



RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2026.1171



Geodynamic and metallogeny of porphyry copper deposits and important geochemical characteristics in exploration for tin deposits

Mohammad Hassan Karimpour^{1*} , Azadeh Malekzadeh Shafaroudi²

¹ Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran; Department of Geological Sciences, University of Colorado, CB-399, Boulder, CO 80309, USA

² Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 19 April 2026

Revised: 19 May 2026

Accepted: 20 May 2026

Keywords

Geodynamic
Grade and reserve
Porphyry copper deposits
Granitoids geochemistry
Tin mineralization
Exploration keys

*Corresponding author

Mohammad Hassan Karimpour

✉ karimpur@um.ac.ir

ABSTRACT

This paper reviews the important factors controlling the reserves and grades in various porphyry copper and tin deposits. The largest Miocene porphyry copper deposits in Iran have been discovered in the Saveh-Nain-Jiroft magmatic belt (SNJMB). Three types of magnetite I-type granitoids are exposed in the SNJMB. The geochemistry of the adakitic I-type granitoids of the large porphyry copper deposits of the Nain-Jiroft magmatic belt (NJMB) was compared with the non-adakitic I-type granitoids associated with the porphyry copper deposits of the Saveh-Nain magmatic belt (SNMB) and the barren non-adakitic I-type granitoids of the SNJMB. Several factors affect the formation, size, and grade of porphyry copper deposits in the SNJMB, including: thermal gradient (cold-hot slab), amount of water released at appropriate depth (more than 70 km), percentage of partial melting (about 15 to 25 percent is appropriate), presence of super-oxidant conditions at the source that cause a positive Eu anomaly (Eu/Eu* ratio between 1 and 1.6), number and type of intrusion interference, intensity and extension of alteration and gossan zones, host rock, and suitable structures. In spite of the presence of intrusive rocks, types of alteration, and the presence of 10 percent pyrite, copper and gold mineralization has not formed in the Simorgh area. The S- and A-type tin-bearing granites of China in comparison with the barren S-type granitoids of Iran (associated with the continental collision zone and orogenic zone) show a silica-rich granitic composition, Y and Rb/Sr enrichment and Ba depletion, a strongly negative Eu anomaly and an Eu/Eu* value less than 0.1, hyper reducing conditions, and a (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i ratio greater than 0.711.

How to cite this article

Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2026. Geodynamic and metallogeny of porphyry copper deposits and important geochemical characteristics in exploration for tin deposits. *Journal of Economic Geology*, 18(1): 1–46. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2026.1171>



©2026 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Porphyry copper deposits are usually formed by subvolcanic, hydrated, oxidized I-type granitoids with intermediate composition (Richards, 2015). However, not all I-type granitoids have the potential to be fertile, and even in a deposit, multiple stocks intrude that formed under almost the same conditions, but only a few of them produce porphyry copper deposits, which is very questionable?

Tin deposits are divided into porphyry, skarn, greisen, placer, and low-temperature hydrothermal deposits that can be emplaced in carbonate rocks.

Based on geodynamic conditions, tin mineralization can be formed by two different types of granites: 1- S-type granites in the continental collision zone and 2- A-type granites in the intracontinental rift environment. Both of these granites have a continental crustal origin. Of course, not all S- and A-type granites have sufficient potential for tin ore formation. So, certain conditions must prevail in the origin and geochemistry of the resulting magma, which will be discussed in this paper.

The aim of this paper is to investigate the genetic and geodynamic factors affecting the formation, reserves, and grade of Iranian porphyry copper deposits and the classification of I-type granitoids associated with these deposits, as well as to investigate the important geodynamic factors and geochemical variables in the infertility or fertility of S-type granites for tin ore deposits.

Result

Figure 15 shows that, based on the Sr/Y ratio versus Y content, the fertile magnetite I-type granitoids associated with porphyry copper deposits of the Nain-Jiroft are located in the adakite range (granitoids have Sr/Y ratios between 70 and 170 and Y values less than 13 ppm). In contrast, the barren granitoids, which are mainly located in the Saveh to Nain, are non-adakite (granitoids have Sr/Y ratios between 5 and 15 and Y values greater than 10 ppm) and are plotted in the normal arc field (Figure 15). The fertile granitoids of the Dali deposit are located in the middle and are non-adakite (granitoids have Sr/Y ratios between 20 and 25 and Y values greater than 15 ppm).

Figure 25 shows that the fertile adakitic I-type granitoids associated with the porphyry copper

deposits of the Nain-Jiroft belt have a high (La/Yb)_n ratio (between 10 and 30) and an Eu/Eu* ratio of more than 1.1. The value of the Eu/Eu* ratio can indicate the oxidizing-reducing conditions in the source of magma. The Eu/Eu* ratio indicates that the mineralogical composition of the source rock and the melting conditions were super-oxidizing. Therefore, these granitoids originated from a super-oxidizing source and formed at great depth (Figure 25). While the Tertiary barren granitoids of the Saveh-Nain-Jiroft belt, with a (La/Yb)_n ratio between 1 and 7, originated from shallow depths and the Eu/Eu* ratios are mainly less than 1.1, indicating more reducing conditions in origin and greater involvement of the continental crust (Figure 25). The samples from the Dali deposit are also in the middle, meaning that in terms of oxidation conditions, they were oxidant but less than the fertile granitoids of the Nain-Jiroft magmatic belt, and in terms of depth, they are in the middle of the fertile and barren granitoids (Figure 25).

