

Investigation of the behavior of rare earth elements and trace elements in Sarkuh porphyry copper deposit, Kerman, Iran

Alireza Zarasvandi¹, Milad Taheri¹, Mohsen Rezaei^{1*}, Johann Raith²

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

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

Keywords: Sarkuh porphyry copper deposit, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Rare earth elements, Trace elements, Adakite

1-Introduction

In Iran, widespread occurrence of porphyry copper deposits has been reported in the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (UDMA; Zarasvandi et al., 2015a, 2015b, 2018, 2019). These deposits are related to the closure of the Neo-Tethys starting with subduction in late Cretaceous to middle Miocene and subsequent syn- to post-collisional tectonics during the Neogene (Richards, 2015; Zarasvandi et al., 2018). Most of the porphyry bearing intrusions of UDMA were emplaced during the Miocene (e.g., Sarcheshmeh, Meiduk, Chahfiruzeh, Sungun, Darreh-Zerreshk, Dali, Sarkuh, Kader, Iju, Parkam and Ali-Abad). In contrast, Eocene/Oligocene porphyry intrusions are mostly sub-economic/barren (Zarasvandi et al., 2019a). These previous studies documented an evolutionary process in the porphyry systems from Eocene/Oligocene to Miocene in the UDMA, leading to the emplacement of more fertile oxidized, hydrous intrusions in the Miocene (Richards et al., 2012). The Sarkuh porphyry copper deposit is located 6 km southwest of Sarcheshmeh deposit in the Kerman section of UDMA. Although silicate and sulfide geochemistry as well as fluid inclusion studies (e.g., Nourali and Mirnejad 2012; Zarasvandi et al., 2018) were carried out on this deposit, but the fact is that the geochemical features of Sarkuh intrusions are not well documented. Accordingly, the present work tried to characterize the behavior of rare earth elements and trace elements to assess the magmatic features of deposit.

2- Geological setting

The Sarkuh porphyry copper deposit (110 million tons @ 0.26% Cu; Aghazadeh et al., 2015) is located ~6 km southwest of the giant Sarcheshmeh porphyry Cu mine. It is associated with a composite granodioritic to granitic intrusion. U-Pb zircon dating of the granite yielded an emplacement age of 15.18 ± 0.43 Ma (McInnes et al., 2005; Rezaei and Zarasvandi, 2020). The E-W trending Mamezar stock is the main intrusive body in the region. It consists of granodiorite and granite, that intruded Eocene volcanic rocks; i.e. andesite, basaltic-andesite and pyroclastic breccias (Nourali and Mirnejad, 2012). In the central part of the stock porphyry quartz microdiorite dikes are exposed. Due to the thermal effects of the intrusion a contact metamorphic aureole with formation of hornfels-like rocks has been created in the host rocks (Zarasvandi et al., 2019). On the basis of the mineralogy and crosscutting relationships of the veins, it is possible to distinguish five different types of veins, which constitute three main stages of mineralization in the Sarkuh deposit: (1) Early veins with potassic alteration include barren quartz + K-feldspar and quartz + biotite veinlets, (2) The main stage of mineralization is characterized by veins with quartz + biotite + chlorite \pm magnetite \pm pyrite \pm chalcopyrite developed in the potassic alteration zone and younger quartz veins with pyrite + chalcopyrite \pm bornite + chalcocite-sericite to be found in the potassic as well as in the phyllic alteration zones, and (3) The final stage is characterized by barren quartz veins that may contain minor calcite and occur in the phyllic alteration zone (Zarasvandi et al., 2019).

*Corresponding author: m.rezaei@scu.ac.ir

DOI: 10.22055/AAG.2021.35086.2166

Received 2020-09-18

Accepted 2021-01-20

3- Material and methods

Sampling was carried out on drill cores (SKP-05, SKP-16, and SKP-33) from various lithologies from the different alteration zones in Sarkuh porphyry copper deposit. In order to correctly characterize the magmatic features, it was attempted to take samples showing no to minor overprint by low temperature alteration. Polished thin sections were prepared from 1-2 cm sized blocks for microscopy and BSE images. Finally, a number of 10 samples were analyzed using ICP-MS method in the Kansaran Binalood, Pardis Science and Technology Park, Tehran.

4- Discussion and conclusion

The presented data on the trace and rare earth elements of Sarkuh porphyry intrusions show that there is an increasing trend in Lan/Ybn values ranging between 14.83 and 56.57 (average; 27.21) with low negative and/or minor positive Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.77 - 1.35$; average; 1.01). Also Sr/Y vs. Y and La/Yb vs. Yb diagrams reflect the adakite affinity of Sarkuh porphyry intrusions. Characterizing the magmatic system of Sarkuh deposit proved that the lack of significant plagioclase fractionation which is casual for Sr removal, and on the other hand Y removal by fractionation of hydrous minerals under high magmatic water conditions (>4 wt. % H_2O) provided a suitable condition for increasing the Sr/Y ratios in the Sarkuh deposit. On the other hand magma generation in the field of garnet stability lead to the decreasing of Yb and subsequent increasing the La/Yb ratios, other signature of adakite-like magmas. These significant features in the Sarkuh porphyry intrusions are comparable with other PCDs which are associated with collided arc magmas.

Finally, comparing the geochemical features of Miocene economic and sub-economic porphyry Cu systems with Sarkuh porphyry samples show that rare earth and trace elements of Sarkuh intrusions are similar to those reported previously for mineralized Miocene porphyry copper deposits.

References

- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z., Zhou, L., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews* 70, 385–406.
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Fu, F.Q., Garwin, S., Belousova, E., Griffin, W.L., Bertens, A., Sukama, D., Permanadewi, S., Andrew, R.L., Deckart, K., 2005. Thermal history analysis of selected Chilean, Indonesian, and Iranian porphyry Cu–Mo–Au deposits. In: Porter, T.M. (Ed.), *Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective*.
- Nourali, S., Mirnejad, H., 2012. Hydrothermal evolution of the Sar-Kuh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A fluid inclusion and sulfur isotope investigation. *Geopersia* 2, 93–107.
- Rezaei, M., Zarasvandi, A., 2020. Titanium-in-biotite thermometry in porphyry copper systems: Challenges to application of the thermometer. *Resource Geology* 70, 157–168.
- Richards, J., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A., Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu \pm Mo \pm Au potential: Examples from the tethyan arcs of central and eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology* 107, 295–332.
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews* 70, 323–345.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J., Lentz, D., Azimzadeh, A.M., Pourkaseb, H., 2015a. Geochemistry and fluid characteristics of the Dalli porphyry Cu–Au deposit, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 111, 175–191.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J.G., Asadi, S., Lentz, D., 2019. Hydrothermal fluid evolution in collisional Miocene porphyry copper deposits in Iran: Insights into factors controlling metal fertility. *Ore Geology Reviews* 105, 183–200.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J.G., Pourkaseb, H., Asadi, S., Saed, M., Lentz, D.R., 2018. Metal endowment reflected in chemical composition of silicates and sulfides of mineralized porphyry copper systems, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 223, 36–59.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Zarasvandi, A., Taheri, M., Rezaei, M., Raith, J., 2022. Investigation of the behavior of rare earth elements and trace elements in Sarkuh porphyry copper deposit, Kerman, Iran. *Adv. Appl. Geol.* 11(4), 690-709.

DOI: 10.22055/AAG.2021.35086.2166

url: https://aag.scu.ac.ir/article_16425.html?lang=en

بررسی رفتار عناصر نادر خاکی و کمیاب در کانسار مس پورفیری سرکوه، کرمان، ایران

علیرضا زراسوندی

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

میلاذ طاهری

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

محسن رضایی*

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

یوهان ریت

دانشکده علوم زمین کاربردی و ژئوفیزیک، دانشگاه مونتان لئوبن، لئوبن، اتریش

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۶/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۰۱

* m.rezaei@scu.ac.ir

چکیده

کانسار مس پورفیری سرکوه در ۶ کیلومتری جنوب‌غربی کانسار سرچشمه در بخش کرمان از کمان ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است. هدف از این مطالعه بررسی ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و کمیاب به منظور ارزیابی شاخصه‌های ماگمایی این کانسار می‌باشد. در این کانسار سنگ‌های نفوذی منشأ کانه‌زایی مس پورفیری عمدتاً شامل گرانودیوریت و گرانیت می‌باشند که دستخوش شکستگی‌های استوک‌ورکی شده‌اند. بر اساس روابط قطع-شدگی رگه‌ها و زون‌های دگرسانی سه مرحله تکامل سیستم گرمایی و کانه‌زایی در این کانسار قابل تشخیص می‌باشند. آنها عبارتند از (۱) مرحله پیش از کانه‌زایی که در زون دگرسانی پتاسیک رخ داده و عمدتاً شامل رگه‌های کوارتز + بیوتیت و رگه‌های کوارتز + فلدسپار پتاسیم می‌باشد، (۲) مرحله کانه‌زایی اصلی که شامل رگه‌های قدیمی‌تر کوارتز + بیوتیت + کلریت ± مگنتیت ± پیریت ± کالکوپیریت در زون دگرسانی پتاسیک و رگه‌های جوانتر کوارتز + پیریت ± کالکوپیریت ± بورنیت ± کالکوسیت ± سریسیت در زون انتقالی پتاسیک - فیلیک می‌باشد و در نهایت (۳) رگه‌های انتهایی فاقد کانه‌زایی کوارتز ± کلسیت که عمدتاً در زون دگرسانی فیلیک رخ داده است. داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد نمونه‌های توده‌های نفوذی روند افزایشی La_n/Yb_n را نشان می‌دهند که بین $14/83$ و $56/57$ (میانگین $27/21$) متغیر می‌باشند، همچنین ناهنجاری‌های یوروپیم از مقادیر کمی منفی تا اندکی مثبت ($Eu/Eu^* = 1/35 - 0/77$) میانگین $1/01$) متغیر می‌باشند. علاوه بر این نمودارهای Sr/Y در مقابل Y و نیز La/Yb در مقابل Yb مبین تمایل آداکایتی سنگ‌های نفوذی کانسار پورفیری سرکوه می‌باشد. شاخص‌سازی سیستم ماگمایی این کانسار نشان می‌دهد فقدان تفریق قابل توجه پلاژیوکلاز (مستول جدایش Sr از ماگما) به همراه مشارکت Y در کانی‌های آبدار تحت شرایط آب ماگمایی بالا (بیشتر از ۴ درصد وزنی) باعث ایجاد شاخصه‌های آداکایتی در این کانسار شده است.

کلمات کلیدی: کانسار مس پورفیری سرکوه، کمان ماگمایی ارومیه - دختر، عناصر نادر خاکی، عناصر کمیاب، آداکایت

مقدمه

تناژ بالا، عیار پایین ($0/8\%$ مس، $0/2\%$ مولیبدن)، جایگیری ماگما در عمق کم ($5 - 10$ کیلومتر) و دمای تشکیل متوسط تا بالا در حدود 300 تا 700 درجه سانتی‌گراد می‌باشد (Berger et al., 2008; Richards, 2011; Sillitoe, 2010). برخلاف مدل کلاسیک تشکیل این ذخایر در حاشیه فعال قاره‌ای، امروزه مشخص شده طی مراحل انتهایی فرورانش - برخورد، ماگمای مادر سیستم‌های مس پورفیری می‌تواند از ذوب بخشی پوسته پایینی جوان شده یا جبهه

ذخایر مس ± طلا ± مولیبدن پورفیری دربرگیرنده عمده ذخایر مس دنیا می‌باشند (Sillitoe, 2010). از منظر جایگاه زمین‌شناسی، این ذخایر در امتداد کمربندهای کوهزایی، در بالای زون‌های فرورانش، محیط‌های پس از برخورد و سایر مناطق تکتونیکی رخ می‌دهند که در ارتباط با فرآیندهای ماگمایی هستند (Sillitoe, 2010; Sun et al., 2015). ویژگی‌های مهم این نوع کانسارها شامل مواردی نظیر

است. از اینرو هدف پژوهش حاضر بررسی ژئوشیمی توده نفوذی کانسار مس پورفیری سرکوه می‌باشد. در این راستا داده‌های عناصر نادر خاکی و کمیاب برای سیستم مس پورفیری سرکوه در این مطالعه مورد بررسی قرار گرفته است.

