircon U–Pb and biotite and hornblende Ar–Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu–Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in northwest Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 104(1): 45–59.
- 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(1): 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.
- Kazemi Mehrnia, A., 2010. Characteristics of leached capping and evolution of supergene

- enrichment of Northwest Kerman belt copper-molybdenum porphyry deposits. Ph.D. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 210 pp.
- Komeili, S.S., Khalili, M., Asadi Haroni, H., Bagheri, H. and Ayati, F., 2016. The nature of hydrothermal fluids in the Kahang porphyry copper deposit (Northeast of Isfahan) based on mineralograpy, fluid inclusion and stable isotopic data. *Journal of Economic Geology*, 8(2): 285-305. (in Persian with English Abstract)
- 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. *The Canadian Mineralogist*, 31(1): 203–217.
- Melfos, V., Vavelidis, M., Christofides, G. and Seidel, E., 2002. Origin and evolution of the Tertiary Maronia porphyry copper-molybdenum deposit. *Mineralium Deposita*, 37(6–7): 648–668.
- Mohammaddoost, H., Ghaderi, M., Kumar, T.V, Hassanzadeh, J. and Alirezaei, S., 2017. Holly J. Stein e,f, E.V.S.S.K. Babu Zircon U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology, with S isotopic composition of sulfides from the Chah-Firouzeh porphyry Cu deposit, Kerman Cenozoic arc, SE Iran. *Ore Geology Reviews*, 88 (1): 384–399.
- Mohammadzadeh, Z., 2009. Geology, alteration and copper mineralization in Chahfirouzeh area, Share-Babak, Kerman province. M.Sc. Thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran, 154 pp.
- Muller, D. and Groves, D.I., 2000. *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*. Springer, Berlin, 252 pp.
- Munoz J.L., 1984. F-OH and Cl-OH exchange in mica with application to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1): 469–493.
- Munoz, J.L., 1992. Calculation of HF and HCl fugacities from biotite compositions: revised equations. *Geological Society of America*, 24(1): 221–222.
- Nachit, H., Ibihi, A.B., Abia, El-H., El Hassan, A. and Ben Ohoud, M., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites, and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16): 1415–1420.
- 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.
- 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.
- Richards, P.J., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 70(220): 323–345.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guoggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36(3): 905–912.
- Salimi, A., Ziaii, M., Amiri, A. and Hosseinjani Zadeh, M., 2018. Evaluation of a Feature Subset Selection method to find informative spectral bands of Hyperion hyperspectral data for hydrothermal alteration mapping: A case study from the Darrehzar porphyry copper mine, Kerman, Iran. *Journal of Economic Geology*, 10(1): 77-93. (in Persian with English Abstract)
- 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(2): 77–93.
- Shafiei, B., 2010. Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic– metallogenic implications. *Ore Geology Reviews*, 38(1–2): 27–36.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran.

- Mineralium Deposita, 44(3): 265–283.
- 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., Huang, R.F., Li, H., Hu, Y.B., Zhang, C.C., Sun, S.J., Zhang, L.P., Ding, X., Li, C.Y., Zartman, R.E. and Ling, M.X., 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews*, 65(1): 97–131.
- 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.
- 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(223): 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(1): 809–834.
- Wilkinson, J.J., 2013. Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nature Geoscience*, 6(1): 917–925.
- 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(1): 1228–1272.
- 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(6): 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(1): 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(77): 82–96.
- Zhu, C. and Sverjensky, D.A., 1992. F–Cl–OH partitioning between biotite and apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(9): 3435–3467.



Physicochemical Attributes of Parental Magma in Collisional Porphyry Copper Systems; Using Biotite Chemistry, Case Study: Chahfiruzeh Porphyry Copper Deposit

Majid Heidari¹, Alireza Zarasvandi^{1*}, Mohsen Rezaei¹, Johann Raith² and Adel Saki¹

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

2. Department of Applied Geosciences and Geophysics, Montanuniversität, Leoben, Austria

Submitted: July 2, 2017

Accepted: Oct. 4, 2017

Keywords: Biotite, Physicochemical Attributes, Chahfiruzeh porphyry copper deposit, Kerman Cenozoic Magmatic Arc

Introduction

Almost all of the well-known porphyry copper deposits in Iran occur within the Kerman Cenozoic magmatic arc (KCMA) (Fig 1) in the southeastern part of Cenozoic Urumieh–Dokhtar magmatic belt (Hassanpour et al., 2015). The Miocene Chahfiruzeh porphyry copper deposit as an example of collisional porphyry intrusion is located in the Kerman Cenozoic magmatic arc (Fig 2) (Einali et al., 2014). In this research, we attempt to characterize the physicochemical attributes of parental magma in the Chahfiruzeh porphyry deposit, using chemistry of magmatic biotite.

Materials and methods

Samples from various rocks were collected from drill cores belonging to 123.1-667.1m depths. The chemical compositions of magmatic biotites were obtained by analyzing the carbon coated polished thin sections using electron probe microanalyzer (EPMA). All samples were prepared and analyzed in the Montanuniversität Leoben, Austria using a superprobe Jeol JXA 8200 instrument. The analyses were conducted with 15 kV accelerating voltage and 10 nA beam and beam size of about 1 μ m. The counting times (upper and lower) were 100 and 20 s, respectively.