According to Karimpour and Sadeghi (2019), the subducted oceanic slab in the Saveh-Nain-Jiroft belt was of the warm-cold type with a thermal gradient between 8 and 12 °C/km (Figure 27). This is very important and has led to the release of a smaller amount of water in the fore-arc region (depth 30 to 50 km) and the release of more than 80% of water in the arc region (depth 100 to 130 km) (Figure 27). The release of water causes a decrease in the melting point and plays an important role in the rate of partial melting. Under water-saturated conditions, 20 to 25% partial melting occurs and a magma with a high fluid content is produced that can carry a lot of copper and form porphyry copper deposits with appropriate reserves and grades.

The Rb content in the tin-bearing granites of China is very high, so the Rb/Sr ratio is between 30 and 100, while this ratio is less than 1.5 in the barren S-type granitoids of Iran. Also, the Eu/Eu* ratio in the barren granitoids of Iran is between 0.3 and 0.7, indicating a reduced environment of the continental collision zone, but this ratio in the tin-bearing granites of China is less than 0.04, indicating a strong reduced origin (Figure 22).

The Y content in granite samples from tin deposits in China is between 50 and 200 ppm, while the content of this element in the barren S-type granitoids of Iran is between 20 and 40 ppm (Figure 23). The barren S-type granitoids of Iran also formed in the continental

collision zone with Eu/Eu^* values between 0.3 and 0.7 and the $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios are between 0.707 and 0.708, indicating the role of the continental crust in the formation of magma. However, the tin-bearing A and S-type granites of China with Eu/Eu^* values less than 0.04 and $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios greater than 0.711 and 0.718 indicate a strong reduced origin in the continental crust (Figure 31).

Discussion and Conclusion

Table 8 summarizes the geochemical, isotopic and magnetic susceptibility of I-type granitoids associated with porphyry copper deposits in the Saveh-Nain-Jiroft magmatic belt and eastern Iran. Based on these characteristics, I-type granitoids can be classified into four types: adakite-I, adakite-II, Regular-I and Regular-II. Several factors play key role in the formation, grade, and storage of gold and copper in porphyry copper deposits that can be considered in their exploration. The most important of these parameters are:

1. The thermal gradient of the subducted slab, which should be of the cold-warm type with a thermal gradient between 8 and 12 degrees per kilometer.
2. The percentage of partial melting for magma production, which is suitable in the range of 15 to 25 percent.
3. The amount of water released in the subduction zone at suitable depths for partial melting (depths greater than 70 km).
4. Partial melting of rocks with the suitable composition and melting under the suitable conditions of oxygen concentration (super-oxidant environment and oxygen fugacity $\text{DFMQ}+1.5$).
5. A positive Eu anomaly and a Eu/Eu^* ratio between 1 and 1.6, which indicate super-oxidant conditions in the magma source.
6. The number of intrusions is directly related to the amount of reserves and grades.
7. The manner of intrusions that causes synergism.
8. Barren intrusions and their manner in which they interfere with fertile intrusions and their temporal relationship with fertile intrusions, causing a decrease in grade.
9. The percentage and radius of the pyrite-bearing zone.
10. The intensity and extension of alteration zones.
11. The intensity and extension of the gossan zone.
12. Host rocks with suitable porosity and structures for the concentration of ore-bearing solutions.

13. The proximity of limestone that lead to skarn mineralization.

Some of these factors are of particular importance in the formation of a porphyry copper deposit. For example, the Simorgh exploration area in South Khorasan Province (31.00 N, 59.23 E) has superficial evidence of porphyry copper mineralization, but lacks copper mineralization (Borabadi et al., 2018). Based on Figures 33 and 34 and the comparison of the geochemistry of the source rocks of the porphyry copper deposits (NJMB) and Simorgh, two very important issues can be concluded: 1- The mineralogical composition and the presence of organic matter in the source rock of Simorgh caused partial melting and formation of magma under hyperreductive conditions. The sulfur content of the source rock was very good. Melting under reduced conditions prevents copper from entering the magma. Therefore, the amount of oxygen fugacity during magma formation is very important in the fertilization of intrusions. 2- The depth of magma formation in the Simorgh granitoids was also much lower compared to porphyry copper deposits (NJMB). Certainly, the mineralogical composition, copper content of the source rock, and the percentage of partial melting played an important role in the lack of copper and gold mineralization in the Simorgh.

Tin deposits associated with S and A-type granitoids have the following geochemical characteristics, and these parameters can be important exploration keys for the detection of fertility of intrusions:

1. The chemical composition of the intrusions must be a silica-rich granite with a SiO_2 content of more than 75%.
2. Depletion of Ba (less than 200 ppm) and enrichment of Y (more than 60 ppm) and the Rb/Sr ratio (more than 30) are seen.
3. A strong negative anomaly in the element Eu and the Eu/Eu^* ratio less than 0.1 indicate a strong reduced origin. The mineralogical composition of the source rock and the presence of organic matter in partial melting conditions causes hyper reduced conditions in magma formation.
4. The $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratio is greater than 0.711, which confirms the great thickness of the continental crust and the highly reduced origin of the magma.
5. The $\text{Rb}/\text{Sr}+\text{Y}$ ratio in the fertile intrusions for tin is greater than 100.