زمین‌شناسی

از لحاظ موقعیت جغرافیایی کانسار مس پورفیری سرکوه بین طول‌های $6^{\circ} 47' 55''$ و $45' 49' 55''$ شرقی و عرض‌های $28' 55''$ و 29° و $5' 57' 29''$ شمالی واقع شده است. این منطقه در دامنه جنوبی کوهستان بند ممزار در فاصله حدود ۶ کیلومتری جنوب غرب کانسار مس پورفیری سرچشمه و در ۱۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان پاریز قرار گرفته است. از نظر ساختاری کانسار مس پورفیری سرکوه در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان در بخش جنوبی پهنه ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است (شکل ۱). بخش اعظم سنگ‌های موجود در محدوده کانسار را مجموعه‌های ولکانیک - رسوبی ائوسن تشکیل می‌دهند که قدیمی‌ترین واحد موجود در منطقه می‌باشد بطوری که در تمام رشته کوه بند ممزار رخمون دارند. واحدهای ولکانیکی موجود در منطقه عمدتاً شامل توف‌های ائوسن، آندزیت، آندزیت - بازالت و برش‌های پیرو کلاستیک می‌باشند. در این کانسار سنگ‌های نفوذی میزبان کانه‌زایی مس پورفیری عمدتاً شامل گرانودیوریت و گرانیت می‌باشد. کانسار سرکوه دارای میزان ذخیره ۱۱۰ میلیون تن کانه سولفیدی با عیار ۰/۲۶ درصد مس می‌باشد (Aghazadeh et al., 2015). سن سنجی U-Pb توده‌های گرانیتوئیدی این کانسار نشان‌دهنده سن جایگیری $15/18 \pm 0/43$ می‌باشد (McInnes et al., 2005).

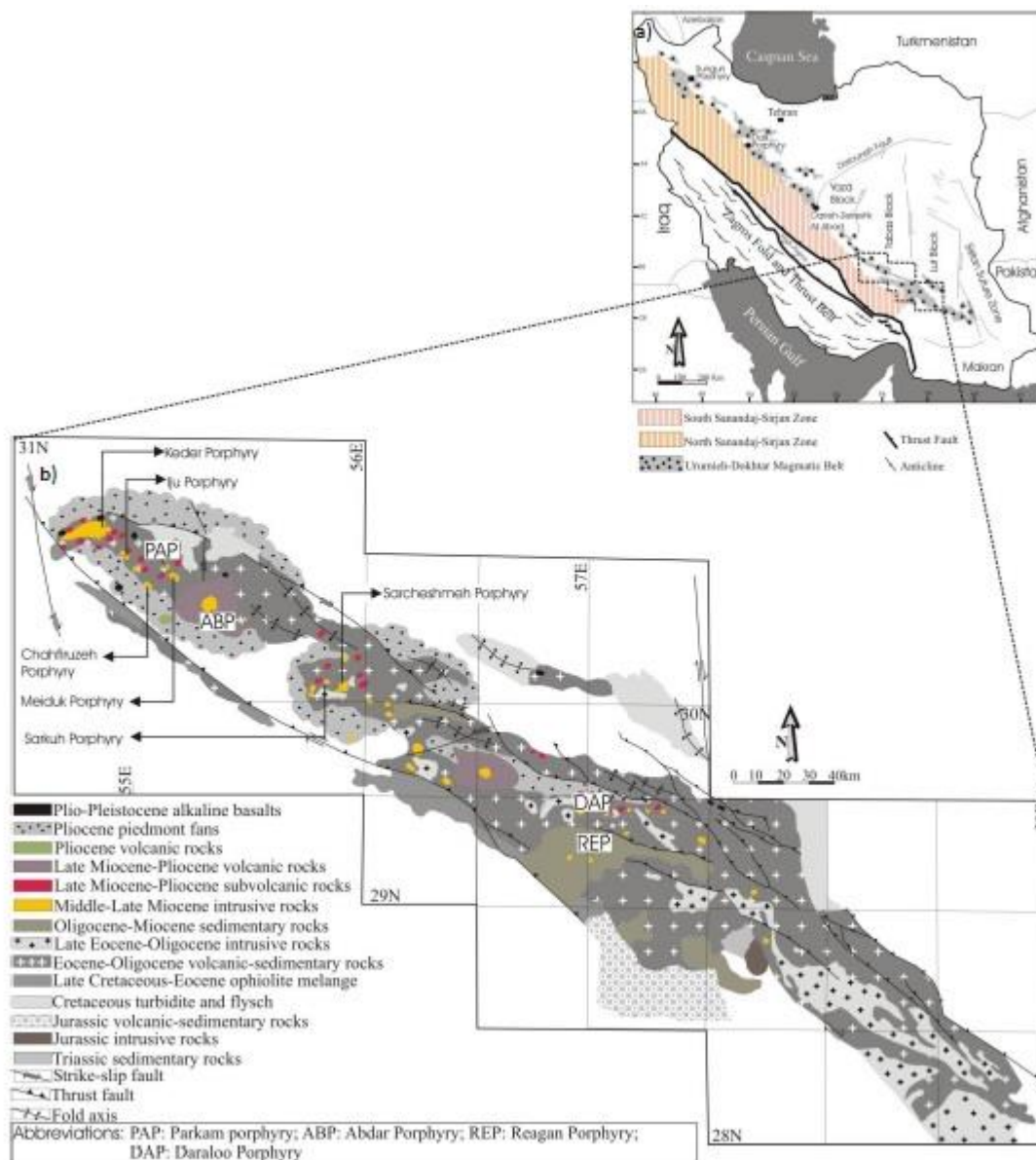
در کانسار سرکوه بخش عمده کانه‌زایی در ارتباط با جایگیری استوک ممزار با روند شرقی - غربی (دارای هسته گرانودیوریتی و حاشیه گرانیتی) در درون سری‌های آتشفشانی ائوسن می‌باشد. به سمت بخش‌های میانی، این قسمت توسط دایک‌های کوارتز دیوریتی ریزدانه قطع می‌شود. در کانسار مس پورفیری سرکوه دگرسانی و کانه‌زایی شدیداً در ارتباط با جایگیری استوک ممزار می‌باشد. در بخش‌های میانی، دایک‌های کوارتز دیوریتی ریز دانه باعث قطع شدن توده نفوذی شده است. با توجه به اثرات حرارتی این نفوذ، هاله‌ای دگرگونی متشکل از سنگ هورنفلس ایجاد شده است (Zaravandi et al., 2019; Zaravandi, 2020) (شکل ۲). ماگماتیسیم در این منطقه شامل جایگیری توده نفوذی، دایک‌های کانه‌ساز تاخیری (late mineralization) و دایک‌های بعد از کانه‌سازی (post mineralization) می‌باشد. ماگماتیسیم و فازهای ماگمایی محدوده سرکوه شامل سه فاز هستند. فاز اول ماگماتیسیم در این محدوده در طی ائوسن با تشکیل توالی سنگ‌های آذرآواری و

لیتوسفری تغییر یافته با مواد حاصل از فرورانش منشا گرفته باشد (Asadi et al., 2014). لازم به ذکر است عوامل متعددی در تعیین پتانسیل کانه‌زایی سیستم‌های مس پورفیری دخیل هستند که این عوامل شامل مواردی نظیر تکامل ماگمایی (Wang et al., 2014)، ترکیب سیال خروجی هنگام سرد شدن و تکامل سیال کانه‌دار (Andreas et al., 2008) و نیز نرخ فرسایش منطقه می‌باشد (McInnes et al., 2003). فقدان این شرایط بهینه، رخداد کانه‌زایی ضعیف و یا پیدایش سیستم پورفیری نیمه اقتصادی و یا عقیم را در پی دارد (Zaravandi et al., 2018). در ایران رخنمون گسترده‌ای از ذخایر مس پورفیری در طول کمان ماگمایی ارومیه - دختر گزارش شده است. شکل‌گیری این کانسارها در ارتباط با فرورانش و درنهایت بسته شدن نئوتتیس و در ادامه آن غالب شدن رژیم تکنونیک بر خوردی در زمان ترشیاری می‌باشد (Zaravandi et al., 2015a, 2015b).

در کمان ماگمایی ارومیه - دختر پورفیری‌ها به دو دسته‌ی کلی تقسیم می‌شوند: ۱- گرانیتوئیدهای قبل از برخورد با سن ائوسن - الیگوسن با پورفیری‌زایی نیمه اقتصادی و ۲- گرانیتوئیدهای برخوردی با سن میوسن با پورفیری‌زایی اقتصادی (Shafiei et al., 2009; Zaravandi et al., 2015a, 2015b). هر چند مطالعات اخیر Asadi در سال (۲۰۱۸) هر دو دسته را در رده پس از برخورد قرار می‌دهد. از جمله کانسارهای میوسن این زون عبارتند از: کانسارهای سرچشمه، میدوک، چاه فیروزه، سونگون، دره زرشک، دالی، سرکوه، کدر، ایجو، پرکام و دره زرشک و از پورفیری‌های ائوسن - الیگوسن می‌توان به پورفیری‌های دره‌آلو و ریگان اشاره نمود. مطالعات پیشین نشان داده از ائوسن - الیگوسن به سمت میوسن، یک روند تکامل زمانی - ژئوشیمیایی در سیستم‌های پورفیری موجود در زون ماگمایی ارومیه - دختر وجود دارد (Zaravandi et al., 2015). به‌طور کلی این روند شامل تکامل به سمت جایگیری پورفیری‌های با سیستم ماگمایی اکسیدان و با محتوای آب ماگمایی بیشتر می‌باشد که می‌توان این عامل را به عنوان یک فاکتور کلیدی در تفسیر پتانسیل بیشتر کانه‌زایی در سیستم‌های پورفیری میوسن قلمداد کرد. به‌طور کلی به نظر می‌رسد در طی فرآیند بسته شدن نئوتتیس و طی آن فشارش و ضخیم‌شدگی پوسته‌ای، ماگماتیسیم ائوسن - الیگوسن (با توان کانه‌زایی کم) به سمت ماگماتیسیم آبدار میوسن با سرشت شبه آداکایتی (با توان کانه‌زایی بالا) تکامل پیدا کرده است (Rezaei, 2017). اگرچه تاکنون مطالعات مختلفی بر روی شیمی سیلیکات - سولفید و نیز سیالات درگیر کانسار مس پورفیری سرکوه انجام شده است (Zaravandi et al., 2018; 2019)، اما به‌نسبت مطالعات اندکی بر روی ژئوشیمی توده‌های نفوذی این کانسار صورت پذیرفته

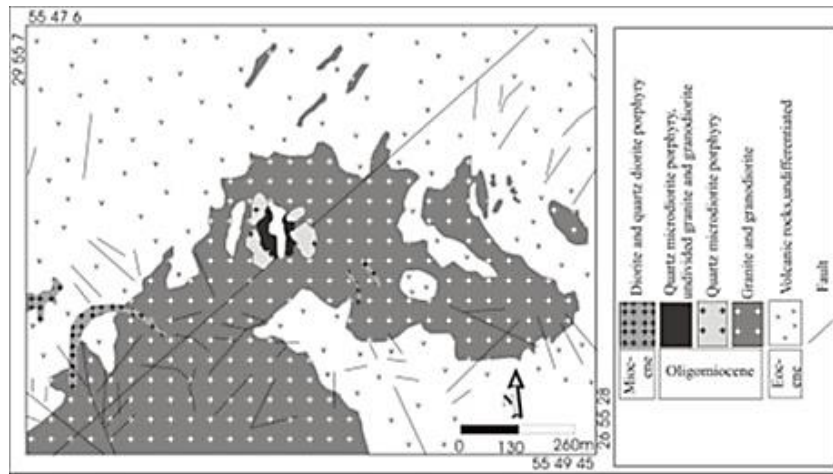
فاز سوم ماگماتیسم در محدوده سرکوه ماهیتی پلوتونیک داشته و با وقفه‌ای مشخص و پس از بالاآمدگی نسبی منطقه، در طی الیگومیوسن عمل کرده است (Zarasvandi et al., 2019).