Results

Chahfiruzeh porphyry deposit containing 100 Mt ore reserves (Mohammaddoost et al., 2017), and

0.4-0.8% Cu is located at the 95 km NW of Sarcheshmeh deposit and 35 km NE of Shahr-e-Babak in the Kerman province. (Einali et al., 2014). The compositions of analysed magmatic biotites from the Chahfiruzeh porphyry copper deposit are summarized in Table 1. According to (Mg–Li) vs. (Fe_{tot} + Mg + Ti–Al^{VI}) and Mg–(Fe²⁺ + Mn)–(Al^{VI} + Fe³⁺ + Ti) diagrams, the biotite from Chahfiruzeh deposit are Mg-rich (Fig. 5-A,B). Chemical compositions of biotites on the ternary diagram of Beane (1974) shows a magmatic origin for the analysed samples (Fig 7). Magmatic biotites are characterized by high SiO₂ values ranging from 37.44-44.71 (Wt. %). Also, MgO and FeO vary between 12.54-14.36 (Wt. %) and 14.94-16.3 (Wt.%), respectively. Moreover, TiO₂, K₂O, and Na₂O range from 4.53-5.97, 8.3-9.38, 0.15-0.29 (Wt.%), respectively (Fig 6-A-D). Fluorine and Cl contents in biotite range from 0.3 to 1.52 wt.% and 0.03 to 0.04 wt.%, respectively.

Discussion

Chemical compositions of selected biotites on the classification diagrams of Abdel-Rahman (1994) indicate that magmatic biotites from the Chahfiruzeh porphyry copper deposit belong to calc-alkaline (C) series (Fig. 8). Also, according to ternary Xpdo-Xan-Xph diagram (Wones and Egster, 1965), Oxygen fugacities of Chahfiruzeh and other pre-collisional porphyry deposits (e.g., Reagan) occur in NNO distinct (Fig 9). It is evident that granitic rocks of both studied deposits

*Corresponding authors Email: zarasvandi_a@scu.ac.ir

are formed in relatively similar oxidant conditions. Moreover, the preformed geothermometry on the magmatic biotites in the Chahfiruzeh porphyry the copper deposit shows a range of temperatures between 478-632 °C (average 565.3 °C). Moreover, XMg/XFe values confirm that Mg is enriched in Chahfiruzeh (collisional porphyry) compared to that of Reagan (pre-collisional porphyry; Fig 10-A). Also, fluorine has the highest concentration in collisional porphyry copper deposits. The plot of the Chahfiruzeh biotites on the log (XMg/ XFe) versus log (XF/XOH) discrimination diagram of Brimhall and Crerar (1987) represent that the intrusion crystallized from a weakly to strongly crustal-contaminated, I-type granitic magma (Fig 11). The log f_{H_2O}/f_{HF} and f_{H_2O}/f_{HCl} ranges between 4.69-4.84 and 4.09-4.28 having an average value of 5.14 and 4.14, respectively (Table 1). According to XFe vs. XF/XOH and XCl/XOH, Cl fugacities in Chahfiruzeh are analogous to that of Reagan porphyry (Fig 12). The calculated halogen fugacity ratios (log f_{H_2O}/f_{HCl} vs. log f_{H_2O}/f_{HF} and f_{HF}/f_{HCl}) and log f_{H_2O}/f_{HCl} vs. IV(Cl) of magma in equilibrium with biotite for Chahfiruzeh porphyry and comparison with Reagan and other known porphyry of the world show that Chahfiruzeh and Reagan deposits are analogous to those of Sarcheshmeh and Bingham porphyry deposits (Fig 13 and 14). Finally, Chahfiruzeh deposit as collisional porphyry has higher IV(F) than Reagan deposit (pre-collisional). In comparison with collisional porphyry copper systems (Chahfiruzeh), poor mineralization in the Reagan pre-collisional deposit may be due to lower Cl content of the magma in Reagan deposit.

Acknowledgements

This research was made possible by the help of the office of vice-chancellor for Research and Technology, Shahid Chamran University of Ahvaz. We acknowledge their support. Authors highly appreciate the efforts of Prof. Johann.

Raith and Dr. Federica Zaccarini for EMPA analysis. We also gratefully acknowledge the staff of the National Iranian Copper Industries Company (NICICO), for helping us in sampling.

References

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35 (2): 525–541.
- Beane, R.E., 1974. Biotite stability in the porphyry copper environment. *Economic Geology*, 69(1): 241–256.
- Brimhall, G.H. and Crerar, D.A., 1987. Ore fluids: magmatic to supergene. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 17(1): 235–321.
- Einali, M., Alirezaei, S. and Zaccarini, F., 2014. Chemistry of magmatic and alteration minerals in the Chahfiruzeh porphyry copper deposit, south Iran: implications for the evolution of the magmas and physicochemical conditions of the ore fluids. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23(1): 147–165.
- Hassanpour, Sh., Alirezaei, S., Selby, D. and Sergeev, S., 2015. SHRIMP zircon U–Pb and biotite and hornblende Ar–Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu–Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in northwest Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 104(1): 45–59.
- Mohammaddoost, H., Ghaderi, M., Kumar, T.V., Hassanzadeh, J. and Alirezaei, S., 2017. Holly J. Stein e,f, E.V.S.S.K. Babu Zircon U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology, with S isotopic composition of sulfides from the Chah-Firouzeh porphyry Cu deposit, Kerman Cenozoic arc, SE Iran. *Ore Geology Reviews*, 88 (1): 384–399.
- Wones, D.R. and Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, 50(1): 1228–1272.