ژئودینامیک و متالوژنی کانسارهای مس پورفیری و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مهم اکتشافی برای کانسارهای قلع

محمدحسن کریم‌پور^{۱*}، آزاده ملکزاده شفارودی^۲

^۱ استاد، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران؛ گروه علوم زمین، دانشگاه کلرادو، CB-399، بولدر، Co-80309، امریکا

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

اطلاعات مقاله

چکیده

در این پژوهش، عوامل مهم کنترل‌کننده میزان ذخیره و عیار در کانسارهای مس پورفیری و انواع کانسارهای قلع بررسی می‌شوند. بزرگ‌ترین کانسارهای مس پورفیری ایران به سن میوسن در **کمرند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت** کشف شده‌اند. در کمرند SNJMB سه نوع گرانیوتیوید نوع I سری مگنتیت رخمون دارند. زمین‌شیمی گرانیوتیویدهای نوع I آداکتی کانسارهای مس پورفیری بزرگ **کمرند ماگمایی ناین-جیرفت** با گرانیوتیویدهای نوع I غیرآداکتی مرتبط با کانسارهای مس پورفیری در **کمرند ماگمایی ساوه-ناین** و گرانیوتیویدهای نوع I غیرآداکتی عقیم SNJMB مقایسه شد. عوامل متعددی بر روی تشکیل و بزرگی ذخیره و عیار کانی‌سازی مس پورفیری در SNJMB مؤثر است که عبارتند از: گرادیان حرارتی (اسلب سرد-گرم)، مقدار آب آزاد شده در عمق مناسب (بیش از ۷۰ کیلومتر)، درصد ذوب‌بخشی (حدود ۱۵ تا ۲۵ درصد مناسب است)، وجود شرایط فوق اکسیدان در منشأ که باعث آنومالی مثبت Eu (نسبت Eu/Eu^* بین ۱ تا ۱/۶) می‌شود، تعداد و نحوه تداخل توده‌های نفوذی، شدت و گسترش زون دگرسانی و گوسان، سنگ میزبان و ساختارهای مناسب. در محدوده سیمرخ با وجود وجود توده‌های نفوذی، انواع دگرسانی و وجود ۱۰ درصد پیریت کانی‌سازی مس و طلا تشکیل نشده است. گرانیوتیویدهای نوع S عقیم ایران (مرتبط با زون برخورد قاره‌ای و کوه‌زایی) با گرانیوتیویدهای قلع‌دار نوع S و A چین مقایسه شد و مشخص شد که مؤلفه‌های مهم برای تشکیل کانی‌سازی قلع شامل ترکیب گرانیوتی غنی از سیلیس، غنی‌شدگی Y و Rb/Sr و تهی‌شدگی Ba، آنومالی به شدت منفی Eu و مقدار Eu/Eu^* کمتر از ۰/۱، شرایط فوق احیایی و نسبت $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ بیشتر از ۰/۷۱۱ است.

واژه‌های کلیدی

ژئودینامیک
عیار و ذخیره
کانسارهای مس پورفیری
زمین‌شیمی گرانیوتیویدها
کانی‌سازی قلع
کلیدهای اکتشافی

نویسنده مسئول

محمدحسن کریم‌پور

karimpur@um.ac.ir

استناد به این مقاله

کریم‌پور، محمدحسن و ملکزاده شفارودی، آزاده، ۱۴۰۵. ژئودینامیک و متالوژنی کانسارهای مس پورفیری و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مهم اکتشافی برای کانسارهای قلع. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۸(۱): ۴۶-۱. <https://doi.org/10.22067/econg.2026.1171>

مقدمه

ژئودینامیک، موقعیت زمین‌ساختی و منشأ ماگما، درصد ذوب، میزان درصد آب، شرایط فوگاسیته اکسیژن و گوگرد، ترکیب کانی‌شناختی و شیمیایی سنگ منشأ، از جمله عوامل مهم کنترل‌کننده نوع گرانیتوئید و کانی‌سازی مرتبط با آن است (Karimpour et al., 2009; Karimpour et al., 2012; Karimpour and Sadeghi, 2019; Karimpour et al., 2021a; Karimpour et al., 2021b; Karimpour et al., 2022; Javidi Moghaddam and Karimpour, 2023).