گدازه‌هایی با ترکیب حدواسط (تا اسیدی) آغاز می‌شود. فاز دوم ماگماتیسم در محدوده در طی الیگومیوسن با جایگیری باتولیت گرانودیوریتی مزار در بخش‌های جنوبی نقشه آغاز و با جایگیری تأخیری استوک و دایکه‌هایی با ترکیب آکالی‌لوکوگرانیت ادامه می‌یابد.



شکل ۱- (a) کمربند کوهزایی و فلززایی زاگرس با سه روند زمین‌ساختی: پهنه ماگمایی ارومیه- دختر، پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان و پهنه چین‌خورده- رانده زاگرس (با تغییرات از: Ghasemi and Talbot, 2006) و (b) کمربند ماگمایی سنوزویک کرمان، تغییر یافته از Shafiei و همکاران (۲۰۰۹).

Fig. 1. (a) Zagros orogenic and metallogenic belt containing three tectonic trend including Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ), and Zagros Fold and Thrust Belt (ZFTB) and (b) Kerman Cenozoic Magmatic Assemblage (KCMA). Modified after Shafiei et al. (2009).



شکل ۲- نقشه ساده شده از کانسار مس پورفیری سرکوه، برگرفته از (Rezaei, 2017).

Fig. 2. Simplified geological map of Sarkuh porphyry deposit. Adopted by Rezaei (2017).

(Zarasvandi et al., 2019) (شکل c۴). همچنین در کانسار سرکوه درشت بلورهای پلاژیوکلاز در کنار فلدسپار پتاسیم که بیشتر خصوصیات ماگمایی دارند و به همراه کانی کوارتز زیردانه قابل مشاهده می‌باشند (شکل f۴). کانه‌زایی در دگرسانی پتاسیک شامل کالکوپیریت، پیریت، مولیبدنیت می‌باشد، همچنین مگنتیت به صورت پراکنده در نمونه‌های توده نفوذی دگرسان نشده و نیز نمونه‌های دگرسانی پتاسیک دیده می‌شود (شکل d۴).

در زون دگرسانی پتاسیک تبدیل مگنتیت به هماتیت از حاشیه‌ها دیده می‌شود، که مشخص کننده اکسیداسیون پیشرونده مگنتیت به هماتیت یا مارتیتی شدن مگنتیت می‌باشد. در کنار مگنتیت‌ها آپاتیت هم مشاهده می‌شود. همچنین کانه غیر معمول مونازیت نیز در این دگرسانی دیده می‌شود. وجود کانی‌هایی همچون روتیل و ایلمنیت که کانی‌هایی دما بالایی هستند تایید کننده این است که مگنتیت‌های مورد مطالعه از نوع گرمایی هستند (شکل a۴ و b).

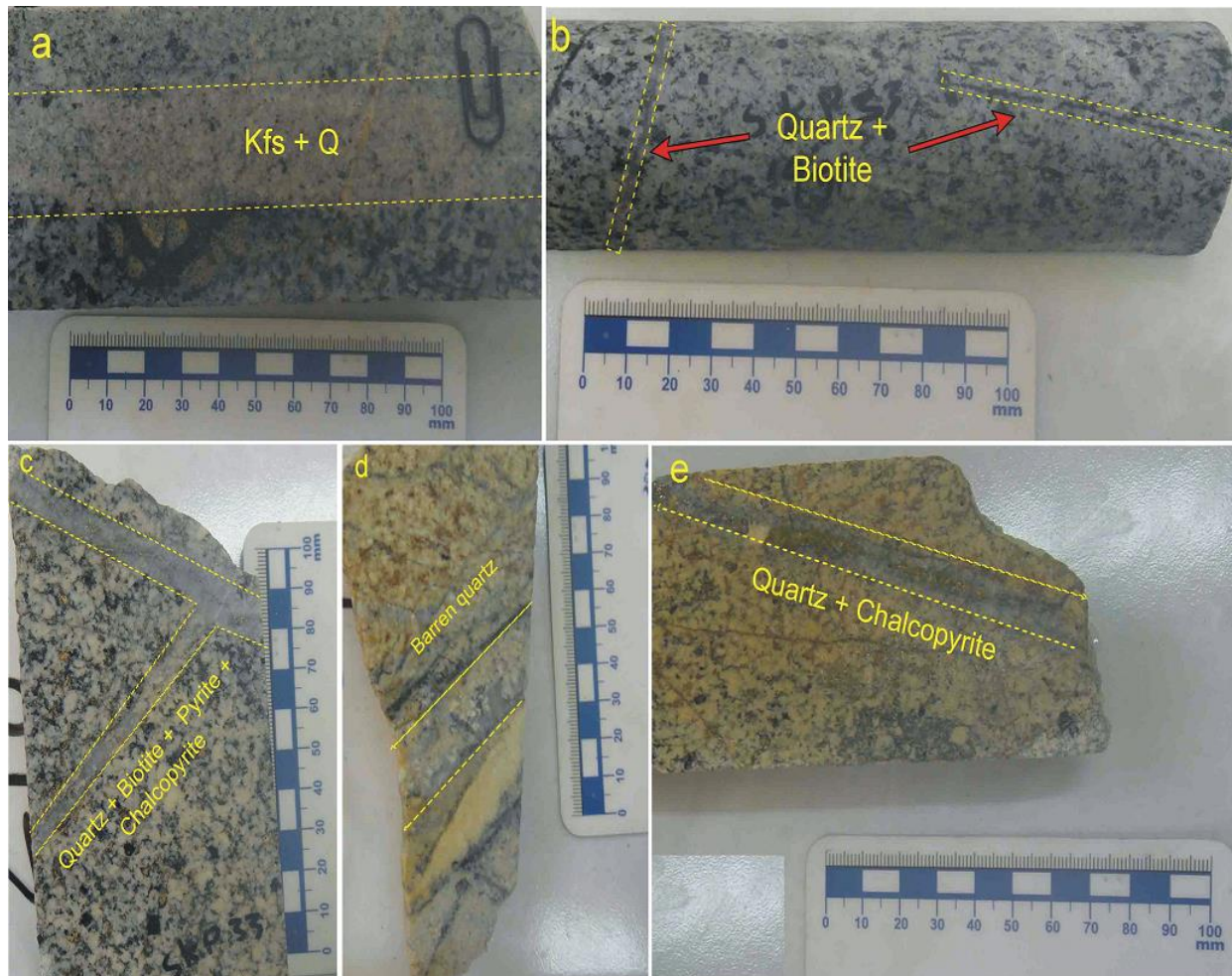
روش کار

برای انجام این پژوهش از ۳ سری گمانه (SKP-05, SKP-16, SKP-33) نمونه‌های مناسب انتخاب و جداسازی شد. حداقل عمق نمونه‌های انتخابی از گمانه‌ها ۷۵ متر و حداکثر عمق ۴۷۸ متر می‌باشد. برای آنالیز ژئوشیمی کل سنگ ابتدا نمونه‌ها به قطعات کوچکتر با وزن تقریبی ۴۰۰ گرم تبدیل شدند. سپس نمونه‌های فاقد دگرسانی و شکستگی توسط دسته هاون آهنی شکسته شده و متعاقباً توسط آسیاب گلوله‌ای در دانشگاه شهید چمران اهواز پودر شدند. پودر حاصل از آسیاب گلوله‌ای برای انجام بهتر آنالیز از الک ۲۰۰ مش عبور

بر اساس کانی‌شناسی رگه‌ها، روابط قطع‌شدگی آنها و نیز زون‌های دگرسانی، می‌توان پنج نوع مختلف رگه را تشخیص داد که سه مرحله اصلی تکامل سیستم گرمایی و کانه‌زایی در کانسار سرکوه را تشکیل می‌دهند؛ (۱) رگه‌های قبل از کانه‌زایی در دگرسانی پتاسیک شامل رگه‌های کوارتز + فلدسپار پتاسیم به همراه رگه‌های کوارتز + بیوتیت می‌باشند (شکل a۳ و b). (۲) مراحل اصلی کانه‌زایی که عبارت است از رگه‌هایی با ترکیب کانی‌شناسی کوارتز + بیوتیت + کلریت ± مگنتیت ± پیریت ± کالکوپیریت در زون دگرسانی پتاسیک و رگه‌های جوانتر داری کوارتز + پیریت + کلوپیریت ± بورنیت ± کلکوسیت ± سرسیت در منطقه میانی زون‌های دگرسانی پتاسیک و فیلیک (شکل c۳ و e) و (۳) مرحله انتهایی شامل رگه‌هایی کوارتز فاقد کانه زایی ± کلسیت که در زون دگرسانی فیلیک رخ داده است (شکل d۳). دگرسانی گرمایی در این کانسار به طور معمول شامل پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک می‌باشد. دگرسانی‌های اولیه شامل پتاسیک و پروپلیتیک است که به دنبال آن دگرسانی‌های آرژیلیک و فیلیک تشکیل شده‌اند و همچنین دگرسانی سیلیسی نیز به طور جزئی قابل مشاهده است (Nourali and Mirnejad, 2012; Zarasvandi et al., 2019). به طور کلی، پهنه دگرسانی پتاسیک به طور قابل توجهی گسترش یافته است، در حالی که منطقه دگرسانی فیلیک (حاوی کوارتز، رس، سرسیت، پیریت و کلریت) به میزان کمتری گسترش دارد. دگرسانی پتاسیک با رخداد فراوان وجود بیوتیت‌های ماگمایی، تعادل مجدد یافته و گرمایی مشخص می‌شود (شکل e۴ و f). هورنبلند و بیوتیت به صورت بخشی یا به طور کامل توسط کلریت جایگزین شده‌اند (Rezaei and Zarasvandi, 2020).

سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) مورد مطالعه قرار گرفتند. حد تشخیص بین ۰/۱ تا ۰/۰۱ ppm است. نتایج حاصل از انجام آنالیز شیمیایی در جدول ۱ نمایش داده شده است.

داده شد. در نهایت تعداد ۱۰ عدد از نمونه‌های پودر شده جهت آنالیز شیمیایی ICP-MS به شرکت آزمایشگاهی کانساران بینالود در تهران فرستاده شد. لازم به ذکر است که در این روش نمونه‌ها توسط مخلوط ۴ اسید به صورت محلول درآمده و در ادامه توسط طیف



شکل ۳- انواع رگه‌های اصلی در کانسار مس سرکوه شامل (a-b) رگه‌های قبل از کانه‌زایی در دگرسانی پتاسیک، (c-e) مرحله کانه زایی اصلی و (d) رگه های تاخیری فاقد کانه زایی در زون دگرسانی فیلیک.

Fig. 3. Various vein types in the Sarkuh porphyry deposit; including (a-b) pre-ore stage veins in the potassic alteration, (c-e) main ore stage, and (d) late-stage barren vein in the phyllic alteration.

کمربند به عنوان یکی از مناطق اصلی حاوی مس در جهان شناخته شده است، که در آن مجموعه‌ی گسترده‌ای از سیستم‌های عظیم، بزرگ و کوچک مس \pm مولیبدن \pm طلا پورفیری توسط بسیاری از محققین مورد بررسی قرار گرفته‌اند (Asadi et al., 2014; Richards, 2015; Zarasvandi et al., 2018, 2015b, 2005). یک اتفاق نظر عمومی وجود دارد که ابراز می‌دارد این کمان ماگمایی نوع آندی در پاسخ به مراحل پیوسته‌ی بسته شدن نئوتتیس

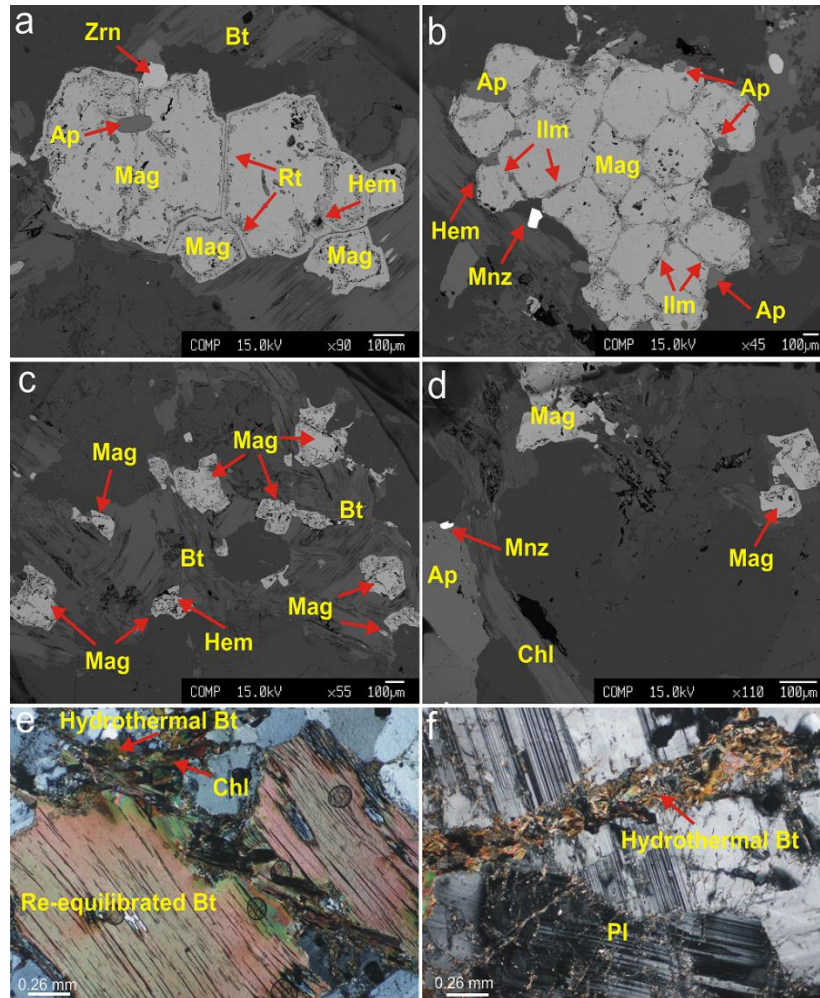
بحث و بررسی

کانه‌زایی مس پورفیری در کمربند ماگمایی ارومیه - دختر

در کمربند کوهزایی - فلززایی زاگرس، کمان ماگمایی ارومیه - دختر توسط رخداد سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی ائوسن تا کواترنری شناخته شده است. مطالعات نشان داده بیشینه‌ی فعالیت آذرین این زون در طی ائوسن رخ داده است (Alavi, 2004). این

Zarasvandi et al., 2015b) به نظر می‌رسد که در فرآیند مداوم بسته‌شدن نئوتتیس، در طی فشردگی و کوتاه‌شدگی پوسته‌ای، نفوذی‌های نیمه‌اقتصادی ائوسن - اولیگوسن توسط نفوذی‌های اقتصادی حامل مس شبه آداکیتی (و جوانتر) دنبال شده‌اند (Zarasvandi et al., 2015b).

در طی پالئوژن و برخورد قاره‌ای - قاره‌ای زمان پالئوژن - نئوژن بوجود آمده است. به طور کلی سه قسمت مهم فعالیت ماگمایی و کانه‌زایی مس مربوطه در طول کمان ماگمایی ارومیه - دختر تشخیص داده شده‌اند. این مراحل عبارتند از؛ ۱- ائوسن-اولیگوسن؛ ۲- اولیگوسن میانی تا پایانی؛ و ۳- میوسن میانی تا پایانی (Berberian et al., 1982; Hassanzadeh, 1993; McInnes et al., 2005;



شکل ۴- تصاویر الکترونی روبشی و میکروسکوپی نشان دهنده رخداد فراوان مگنتیت در زون دگرسانی پتاسیک (a-d)، بیوتیت‌های گرمایی و تعادل مجدد یافته که کلریتی شده است (e) و (f) رگه بیوتیت گرمایی که درشت بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم را قطع نموده است. علائم اختصاری؛ مگنتیت (Mag)، آپاتیت (Ap)، ایلمنیت (Ilm)، مونازیت (Mnz)، زیرکن (Zrn)، هماتیت (Hem)، روتیل (Rt)، بیوتیت (Bt)، کلریت (Chl) و پلاژیوکلاز (Pl).

Fig. 4. BSE electron and microscopic images showing (a-d) widespread occurrence of magnetite, (e) hydrothermal and re-equilibrated biotites undergone by chloritization, and (f) biotite veinlet crosscutting the plagioclase and k-feldspar. Abbreviations: Magnetite (Mag), Apatite (Ap), Ilmenite (Ilm), Monazite (Mnz), Zircon (Zrn), Hematite (Hem), Rutile (Rt), Biotite (Bt), Chlorite (Chl), and Plagioclase (Pl).

جدول ۱- نتایج آنالیز عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی در کانسار مس پورفیری سرکوه.

Table 1. Analytical results for trace and rare earth elements in the Sarkuh porphyry deposit.

Sample	D.L		SKP-05-126	SKP-33-201	SKP-33-214	SKP-33-451	SKP-33-461	SKP-16-72	SKP-16-304	SKP-16-311	SKP-16-350	SKP-16-478
Lithology			gdr*	gdr	gdr	gdr	gdr	gr**	gr	gr	gr	gr
Ag	0.01	ppm	0.13	0.55	0.37	0.11	0.17	0.24	0.24	0.21	0.03	0.02
Al	1	ppm	73709	71658	74417	72086	76843	77086	75513	73831	78884	93188
As	0.1	ppm	6.2	6.6	5.7	11.5	3.9	5.9	9.4	5.4	9.7	10.48
Ba	2	ppm	769	525	575	814	682	445	740	800	414	1133
Be	0.1	ppm	1.1	1.2	1.1	1.2	1.1	1.1	1.2	0.9	1.1	2.5
Bi	0.01	ppm	0.02	0.08	0.08	0.06	0.03	0.14	0.07	0.11	0.03	0.25
Ca	10	ppm	30178	26614	28893	29143	30168	27687	33531	35332	30738	7735
Cd	0.01	ppm	0.83	0.85	0.85	0.86	0.91	0.85	0.82	0.84	0.83	3.54
Co	0.01	ppm	10.38	11.62	9.77	13.37	8.04	10.96	7.19	10.89	6.88	13.85
Cr	0.01	ppm	534.05	293.59	311.18	435.36	618.22	340.26	452.37	589.21	448.41	35
Cs	0.01	ppm	1.61	2.25	2.54	2.03	1.9	1.91	1.3	1.61	2.51	0.91
Cu	0.01	ppm	272.44	5280.43	3619.12	2247.26	317.59	2986.48	1092.02	1583.38	1692.52	28.84
Fe	100	ppm	36493	34700	30448	32768	43635	44876	36642	38050	39366	80312
Ga	0.01	ppm	21.94	17.26	18.64	20.57	19.91	17.55	22.37	20.31	16.82	19.19
Hf	0.01	ppm	0.64	0.46	0.48	0.46	0.61	0.51	0.51	0.47	0.46	0.44
In	0.01	ppm	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.05	0.01	0.01	0.02	0.08
K	100	ppm	14127	15797	12867	25059	15583	12209	17207	17791	11336	38008
Li	0.01	ppm	10.29	10.08	10.15	11.55	11.83	10.85	14.63	13.72	10.43	20.6
Mg	100	ppm	10945	10506	9134	10105	11343	12520	11285	9291	11186	29244
Mn	10	ppm	541	244	202	196	265	227	235	212	224	1834
Mo	0.01	ppm	1.02	0.53	9.72	4.99	28.42	3.28	1.26	2.25	0.54	0.68
Na	100	ppm	26929	25268	25550	22766	25794	25391	25921	24258	23926	30340
Nd	0.01	ppm	18.11	17.04	13.48	12.88	22.15	11.96	15.59	13.53	14.12	10.32
Ni	0.01	ppm	13.31	10.73	12.32	10.29	13.15	12.03	13.74	16.87	14.76	9.1
P	50	ppm	414	462	644	432	518	805	835	521	390	1005
Pb	0.01	ppm	7.48	3.84	4.82	3.92	4.93	4.58	4.23	3.93	4.25	17.05
Rb	0.01	ppm	39.94	57.49	52.64	86.52	64.91	46.76	50.84	42.94	44.12	91.32
S	50	ppm	135	8772	8335	16515	6019	6047	12052	14908	2503	3407
Sb	0.1	ppm	0.6	0.5	0.6	0.7	0.5	0.6	0.7	0.5	0.6	0.49
Sn	0.1	ppm	1.3	1.3	1.2	1.1	1.3	1.1	1.3	1.3	1.0	0.57

جدول ۱- ادامه

Table 1. Continued.

Sr	1	ppm	520	462	463	500	541	512	552	521	456	319
Ta	0.01	ppm	0.36	0.52	0.36	0.32	0.41	0.39	0.41	0.35	0.28	0.08
Te	0.01	ppm	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.39
Th	0.01	ppm	17.51	20.95	21.31	16.07	15.52	12.5	12.64	13.18	17.28	4.71
Ti	100	ppm	2673	2964	2790	2624	2625	3188	2734	2414	2786	8784
Tl	0.01	ppm	0.22	0.35	0.31	0.45	0.36	0.29	0.32	0.26	0.33	0.87
U	0.01	ppm	4.12	3.12	2.83	5.62	3.99	1.91	2.71	2.32	1.87	1.58
V	1	ppm	65	71	67	72	64	84	71	56	74	282.02
W	0.01	ppm	23.14	14.28	16.19	23.04	27.43	13.95	20.31	25.84	19.83	2.31
Y	0.01	ppm	10.22	7.39	8.22	8.01	12.47	9.50	11.51	10.21	9.43	33.05
Zn	0.1	ppm	42.1	37.4	26.3	37.2	38.6	32.4	37.6	35.9	33.3	98.23
Zr	0.1	ppm	6.5	9.2	10.1	8.6	2.3	6.3	6.2	3.1	9.4	5.6
La	0.01	ppm	30.83	46.47	23.02	19.31	35.95	16.43	20.62	18.37	22.32	14.29
Ce	0.01	ppm	53.54	68.03	40.43	35.09	64.54	31.16	38.88	34.83	39.81	30.14
Pr	0.01	ppm	3.94	4.35	2.51	2.09	5.13	1.75	2.76	2.18	2.59	2.04
Nb	0.01	ppm	8.87	9.56	9.03	8.27	9.22	9.35	9.49	8.22	8.63	15.73
Sm	0.01	ppm	3.08	2.48	2.47	2.46	3.87	2.54	3.15	2.66	2.62	2.99
Eu	0.01	ppm	1.12	0.87	0.88	1.02	1.16	0.71	1.12	1.04	0.87	1.21
Gd	0.01	ppm	3.55	3.28	3.04	3.23	3.89	3.08	3.41	3.29	3.22	2.5
Tb	0.01	ppm	0.37	0.26	0.29	0.29	0.42	0.29	0.39	0.32	0.27	1.31
Dy	0.01	ppm	1.88	1.25	1.31	1.47	2.02	1.45	1.92	1.74	1.48	3.88
Ho	0.01	ppm	0.41	0.26	0.27	0.29	0.45	0.31	0.39	0.36	0.31	0.98
Er	0.01	ppm	1.06	0.79	0.71	0.74	1.25	0.76	0.98	0.86	0.80	1.49
Tm	0.01	ppm	0.15	0.08	0.13	0.11	0.14	0.09	0.13	0.12	0.14	0.45
Yb	0.01	ppm	0.74	0.55	0.50	0.52	0.87	0.53	0.69	0.60	0.56	0.65
Lu	0.01	ppm	0.14	0.08	0.07	0.09	0.14	0.08	0.09	0.09	0.12	0.07