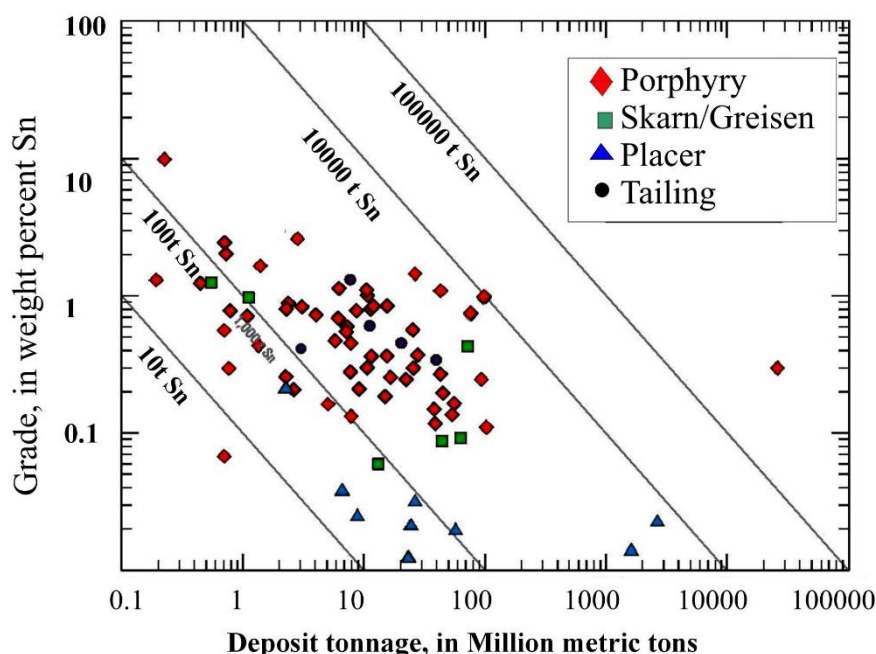
این مقاله، شرایط ژئودینامیکی و عوامل مهم برای تشکیل کانسارهای مس پورفیری و انواع کانسارهای قلع بحث خواهد شد. کانسارهای مس پورفیری بزرگ‌ترین ذخایر تولیدکننده مس در دنیا هستند. حدود سه چهارم مس، نیمی از مولیدن، یک پنجم طلا، مقادیری Re و مقدار کمتری از فلزات Ag, Pd, Te, Se, Bi, Zn و Pb توسط کانسارهای مس پورفیری تولید می‌شوند (Sillitoe, 2010). عیار میانگین مس آنها بین ۰/۵ تا ۱/۵ درصد، مولیدن بین کمتر از ۰/۰۱ تا ۰/۰۴ درصد و طلا بین صفر تا بیش از ۱/۵ گرم در تن متغیر است. میزان ذخیره اغلب این کانسارها بین ۲۰ تا ۱۰۰۰۰ میلیون تن است (Sillitoe, 2010; Kesler et al., 2002). این سامانه‌ها اغلب در زون فرورانش حاشیه قاره یا جزایر کمانی تشکیل می‌شوند (Richards, 2000; Kerrich et al., 2002)، اگرچه ذخایری از مس پورفیری در جایگاه زمین‌ساختی برخورد قاره-قاره یا پس از برخورد در ایران، غرب پاکستان و جنوب تبت شناخته شده است (Richards, 2009; Shafiei et al., 2009; Richards et al., 2012; Ayati et al., 2013; Asadi et al., 2014). کانسارهای مس پورفیری معمولاً توسط گرانیتوئیدهای نیمه‌عمیق آبدار و اکسیدان نوع I با ترکیب حدواسط تشکیل می‌شوند (Richards, 2015). همگی گرانیتوئیدهای نوع I پتانسیل بارور شدن ندارند و حتی در یک کانسار، استوک‌های متعددی نفوذ می‌کنند که تقریباً در یک شرایط تشکیل شده‌اند؛ ولی فقط تعدادی از آنها کانسار مس پورفیری را به وجود می‌آورند که بسیار سوال برانگیز است.

کریم‌پور و صادقی (Karimpour and Sadeghi, 2019) و کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2021a)، برخی از عوامل مهم ژئودینامیکی در تشکیل کانسارهای مس پورفیری و تأثیر آن بر عیار و ذخیره را بررسی کرده‌اند؛ اما هنوز این مسئله نیاز به بررسی‌های بیشتری دارد و می‌توان گرانیتوئیدهای نوع I را تقسیم‌بندی کرد که در این مقاله بحث خواهد شد.

کانسارهای قلع به انواع قلع پورفیری، اسکارن قلع، نوع گرازن، کانسارهای پلاسری و کانسارهای گرمابی دما پایین که می‌توانند در سنگ‌های کربناته جانشین شوند، تقسیم می‌شوند. شکل ۱، میزان ذخیره و عیار کانسارهای مختلف قلع را نشان می‌دهد. میزان عیار قلع در کانسارهای پورفیری، اسکارن و گرازن بین ۰/۱ تا ۳ درصد متغیر است و بیشترین عیارها در کانسارهای قلع پورفیری دیده می‌شود؛ درحالی‌که عیار قلع در کانسارهای پلاسری کمتر از ۰/۱ درصد است (شکل ۱). میزان ذخیره کانسارهای قلع اغلب کمتر از ۱۰۰ میلیون تن است (شکل ۱). از لحاظ شرایط ژئودینامیکی، کانی‌سازی‌های قلع با دو نوع گرانیت مختلف و در موقعیت زمین‌ساختی متفاوت می‌توانند تشکیل شوند: ۱- گرانیت‌های نوع S در زون برخورد قاره و ۲- گرانیت‌های نوع A در محیط ریف‌ت درون قاره. هر دو این گرانیت‌ها دارای منشأ پوسته قاره‌ای هستند. البته همه گرانیت‌های نوع S و A پتانسیل کافی برای کانسارسازی قلع را ندارند و به یقین باید شرایط خاصی در منشأ و زمین‌شیمی ماگمای حاصل حاکم باشد که در این مقاله بحث خواهد شد. قلع در قالب کانی‌های مختلفی در طبیعت یافت می‌شود (جدول ۱) که مهم‌ترین و فراوان‌ترین آنها کاسیتیریت (SnO_2) است. کاسیتیریت از نظر ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی بسیار مقاوم بوده و در روش‌های تجزیه معمول مانند چهاراسید و تیزاب سلطانی حل نمی‌شود. برای تجزیه آن باید نمونه به روش ذوب قلیایی آماده شود تا بتوان از وجود آنومالی قلع در منطقه نتیجه درستی گرفت. در بین ترکیب‌های سولفیدی قلع، کانی استانتیت ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$)، مهم‌ترین کانی به شمار می‌رود (جدول ۱). جدول ۲، مقدار تولیدهای قلع در سال‌های ۲۰۲۳ و ۲۰۲۴ و

۲۰۲۳ و ۲۰۲۴ را داشته است (Mineral commodity summaries, 2025).