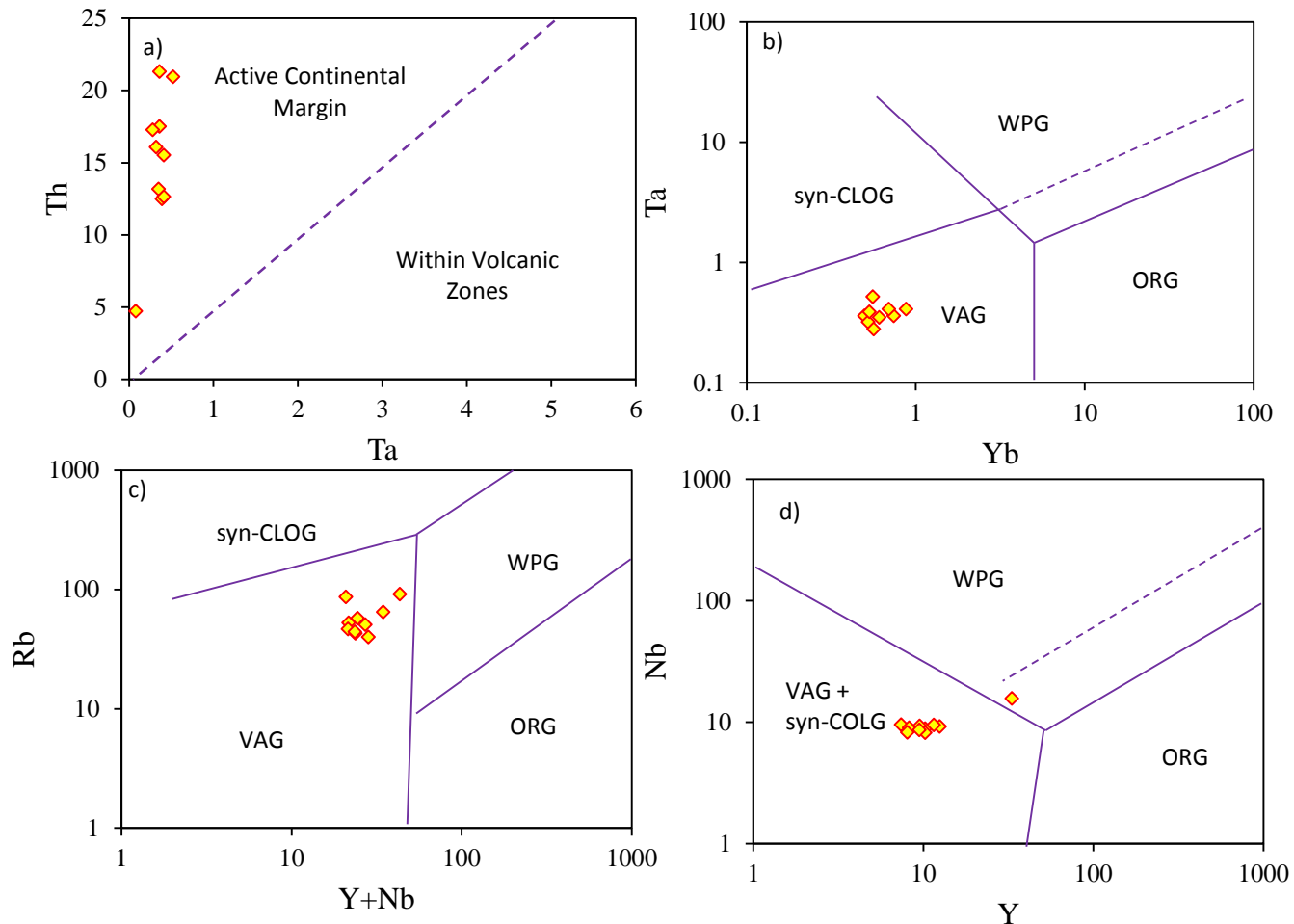
*gdr= Granodiorite

**gr= Granite

مورد مطالعه از نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) استفاده شد (شکل ۵). در این نمودارها تقریباً تمامی نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای (VAG) می‌گیرند (شکل d-b۵). علاوه بر این بر روی نمودار Ta در مقابل Th (Schandl, 2002) نیز تمامی نمونه‌های کانسار مورد مطالعه در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته اند (شکل a۵).

تعیین محیط تکتونیکی

از عناصر کمیاب برای تشخیص محیط‌های تکتونیکی می‌توان استفاده نمود که در این میان عناصر Ta, Nb, Yb, Th و Y به علت تحرک پایین آنها در طی فرآیندهای بعد از تشکیل سنگ‌های ماگمایی از اهمیت زیادی برخوردار هستند (Pearce et al., 1984; Zarasvandi et al., 2005). برای بررسی محیط تکتونیکی کانسار

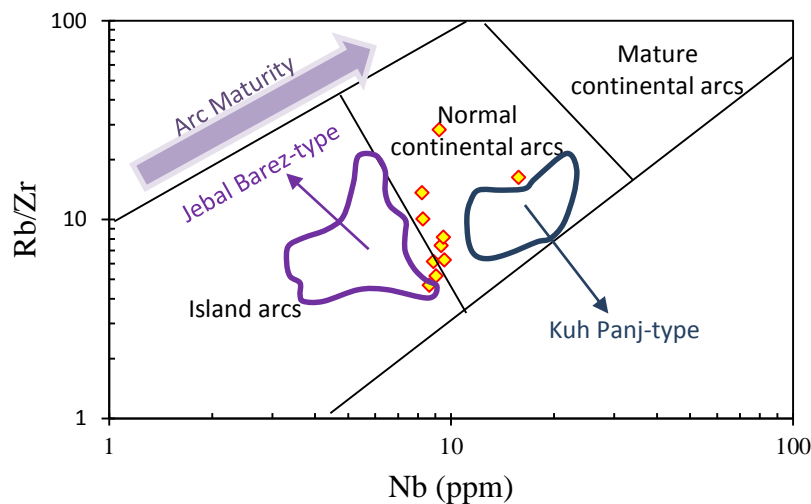


شکل ۵- (a) نمودار Ta در مقابل Th (Schandl, 2002) و (b-d) موقعیت نمونه ها بر نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی (Pearce et al., 1984).

Fig. 5. (a) The diagram of Ta vs. Th, and (b-d) position of samples on the tectonic discrimination diagrams (Pearce et al., 1984).

بخش جزایر قوسی واقع شده است که نسبت به نوع کوه پنج نشان دهنده کمان نابالغ می‌باشند (شکل ۶). این نمودار نشان می‌دهد نمونه‌های مس پورفیری سرکوه همانند گرانیتوئیدهای برخوردی کوه‌پنج که میزبان تعداد زیادی از ذخایر پورفیری بزرگ و کوچک مس می‌باشد از روند بلوغ کمان تبعیت نموده در محدوده کمان قاره‌ای نرمال واقع شده است. این شاخصه معمولاً در کمان‌های برخورد کرده (Collided arc) دیده می‌شود (Richards 2015).

علاوه بر نمودارهای مبتنی بر عناصر با تحرک پایین (شکل ۵)، سایر نمودارهای تمایز ژئوشیمیایی نظیر نمودار Brown و همکاران (۱۹۸۴) که در آن عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) نظیر روییدیم نیز حضور دارند، نشان می‌دهد عمده نمونه‌های کانسار مس پورفیری سرکوه در منطقه کمان قاره‌ای نرمال قرار می‌گیرند (شکل ۶). در این نمودار گرانیتوئیدهای اقتصادی میوسن میانی - بالایی (نوع کوه پنج) در درون محدوده کمان قاره‌ای نرمال قرار گرفته‌اند، اما در مقابل محدوده گرانیتوئیدهای ائوسن - اولیگوسن (نوع جبال بارز) در



شکل ۶- نمودار تکتونو ماگمایی Rb/Zr در مقابل Nb از Brown و همکاران (۱۹۸۴). محدوده مشخص شده کوه پنج و جبال بارز از Asadi و همکاران (۲۰۱۴).

Fig. 6. Rb/Zr vs. Nb tectono-magmatic diagram after Brown et al. (1984). Fields of Kuh-Panj and Jebal Barez granitoids from Asadi et al. (2014).

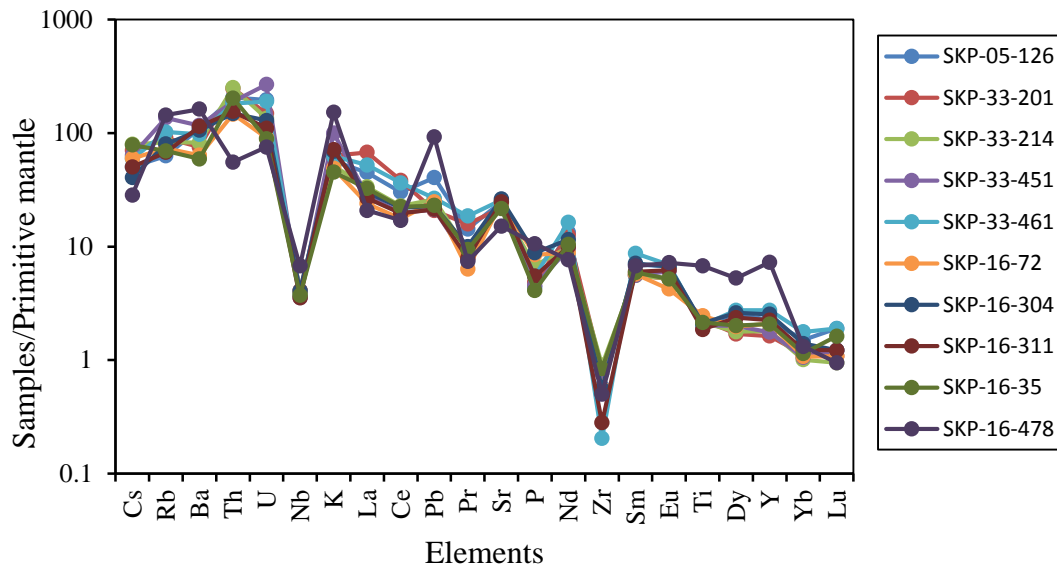
ارتباط با دمای به نسبت پایین ماگما (۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد) باشد، هرچند عوامل دیگری نیز در بروز این شاخصه می‌توانند دخیل باشند که در ادامه مورد بحث قرار گرفته است (شکل ۷).

نقش آلیش پوسته‌ای

مواد پوسته‌ای تاثیر بسزایی در فراوانی عناصر فرعی به خصوص عناصر ناسازگار دارند. آلیش با مواد پوسته‌ای می‌تواند باعث افزایش در میزان عناصری نظیر Rb، K، Ba و از طرفی باعث تهی شدن عناصری نظیر Y، Ti، Zr و Nb گردد (Reichow et al., 2005). علاوه بر این غنی‌شدگی عناصری دیگری نظیر Th به همراه تهی‌شدگی P نیز به آلودگی پوسته‌ای بالایی در طی تحولات ماگمایی نسبت داده شده است (Chappell and White, 2001) (شکل ۷). مقادیر بالای Ba/Th به همراه مقادیر پایین Th/Nb نمایانگر تاثیرات اجزاء حاصل از فرورانش و یا بخش‌های پایینی پوسته بر ماگما می‌باشد (شکل ۸a). علاوه بر این افزایش در نسبت Rb/Y نیز می‌تواند مبین غنی‌شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای ماگما باشد (شکل ۸b). به طور کلی روند نمونه‌های توده نفوذی مس پورفیری سرکوه بر روی این نمودارها نشان می‌دهد ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه هم تحت تاثیر اجزاء آزاد شده از پوسته فرورونده اقیانوسی و هم تحت تاثیرات هضم پوسته‌ای بوده است.

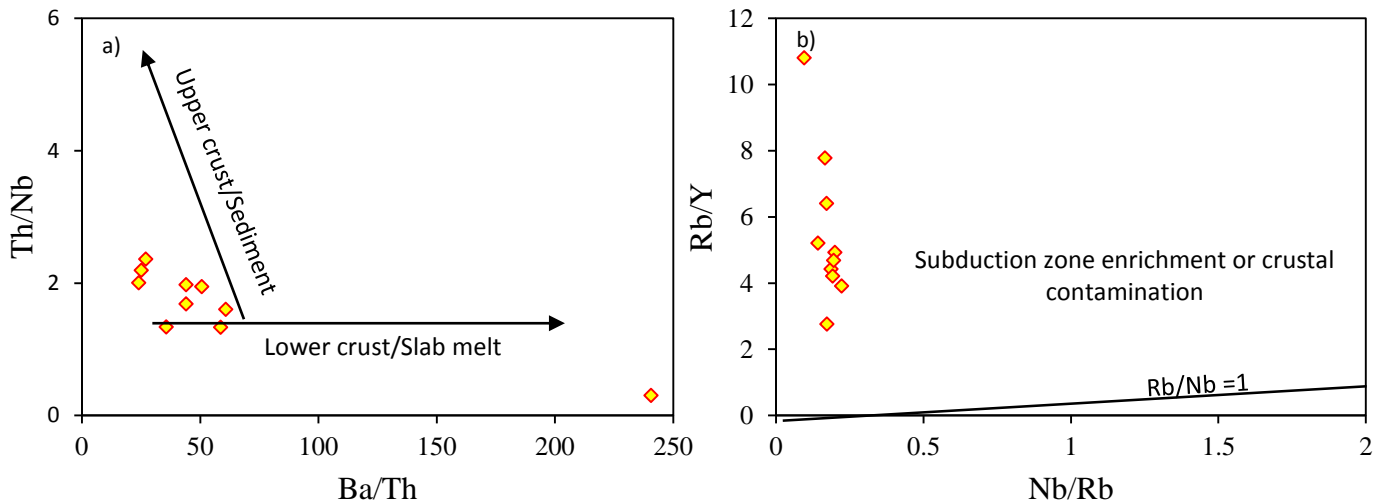
نمودار بهنجار شده‌ی عناصر کمیاب در برابر گوشته اولیه

تهی‌شدگی در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Sm، Nd، Ti و Y به همراه غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل با یون بزرگ (LILE) مانند Ba، Rb، Cs و K در تمامی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه خصوصیات زمین‌شیمیایی یک محیط ژئودینامیکی مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهد (شکل ۷). لازم به ذکر است علاوه بر ماگماهای منشا یافته از فرورانش، ذوب بخشی محیط‌های تغییر یافته از فرورانش (Subduction modified) نظیر ذوب بخشی پوسته پایینی جوان شده (Partial melting of juvenile lower crust) و یا ذوب بخشی جبهه لیتوسفری تغییر یافته از فرورانش (Subduction modified lithospheric mantle) نیز می‌تواند سبب بروز چنین خصوصیات ژئوشیمیایی در ماگمای مولد پورفیری گردد (Asadi 2018). شایان ذکر است در نمودار بهنجار شده عناصر کمیاب در مقابل گوشته اولیه مقادیر بالاتر عناصر Rb، K، Th و نسبت به مقادیر کمتر عناصری نظیر Sr، Ti و P می‌تواند نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای طی تحولات ماگمایی باشد. البته ناهنجاری مرتبط با Sr می‌تواند در ارتباط با تبلور درشت بلورهای پلاژیوکلاز باشد. همچنین آنومالی مثبت Pb در همه‌ی نمونه‌ها نشانه‌ای دیگر از آلودگی پوسته‌ای ماگما و یا آب‌گیری (Hydration) پوسته اقیانوسی فرورونده می‌باشد (Pearce et al., 1984). عنصر Zr در نمونه‌ها آنومالی منفی شدیدی نشان می‌دهد. این آنومالی منفی می‌تواند در



شکل ۷- نمودار بهنجار شده عناصر کمیاب در مقابل گوشته اولیه؛ داده‌های بهنجارسازی برگرفته از Sun و McDonough (۱۹۸۹).

Fig. 7. Primitive mantle normalized spider diagram of trace elements with normalizing values after Sun and McDonough (1989).



شکل ۸- نمودارهای بررسی نقش آرایش پوسته‌ای (a) Ba/Th vs. Th/Nb (Temel et al., 1998) و (b) Nb/Rb vs. Rb/Y (Orozco-Esquivel et al., 2007).

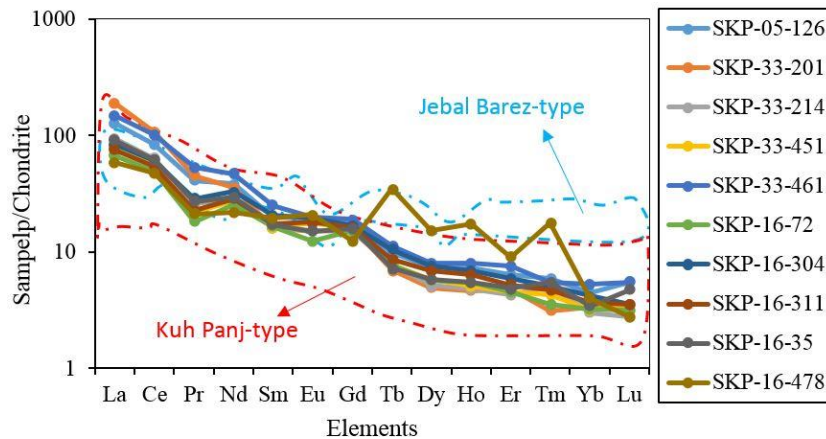
Fig. 8. Diagrams for assessment of the contribution of crustal contamination (a) Th/Nb vs. Ba/Th (Temel et al., 1998), and (b) Nb/Rb vs. Rb/Y (Orozco-Esquivel et al., 2007).

عناصر نادر خاکی (REE)

همانگونه که بیان شد یکی از اهداف مطالعه‌ی حاضر بررسی رفتار و نحوی پراکندگی عناصر نادر خاکی (REE) در کانسار مس پورفیری سرکوه می‌باشد. الگوی عناصر نادر خاکی در مجموعه‌های گرانیتوئیدی میزبان کانه‌زایی پورفیری مس ابزار با ارزشی هستند که در تشخیص پتانسیل اقتصادی توده‌های نفوذی پورفیری بسیار با اهمیت می‌باشند (Zarasvandi et al., 2015b, 2015a, 2005). همان‌گونه که از نمودار بهنجار شده عناصر نادر خاکی قابل برداشت است می‌توان دریافت که تقریباً در تمامی نمونه‌های متعلق به کانسار مس پورفیری سرکوه یک غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) وجود دارد. در نمونه‌های این کانسار مقادیر La_n/Yb_n بین ۱۴/۸۳ و ۵۶/۵۷ (میانگین ۲۷/۲۱) متغیر می‌باشد (شکل ۹). چنین مقادیر بالایی (بیشتر یا برابر ۲۰) می‌تواند خصوصیات آداکایتی سنگ‌های نفوذی کانسار سرکوه را منعکس کند. در کانسار مورد مطالعه، مقدار Dy_n/Yb_n از ۱/۴۶ تا ۳/۵۷ متغیر است. علاوه بر این الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نشان‌دهنده‌ی یک الگوی پرشیب پایین رونده به سمت عناصر نادر خاکی متوسط (MREE) می‌باشد (Sm, Gd, Tb, Dy, Ho) و همچنین یک الگوی مسطح در عناصر نادر خاکی سنگین (Er, Tm, Yb, Lu) قابل مشاهده می‌باشد که نشان‌دهنده تفریق شدید عناصر نادر خاکی سنگین می‌باشد. در اینجا، مقادیر کندریت از Sun and McDonough, 1989 و ناهنجاری‌های یوروپیم از طریق رابطه‌ی

$$Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \times Gd_n)^{1/2}$$
 محاسبه شده است. نمونه‌های کانسار مس پورفیری سرکوه ناهنجاری‌های یوروپیم منفی پایین تا اندکی مثبت را نشان می‌دهد ($Eu/Eu^* = ۱/۳۵ - ۰/۷۷$)؛ میانگین (۱/۰۱)، چنین مقادیری با فقدان تفریق قابل توجه پلاژیوکلاز یا ممانعت از تفریق پلاژیوکلاز در پاسخ به محتوای بالای آب ماگمایی و یا شرایط اکسیداسیون بالا سازگاری دارد. شاهد دیگر این موضوع آنومالی مثبت Sr بر روی نمودار بهنجار شده عناصر کمیاب در مقابل گوشته اولیه می‌باشد. زیرا تفریق پلاژیوکلاز طی شرایط فوگاسیته اکسیژن پایین و یا شرایط ماگمایی خشک می‌تواند سبب تهی‌شدگی Sr گردد (Richards, 2012).

مطالعات Zarasvandi و همکاران (۲۰۱۵b) در خصوص رفتار عناصر نادر خاکی در برخی از کانسارهای مهم مس پورفیری در کمان ماگمایی ارومیه - دختر نشان داده الگوی عناصر نادر خاکی در توده-های نفوذی اقتصادی میوسن مانند سرچشمه، دالی، سونگون، پرکام، میدوک با توده‌های نفوذی نیمه‌اقتصادی الیگومیوسن نظیر دارآلو و ریگان متفاوت می‌باشد (شکل ۹). به‌طور شاخص توده‌های نفوذی نیمه‌اقتصادی نشان‌دهنده آنومالی منفی شدید یوروپیم به‌مراه تفریق ناچیز عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به عناصر نادر خاکی سبک می‌باشند (شکل ۹). مقایسه رفتار عناصر نادر خاکی در کانسار مس پورفیری سرکوه با این سیستم‌های پورفیری نشان می‌دهد، الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌های پورفیری سرکوه مشابه با کانسارهای اقتصادی میوسن می‌باشند.



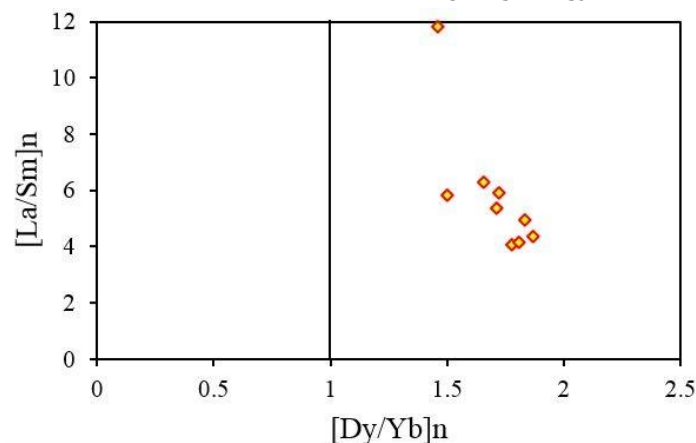
شکل ۹- نمودار بهنجار شده‌ی عناصر نادر خاکی در برابر کندریت؛ داده‌های بهنجار سازی شده از (Sun and McDonough, 1989) محدوده سیستم‌های مس پورفیری اقتصادی و نیمه اقتصادی در کمربند ماگمایی ارومیه - دختر بر گرفته از Zarasvandi و همکاران (۲۰۱۵b).