همچنین میزان ذخیره را در کشورهای مختلف نشان می دهد. چین بیشترین ذخایر قلع دنیا را دارد و بیشترین تولیدها در سال های



شکل ۱. میزان عیار و ذخیره انواع کانسارهای قلع (Kamilli et al., 2017)

Fig. 1. Grade and tonnage values of different types of Sn deposits (Kamilli et al., 2017)

مونزونیت، کوارتز دیوریت، دیوریت و حتی گابرو باشد. گرانیتوئیدها در طول زمان توسط دانشمندان مختلف و بر اساس عوامل متفاوت طبقه بندی شده اند. از جمله این طبقه بندی ها می توان به تقسیم بندی شانند (Shand, 1947) بر پایه اندیس اشباع آلومینیم، بارکر (Barker, 1979) بر پایه میزان ارتوکلاز، آنورتیت و آلبیت، پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) با استفاده از عناصر Rb، Yb، Ta و Nb و مانیار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989) با استفاده از کانی ها و عناصر اصلی اشاره کرد. لامیر و بودن (Lameyre and Bowden, 1982) گرانیتوئیدها را بر اساس ترکیب کانی شناختی تقسیم بندی کردند. هریس و همکاران (Harris et al., 1986) بر پایه عناصر Rb، Ta و Hf نمودارهایی برای تقسیم گرانیتوئیدها ارائه کردند.

هدف از این مقاله، بررسی عوامل تأثیرگذار ژنتیکی و ژئودینامیکی بر روی تشکیل و میزان ذخیره و عیار کانسارهای مس پورفیری ایران و تقسیم بندی گرانیتوئیدهای نوع I مرتبط با این ذخایر و همچنین بررسی عوامل مهم ژئودینامیکی و متغیرهای زمین شیمیایی در عقیم یا بارور بودن گرانیت های نوع S برای کانسارسازی قلع و تقسیم بندی آنها در ایران است.

گرانیتوئیدها و کانی سازی

گرانیتوئیدها فراوان ترین سنگ های آذرین درونی پوسته قاره ای هستند که به صورت باتولیت و استوک یافت می شوند. ترکیب گرانیتوئیدها اغلب اسیدی - حدواسط و بسیار کمتر مافیک است و می تواند شامل گرانیت، گرانودیوریت، سینیت، کوارتز مونزونیت،

همچنین باربارین (Barbarin, 1999) گرانیتوئیدها را بر اساس آلومینیم یا همان اندیس شاند و غیره به هفت زیر گروه طبقه بندی کانی شناسی، سنگ نگاری، ترکیب شیمیایی، اندیس اشباع کردند.

جدول ۱. انواع کانی های قلع (Kamilli et al., 2017)

Table 1. Different types of tin minerals (Kamilli et al., 2017)

Mineral name	Chemical formula	Location of geographic occurrence
Berndtite	SnS_2	Cerro de Potosí, Bolivia
Canfieldite	Ag_8SnS_6	Bolivia; Tasmania, Australia
Cassiterite	SnO_2	Worldwide
Colusite	$\text{Cu}_3(\text{As}, \text{Sn}, \text{V}, \text{Fe})\text{S}_4$	Butte, Montana; Australia
Cylindrite	$\text{Pb}_3\text{Sn}_4\text{FeSb}_2\text{S}_{14}$	Bolivia; Tasmania, Australia
Franckeite	$\text{Pb}_5\text{Sn}_3\text{Sb}_2\text{S}_{14}$	Bolivia; Tasmania, Australia
Herzenbergite	SnS	Bolivia
Hulsite (also called Paigeite)	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{Fe}^{3+}, \text{Sn})\text{BO}$	Brooks Range and Seward Peninsula, Alaska; eastern Siberia Russia
Malayaite	CaSnSiO_5	Malaysia; Cornwall, United Kingdom
Mawsonite	Cu_6FeSnS	New South Wales; Tasmania, Australia
Native tin	Sn	Native tin is found in placer deposits and in unusual igneous intrusions. Australia has the recognized type locality.
Nigerite (More correctly, Ferronigerite-2N1S)	$(\text{Zn}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Sn}, \text{Zn})$	Nigeria
Nordenskiöldine	CaSnB_2O_6	Norway; Namibia
Ottemannite	Sn_2S_3	Bolivia
Renierite	$\text{Cu}_3(\text{Fe}, \text{Ge}, \text{Zn})(\text{S}, \text{As})_4$	Democratic Republic of the Congo (Congo [Kinshasa]); Namibia
Sorensenite	$\text{Na}_4\text{SnBe}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_4$	Greenland
Stannite	$\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$	Worldwide
Stannomicrolite (Sukulaite)	$\text{Sn}_2\text{Ta}_2\text{O}_7$	NA
Stokesite	$\text{CaSnSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Cornwall, United Kingdom
Teallite	PbSnS_2	Bolivia
Thoreaulite	SnTa_2O_6	Democratic Republic of the Congo (Congo [Kinshasa])
Varlamoffite (?)	$(\text{Sn}, \text{Fe})(\text{O}, \text{OH})_2$	Democratic Republic of the Congo (Congo [Kinshasa]); Bolivia

جدول ۲. میزان ذخایر و تولیدهای جهانی قلع در سال‌های ۲۰۲۳ و ۲۰۲۴ (Mineral commodity summaries, 2025)

Table 2. World mine reserve and production of tin in 2023 and 2024 (Mineral commodity summaries, 2025)