Fig. 9. Chondrite normalized rare earth elements patterns with normalizing values after Sun and McDonough (1989). Fields of economic and sub-economic porphyry systems in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc after Zarasvandi et al. (2015b).

کنترل کننده‌های توزیع عناصر نادر خاکی

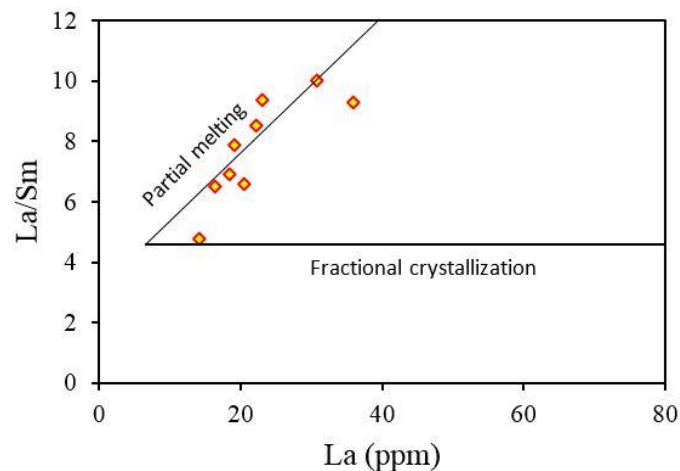
رسم نمودار La_n/Sm_n در مقابل Dy_n/Yb_n می‌تواند برای تشخیص مقدار مشارکت هورنبلند (\pm تیتانیت) و گارنت طی تکامل ماگمایی مورد استفاده واقع گردد. مقادیر فزاینده Dy/Yb بهنجار شده، تفریق گارنت و یا حضور گارنت پسمانده در ماگمای اولیه را نشان می‌دهند. مطالعات نشان‌دهنده ذخایر پورفیری نیمه اقتصادی دارای مقادیر Dy_n/Yb_n کمتری نسبت به ذخایر اقتصادی می‌باشند (Richards et al., 2012). مقادیر نسبتاً بالای Dy_n/Yb_n در ذخایر اقتصادی، به تحول سیستم ماگمایی به سمت محتوای آب بیشتر (درگیری هورنبلند) با مشارکت گارنت در منشا نسبت داده شده است (Zarasvandi et al., 2015b). همانطور که در شکل ۱۰

مشخص شده است، در کانسار مس پورفیری سرکوه مقدار بالایی از $[Dy/Yb]_n$ قابل مشاهده می‌باشد که نشان می‌دهد کانسار مس پورفیری سرکوه رفتاری مشابه با کانسارهای اقتصادی میوسن دارد (Zarasvandi et al., 2015b). ذکر این نکته ضروری است که مشارکت گارنت در منشا ماگما می‌تواند ناشی از ذوب بخشی عمیق ورقه اقیانوسی فرورونده در محدوده پایداری گارنت (Karimpour and Sadeghi 2019) و یا بر اثر پایداری گارنت بر اثر فشارش ناشی از برخورد در ناحیه ذوب بخشی (پوسته پایینی مافیک جوان شده و یا جبهه لیتوسفری تغییر یافته از فرورانش) در ماگماهای حاصل از کمان‌های برخورد کرده نظیر آنچه در زون ماگمایی ارومیه - دختر به اثبات رسیده باشد (Asdadi 2018).



شکل ۱۰- نمودار $[Dy/Yb]_n$ در مقابل $[La/Sm]_n$ (Richards et al., 2012) برای نمونه‌های کانسار مس پورفیری سرکوه.

Fig. 10. Position of Sarkuh porphyry samples on the diagram of $[Dy/Yb]_n$ vs. $[La/Sm]_n$ after Richards et al. (2012).

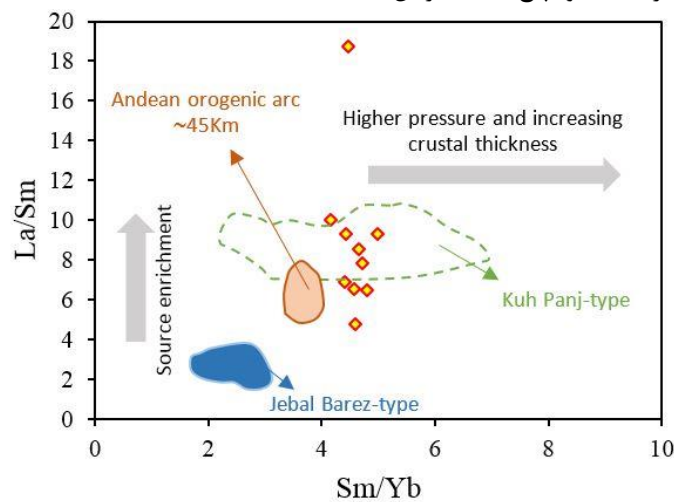


شکل ۱۱- نمودار La در مقابل La/Sm که روند ذوب بخشی را نشان می‌دهد.
Fig. 11. La vs. La/Sm diagram showing the partial melting trend.

از روند ضخیم‌شدگی پوسته تبعیت می‌کنند. این موضوع نشان دهنده شکل‌گیری این سیستم‌های پورفیری در کمان‌های برخورد کرده می‌باشد (Richards, 2015). در این نمودار مقادیر پایین Sm/Yb نشان دهنده نقش آفرینی کانی‌های غیر آبدار نظیر پیروکسن در سیستم ماگمایی می‌باشد، اما در مقابل افزایش مقدار این نسبت مبین درگیر شدن کانی‌های آبدار (نظیر هورنبلند) و شرایط ماگمایی آبدار (Hydrous) می‌باشد. همانطور که در شکل ۱۲ مشخص شده است بر خلاف سیستم‌های ماگمایی پورفیری‌های نیمه اقتصادی جبال بارز که سیستم ماگمایی آنها آبدار نمی‌باشد (Asadi et al., 2014) نمونه‌های مورد مطالعه کانسار مس پورفیری سرکوه نشان دهنده درگیری کانی‌های آبدار (نظیر آمفیبول) در سیستم ماگمایی خود می‌باشند (شکل ۱۲).

به‌منظور بررسی نقش آفرینی فرآیندهای ذوب بخشی و یا تبلور تفریقی بر روی پراکنش عناصر نادر خاکی در نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار La/Sm در مقابل La/Sm استفاده شد (شکل ۱۱). همانطور که در شکل ۱۱ نشان داده شده است رفتار عناصر نادر خاکی در کانسار مس پورفیری سرکوه عمدتاً متأثر از فرایند ذوب بخشی در ناحیه منشا ماگمای مولد پورفیری می‌باشد که این سازوکار مشابه با سایر ذخایر پورفیری دارای کانه‌زایی سولفیدی قابل توجه در امتداد کمان ماگمایی ارومیه - دختر می‌باشد (Richards, 2012).

تأثیرات کانی‌های موجود در منشا زایش ماگما به همراه نرخ ضخیم‌شدگی پوسته‌ای را می‌توان با استفاده از نمودار نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb بررسی نمود (Zarasvandi et al., 2015b, 2015a). همانطور که در شکل ۱۲ نمایش داده شده است نمونه‌های مس پورفیری سرکوه همانند سایر پورفیری‌های کوه پنج منطقه کرمان



شکل ۱۲ - نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb . محدوده جبال بارز و کوه پنج از Asadi و همکاران (۲۰۱۴) و محدوده کوه‌زایی آندی از Hascke و همکاران (۲۰۰۲).

Fig. 12. La/Sm vs. Sm/Yb diagram. Fields of Jebal Barez type granitoids and Kuh-Panj type porphyries after Asadi et al. (2014), and Andean orogenic arc from Hascke et al. (2002).

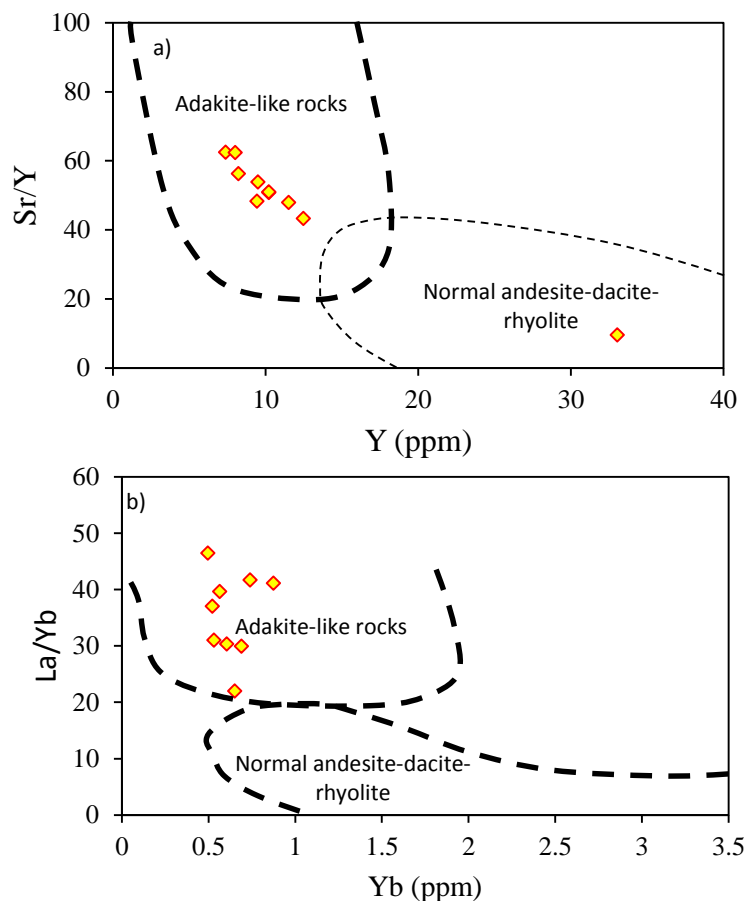
40) مقادیر کم Yb (1.9 ppm) و نسبت بالای La/Yb (> 20) می‌باشند. در طی دهه‌ی اخیر، رخنمون گسترده‌ای از ماگماهای آداکایتی در طول کمان ماگمایی ارومیه - دختر گزارش شده است (Zarasvandi et al., 2015a, 2015b). بطور کلی، دو نقطه‌نظر مهم برای رخداد سنگ‌های آداکایتی در طول کمان ماگمایی ارومیه - دختر وجود دارد؛ ۱- ذوب صفحه‌ی اقیانوسی و ۲- ذوب بخشی پوسته‌ی زیرین ضخیم شده. مورد اول براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی پس از برخوردی میوسن در شمال غرب کمان ماگمایی ارومیه - دختر و مورد بعدی براساس خصوصیات

سرشت آداکایتی نمونه‌های مورد مطالعه

نخستین بار سرشت آداکایتی به سنگ‌هایی اطلاق شد که از ذوب بخشی پوسته‌ی اقیانوسی جوان و فرورونده ایجاد شده بودند (Defant and Drummond, 1990; Kay 1978). تعریف جامع و زمین‌شیمیایی آداکایت‌ها توسط Defant و Kepezhinskas (۲۰۰۱) ارائه شد که ایشان ابراز داشتند آداکایت‌ها سنگ‌هایی با سیلیکات بالا ($SiO_2 > 56\%$)، آلومینای بالا ($Al_2O_3 > 15\%$)، گدازه‌های حاوی پلاژیوکلازو آمفیبول با ($Na_2O > 3.5\%$)، مقادیر بالای $Sr > 400$ ppm، مقادیر پایین $Y < 18$ ppm، نسبت‌های بالای $Sr/Y >$

درمقابل Sr/Y و Yb در مقابل La/Yb اکثر نمونه‌های کانسار مس پورفیری سرکوه نشانگر شاخصه شبه آداکایتی می باشند (شکل ۱۳a و ۱۳b).