	Mine production 2023 (in metric tons)	Mine production 2024 (in metric tons)	Reserves (in metric tons)
Australia	9,850	9,900	620,000
Bolivia	18,700	21,000	400,000
Brazil	29,300	29,000	420,000
Burma	34,000	34,000	700,000
China	70,000	69,000	1,000,000
Congo (Kinshasa)	20,000	25,000	120,000
Indonesia	69,000	50,000	NA
Laos	1,700	1,500	NA
Malaysia	3,770	3,000	NA
Nigeria	7,000	7,000	NA
Peru	26,200	31,000	130,000
Russia	2,700	3,000	460,000
Rwanda	3,600	3,600	NA
Vietnam	7,600	6,700	23,000
Other countries	1,840	1,800	310,000
World total (rounded)	305,000	300,000	>4,200,000

گرانیتوئیدهای نوع I در زون فروورانش حاشیه قاره‌ها یا جزایر کمانی یافت می‌شوند. منشأ آنها خارج از محدوده پوسته قاره‌ای است و حاصل تفریق ماگمای کالک‌آلکالن یا بازالت‌های جزایر کمانی هستند. گرانیتوئیدهای نوع I از نوع اشباع از آلومینیم هستند و دامنه تغییرات ترکیب آنها در محدوده کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت است (شکل ۲).

گرانیت‌های نوع S از ذوب آناتکسی سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده پوسته قاره‌ای منشأ گرفته‌اند. این گرانیت‌ها در زون برخورد قاره یافت می‌شوند. آلومینیم موجود در گرانیت‌های S از نوع فوق اشباع از آلومینیم بوده و از نظر ترکیب در محدوده گرانیت هستند (شکل ۲).

یکی از معروف‌ترین و کاربردی‌ترین تقسیم‌بندی گرانیتوئیدها در مقاله‌ها و کتاب‌های امروزی مربوط به چپل و وایت (Chappell and White, 1974) است. چپل و وایت (Chappell and White, 1992; White, 1974) و چپل و همکاران (Chappell et al., 1988) ضمن بررسی توده‌های نفوذی کمرند لاجلان در شرق استرالیا به تفاوت‌های شاخصی از جمله تغییرات کانی‌شناسی، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، عمق جایگزینی، همراهی سنگ‌های آتشفشانی، نوع سنگ‌های دگرگونی، تغییر در ایزوتوپ‌ها و سایر موارد دست یافتند. چپل و وایت (Chappell and White, 1974) با مشاهده این تغییرات برای نخستین‌بار گرانیت‌های این کمرند را به انواع I و S تقسیم‌بندی کردند. این رده‌بندی ژنتیکی است.

دست می آیند و منشأ گوشته ای دارند. گرانیت های M از نظر آلومینیم از نوع اشباع از آلومینیم و ترکیب آنها در محدوده کوارتز دیوریت و تونالیت است (شکل ۲).

ایشیهارا (Ishihara, 1977)، گرانیتوئیدها را بر پایه ویژگی های فیزیکی و مغناطیسی به دو دسته سری مگنتیت و سری ایلمنیت تقسیم کرد که سری مگنتیت با گرانیتوئیدهای نوع I و سری ایلمنیت بیشتر با گرانیت های نوع S هم پوشانی دارد. سری مگنتیت حاوی کانی فرعی مگنتیت است و به گرانیت های اکسیدان نیز معروف هستند زیرا آهن در غالب Fe^{3+} در ساختار مگنتیت وجود دارد (شکل ۳).

گرانیت های نوع A دارای منشأ پوسته قاره ای بوده و در مناطق غیر کوهزایی تشکیل شده اند و به همین جهت به آنها گرانیت های غیر کوهزایی نیز می گویند. این گرانیت ها در ریفتهای درون قاره ای به وجود می آیند. ماگمای منشأ این گرانیت ها بیشتر از نوع بدون آب است. ماگماهای اولترامافیک - مافیک که منشأ جبه ای دارند، نقش اساسی در ذوب پوسته قاره ای ایفا می کنند. گرانیت های A از نظر میزان Al از نوع آلکالن و از نظر ترکیب در حد گرانیت غنی از پتاسیم و یا سینیت هستند (شکل ۲).

گرانیت های نوع M که به پلاژیوگرانیت نیز معروفند، همراه فیولیت ها یافت شده و در زون گسترش کف اقیانوس تشکیل می شوند. این گرانیت ها از تفریق ماگمای مافیک - اولترامافیک به

I-Type (Igneous Origin, Subduction Zone)

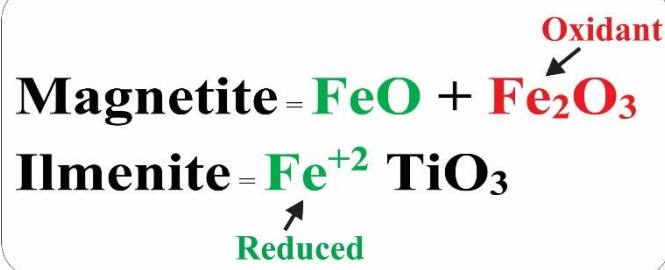
S-Type (Sedimentary Origin, Continental Collision)

A-Type (Anorogenic, Continental Rift Zone)

M-Type (Mantle Origin, Oceanic Spreading Zone)

شکل ۲. تقسیم بندی گرانیتوئیدها بر اساس منشأ و موقعیت زمین ساختی (Chappell and White, 1974)

Fig. 2. Classification of granitoids based on source and tectonic setting (Chappell and White, 1974)



شکل ۳. ترکیب کانی مگنتیت و ایلمنیت و تفاوت بار آهن که نشان دهنده شرایط اکسیدان و احیایی است.

Fig. 3. Magnetite and ilmenite compositions and different ionic charge, which show- oxidant and reduced state.

SI $10^{-5} \times 100$ و در گرانیت های سری ایلمنیت کمتر از SI 10^{-5} $20 \times$ است (شکل ۴).

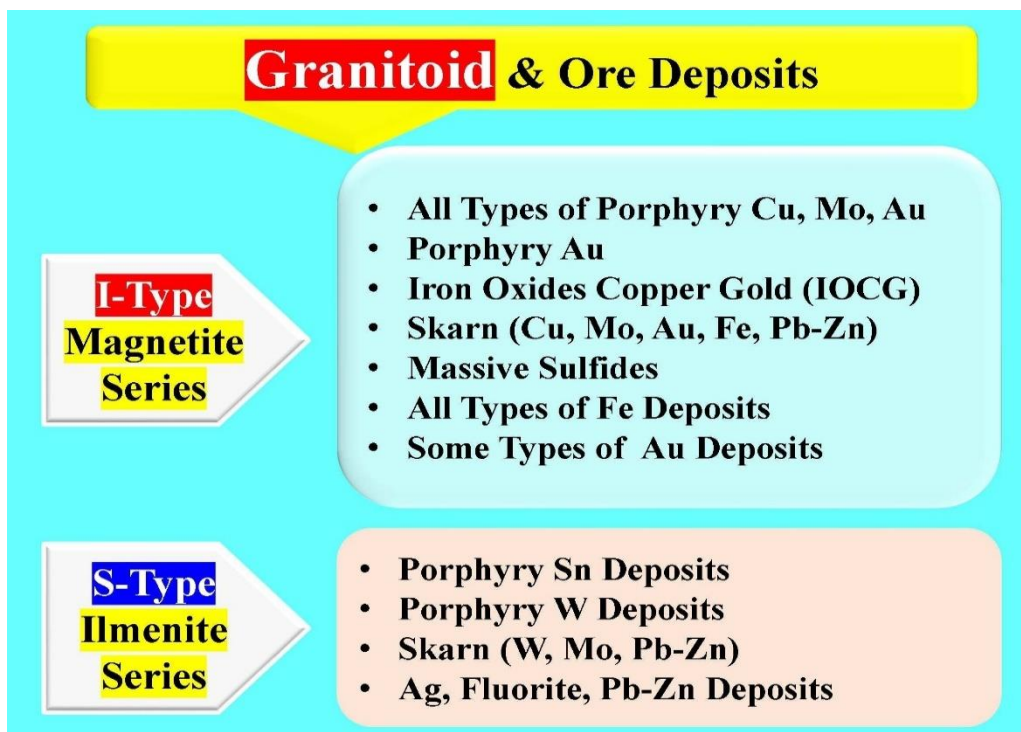
شکل های ۵ و ۶، ارتباط کانسارهای مختلف را با انواع گرانیتوئیدهای I، S و A نشان می دهد.

گرانیت های سری ایلمنیت حاوی کانی فرعی ایلمنیت بوده و به نوع احیایی نیز معروفند؛ چون در ساختار این کانی، آهن در قالب Fe^{2+} وجود دارد (شکل ۳). مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در گرانیتوئیدهای بدون دگرسانی و هوازدگی سری مگنتیت بیش از

	Granitoids		
	Magnetite Series		Ilmenite Series
Alteration	Unaltered		Unaltered
Weathering	Fresh		Fresh
Magnetic Susceptibility	$>100 \times 10^{-5}$		$< 20 \times 10^{-5}$

شکل ۴. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در گرانیتوئیدهای بدون دگرسانی و تازه سری مگنتیت و ایلمنیت

Fig. 4. Magnetic susceptibility of unaltered and fresh magnetite and ilmenite series granitoids

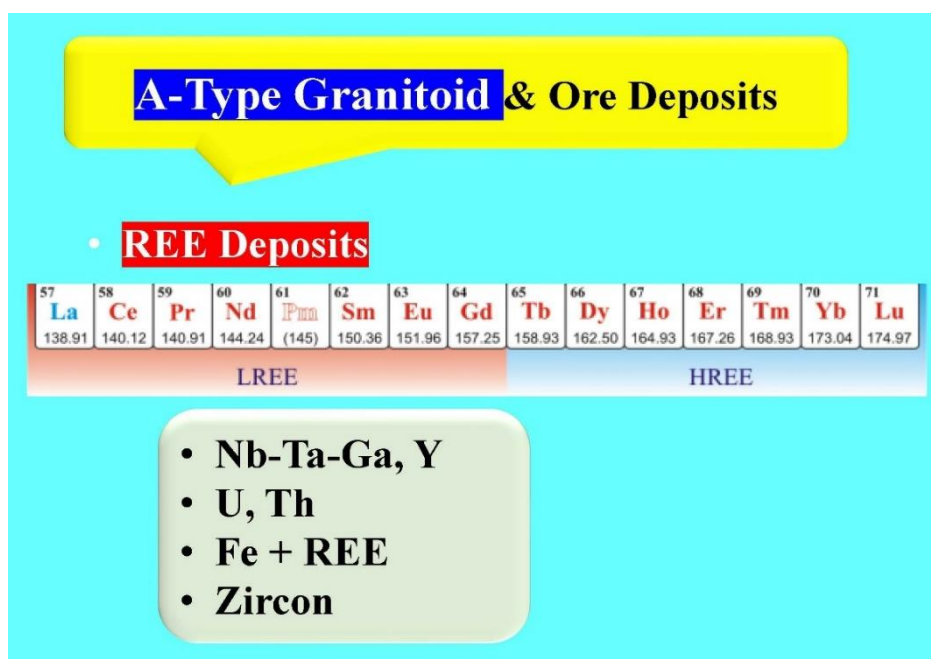


شکل ۵. ارتباط گرانیتوئیدهای نوع I و S با انواع کانسارها

Fig. 5. I- and S-type granitoids and their relationship with different types of ore deposits