ژئودینامیکی و ژئوشیمیایی نفوذی‌های پورفیری برخوردی جنوب‌شرق کمان ماگمایی ارومیه - دختر در منطقه کرمان پیشنهاد شده‌اند (Asadi et al., 2014; Asadi 2018). با توجه به نمودارهای Y



شکل ۱۳- (a) نمودار Y در مقابل Sr/Y (Defant and Drummond, 1993) و نمودار Yb در مقابل La/Yb (Richards and Kerrich, 2007) که مشخص کننده سنگ‌های شبه آداکایتی می‌باشد.

Fig. 13. (a) Y vs. Sr/Y diagram (Defant and Drummond, 1993) and (b) Yb vs. La/Yb diagram (Richards and Kerrich, 2007) showing the fields of adakite-like rocks and normal-andesite-dacite-rhyolite rocks.

عدم تهی‌شدگی Sr در مراحل ابتدایی تکامل سیستم ماگمایی این پورفیری‌ها می‌شود (Richards, 2015; Zarasvandi et al., 2015a). به طور همخوان نمونه‌های مس پورفیری سرکوه نیز نشان دهنده آنومالی مثبت Sr در نمودار بهنجار شده عناصر فرعی می‌باشند (شکل ۶). به نظر می‌رسد برآیند این عوامل (تهی‌شدگی Y در مقابل غنی‌شدگی Sr) طی شرایط ماگمایی آبدار باعث رخداد ماگمای شبه آداکایتی با مقادیر بالای Sr/Y در کانسار مس پورفیری سرکوه شده است. از طرف دیگر پایداری کانی‌های سنگین (نظیر گارنت) در ناحیه

بررسی‌های سیستم‌های ماگمایی کانسارهای مس پورفیری نشان داده که صرف نظر از خصوصاً منشأ، رخداد رایج ماگماهای آداکایتی در ذخایر مس پورفیری، با محتوای آب ماگمایی به نسبت بالای این سیستم‌های کانه‌دار (بیشتر از ۴ درصد وزنی) و متعاقب آن درگیر شدن کانی‌های آبدار (نظیر هورنبلند) در خلال تکامل سیستم ماگمایی که باعث تهی‌شدگی نسبی سیستم ماگمایی از عنصر Y می‌شود ارتباط نزدیکی دارد (Richards, 2011). همچنین محتوای آب ماگمایی بالا، مانع از تفریق شدید اولیه کانی پلاژیوکلاز و به دنبال آن

۲. ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های نفوذی پورفیری سرکوه به صورت توام تحت تاثیرات اجزاء آزاد شده از پوسته فرورونده اقیانوسی و هضم مواد پوسته‌ای بوده‌است.

۳. روند افزایشی مقادیر Sm/Yb در نمونه‌های کانسار مس پورفیری سرکوه نشان‌دهنده درگیری کانی‌های آبدار (نظیر آمفیبول) در سیستم ماگمایی این کانسار می‌باشد. علاوه بر این تغییر ناهنجاری‌های یوروپیم از مقادیر کمی منفی تا اندکی مثبت (۰/۷۷ - ۱/۳۵ Eu/Eu^* ؛ میانگین ۱/۰۱) به‌مراه آنومالی مثبت استرانسیوم نیز مبین سیستم ماگمایی آبدار (و اکسیدان) این کانسار می‌باشد.

۴. به نظر می‌رسد شرایط ماگمایی آبدار باعث رخداد ماگمای شبه آداکایتی با مقادیر بالای Sr/Y در این کانسار شده‌است. از طرف دیگر نقش آفرینی کانی‌های سنگینی (نظیر گارنت) در ناحیه منشا نیز باعث تهی‌شدگی عناصری نظیر Yb و در نتیجه افزایش نسبت La/Yb و ظهور شاخصه‌های شبه آداکایتی در این کانسار شده‌است.

۵. مقایسه رفتار عناصر نادر خاکی و عناصر کمیاب در نمونه‌های توده‌های نفوذی کانسار مس پورفیری سرکوه با کانسارهای اقتصادی (میوسن) و نیمه اقتصادی (ائوسن - الیگوسن) در کمان ماگمایی ارومیه - دختر، نشان می‌دهد که کانسار مس پورفیری سرکوه رفتاری مشابه با کانسارهای اقتصادی دارد.

تشکر و قدردانی

این پژوهش با حمایت‌های مالی و پشتیبانی معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه شهید چمران اهواز در قالب پژوهانه (SCU.EG99.38600) و نیز مرکز مطالعات و همکاری‌های علمی بین‌المللی وزارت علوم، تحقیقات و فناوری (CISSC) صورت پذیرفته است. بدین وسیله از حمایت‌های صورت پذیرفته تشکر و قدردانی می‌گردد.

منشا نیز باعث تهی‌شدگی عناصری نظیر Yb و در نتیجه افزایش نسبت La/Yb و ظهور شاخصه‌های شبه آداکایتی گردیده‌است (شکل ۱۳).

نتیجه‌گیری

کانسار مس پورفیری سرکوه با توده‌های نفوذی غالب گرانیتی-گرانودیوریتی در ۶ کیلومتری جنوب‌غربی کانسار سرچشمه واقع در بخش کرمان از کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد. بر اساس بررسی سیستم رگه‌ای، سه مرحله تکامل سامانه گرمایی و کانه‌زایی در این کانسار قابل تشخیص می‌باشد که عبارت است از (۱) مرحله پیش از کانه‌زایی که عمدتاً در زون دگرسانی پتاسیک رخ داده، (۲) مرحله کانه‌زایی اصلی که در زون دگرسانی پتاسیک و نیز در منطقه انتقالی دگرسانی‌های پتاسیک - فیلیک گسترش یافته و در نهایت (۳) مرحله انتهایی تکامل سیستم گرمایی که فاقد کانه‌زایی قابل توجه بوده و عمدتاً در زون دگرسانی فیلیک رخ داده است. به طور خلاصه بررسی ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و عناصر کمیاب به منظور ارزیابی شاخصه‌های ماگمایی توده‌های نفوذی این کانسار مبین موارد زیر می‌باشد:

۱. در تمامی نمونه‌های توده‌های نفوذی کانسار مس پورفیری سرکوه، تهی‌شدگی در فراوانی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Sm, Nd, Ti و Y به‌مراه غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل با یون بزرگ (LILE) مانند Ba, Rb, Cs و K، بازگو کننده خصوصیات زمین‌شیمیایی ماگمای منشا یافته از محیط ژئودینامیکی مرتبط با فرورانش یا محیط تغییر یافته از فرورانش نظیر ذوب‌بخشی پوسته پایینی جوان شده و یا ذوب‌بخشی جبه لیتوسفری می‌باشد. همچنین به نظر می‌رسد رفتار عناصر نادر خاکی در کانسار مس پورفیری سرکوه عمدتاً متأثر از فرایند ذوب‌بخشی در ناحیه منشا ماگمای مولد پورفیری باشد.

منابع

- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z., Zhou, L., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews* 70, 385–406.
- Alavi, M., 2004. Regional Stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and its Proforeland Evolution. *American Journal of Science*, pp. 304.
- Andreas, A., Thomas, P., Christoph, H., Robert, B., 2008. The Composition of Magmatic-Hydrothermal Fluids in Barren and Mineralized Intrusions. *Economic Geology* 103, 877–908.
- Asadi, S., Moore, F., 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, 25–46.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of Geological Society of London* 139, 605–614.

- Berger, B.R., Ayuso, R., Wynn, J.C., Seal, R.R., 2008. Preliminary model of porphyry copper deposits. Open-File Report, U. S. Geological Survey.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. London*. 141, 413–426.
- Chappell, B., White, A., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Science* 48, 489–499.
- Defant, M., Kepezhinskas, P., 2001. Adakites: A review of slab melting over the past decade and the case for a slab-melt component in arcs. *Eos (Washington, DC)* 82, 68–69.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern magmas through melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662–665.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1993. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology* 21, 547.
- Ghasemi, A., Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 683–693.
- Haschke, M., Siebel, W., Günther, A., Scheuber, E., 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in North Chile (21°–26°S). *Journal Geophysical Research*, pp.107.
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of Cenozoic active continental margin of Central Iran (Sharebabak area), Kerman Province. PhD Thesis, University of California, Los Angeles.
- Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific ocean crust. *Journal Volcanology and Geothermal Research* 4, 117–132.
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Belousova, E., Griffin, W.L., 2003. Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: Timing of mineralization and exhumation processes. Proceedings of the 7th Biennial SGA Meeting on Mineral Exploration and Sustainable Development, Athens, Greece, August 24–28,
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Fu, F.Q., Garwin, S., Belousova, E., Griffin, W.L., Bertens, A., Sukama, D., Permanadewi, S., Andrew, R.L., Deckart, K., 2005. Thermal history analysis of selected Chilean, Indonesian, and Iranian porphyry Cu–Mo–Au deposits. In: Porter, T.M. (Ed.), *Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective*.
- Nourali, S., Mirnejad, H., 2012. Hydrothermal evolution of the Sar-Kuh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A fluid inclusion and sulfur isotope investigation. *Geopersia* 2, 93–107.
- Orozco-Esquivel, T., M. Petrone, C., Ferrari, L., Tagami, T., Manetti, P., 2007. Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Lithos* 93, 149–174.
- Pearce, J., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. *Cont. Basalts Mantle Xenoliths* 230–249.
- Pearce, J., Harris, N., Tindle, A., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Reichow, M., Saunders, A., White, R., Al'Mukhamedov, A., Medvedev, A.Y., 2005. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: An extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos* 79, 425–452.
- Rezaei, M., 2017. Effective parameters in mineralization potential of economic and sub-economic porphyry copper deposits in Urumieh-Dokhtar magmatic zone: using geochemical and fluid inclusion studies. PhD Thesis, Shahid Chamran University of Ahvaz.
- Rezaei, M., Zarasvandi, A., 2020. Titanium-in-biotite thermometry in porphyry copper systems: Challenges to application of the thermometer. *Resource Geology* 70, 157–168.
- Richards, J., Kerrich, R., 2007. Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis. *Economic Geology* 102, 537–576.
- Richards, J., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A., Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: Examples from the tethyan arcs of central and eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology* 107, 295–332.
- Richards, J.P., 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology*

- Reviews 40, 1–26.
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews* 70, 323–345.
- Schandl, E.S., 2002. Application of High Field Strength Elements To Discriminate Tectonic Settings in Vms Environments. *Economic Geology* 97, 629–642.
- Shafiei, B., Haschke, M., 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.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology* 105, 3–41.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publication 42, 313–345.
- Sun, W., Huang, R., Li, H., Hu, Y., Zhang, C., Sun, S., Zhang, L., Ding, X., Li, C., Zartman, R.E., Ling, M., 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews* 65, 97–131.
- Temel, A., Gündoğdu, M.N., Gourgaud, A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85, 327–354.
- Wang, R., Richards, J.P., Hou, Z., Yang, Z., Du Frane, S.A., 2014. Increased magmatic water content-the key to oligo-miocene porphyry Cu-Mo ± Au formation in the Eastern Gangdese Belt, Tibet. *Economic Geology* 109, 1315–1339.
- Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, K., 2005. Porphyry copper deposits of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Super Porphyry Copp. Gold Depos. A Global Perspective* 2, 441–452.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J., Lentz, D., Azimzadeh, A.M., Pourkaseb, H., 2015a. Geochemistry and fluid characteristics of the Dalli porphyry Cu-Au deposit, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 111, 175–191.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J.G., Asadi, S., Lentz, D., 2019. Hydrothermal fluid evolution in collisional Miocene porphyry copper deposits in Iran: Insights into factors controlling metal fertility. *Ore Geology Reviews* 105, 183–200.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J.G., Pourkaseb, H., Asadi, S., Saed, M., Lentz, D.R., 2018. Metal endowment reflected in chemical composition of silicates and sulfides of mineralized porphyry copper systems, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 223, 36–59.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Lentz, D., Adelpour, M., Pourkaseb, H., 2015b. Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Iran. *Ore Geology Reviews* 70, 407–423.