کانسارهای قلع و تنگستن پورفیری، اسکارن های تنگستن، قلع، مولیبدن و سرب و روی و کانسارهای نقره، فلوریت و سرب و روی رگه ای ارتباط دارند (شکل ۵). همچنین گرانیت های نوع A می توانند منشأ عناصر نادر خاکی و کانسارهای عناصر فرعی مانند Nb، Ta، Ga، U، Y، Th و Zr و برخی کانسارهای آهن باشند (شکل ۶).

اغلب کانسارهای آذرین، دگرگونی و گرمابی مرتبط با گرانیتوئیدهای نوع I هستند؛ مانند انواع کانسارهای پورفیری شامل مس، مولیبدن و طلای پورفیری، کانسارهای مس-طلا همراه با اکسید آهن، انواع اسکارن های مس، طلا، مولیبدن، آهن و سرب و روی، انواع کانسارهای آهن و اغلب کانسارهای طلا مانند طلای سولفید بالا، سولفید پایین، کارلین و غیره. گرانیت های نوع S با



شکل ۶. ارتباط گرانیت های نوع A با انواع کانسارها

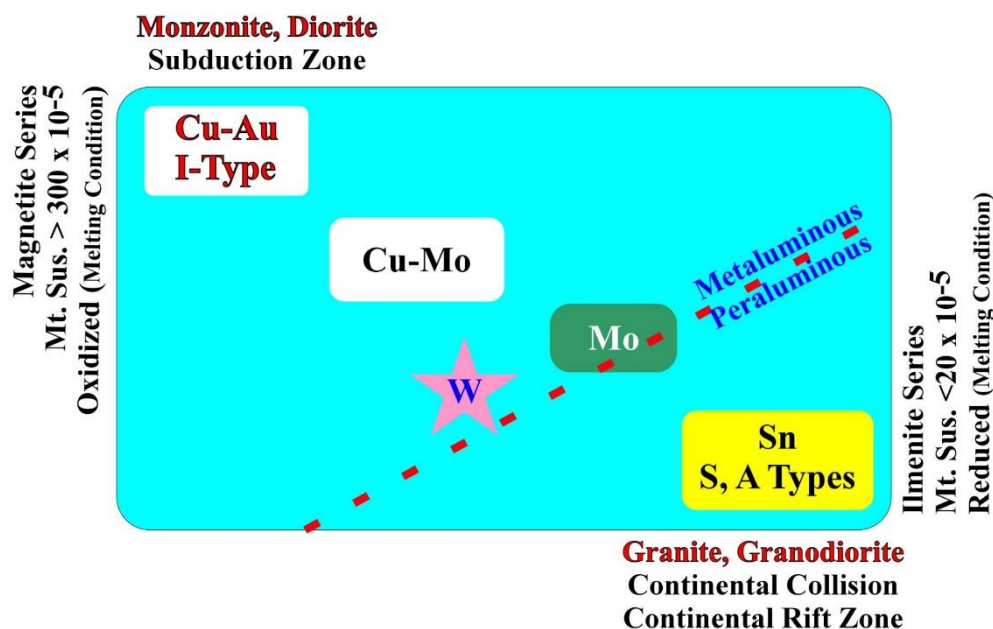
Fig. 6. Relationship between A-type granites and different types of ore deposits

برقرار است. گرانیتوئید آنها از نوع متاآلومینوس است؛ درحالی که کانسارهای مولیبدن پورفیری و تنگستن پورفیری با ماگماتیسمی با ماهیت حدواسط بین شرایط اکسیدان-احیایی و در مرز سری مگنتیت-ایلمینیت و مرز متاآلومینوس-پراآلومینوس مرتبط هستند. دخالت پوسته قاره ای در ماگماتیسم آنها بسیار بیشتر است. کانسارهای قلع پورفیری برخلاف کانسارهای مس پورفیری با گرانیتوئیدهای نوع S سری ایلمینیت در زون برخورد قاره یا نوع A در ریفت داخل قاره و با ماهیت پراآلومینوس ارتباط دارند. مقدار

در شکل ۷، ارتباط نوع گرانیتوئید، میزان اکسایش-احیا، پذیرفتاری مغناطیسی، موقعیت زمین ساختی و اندیس شاندا با کانسارهای مس-طلای پورفیری، مس-مولیبدن پورفیری، مولیبدن پورفیری، تنگستن پورفیری و قلع پورفیری نشان داده شده است. کانسارهای مس-طلای پورفیری و مس-مولیبدن پورفیری با گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت با مقدار پذیرفتاری مغناطیسی بیش از $10^{-5} \times 300$ در ارتباط هستند. موقعیت زمین ساختی آنها زون فروورانش است و شرایط اکسیدان در محل ذوب ماگماتیسم

شرایط احیایی برقرار است (شکل ۷).

پذیرفتاری مغناطیسی گرانیت های وابسته به آنها از $10^{-5} \times 20$ کمتر است. در محل ذوب و تشکیل ماگماتیسیم مرتبط با این کانسارها،



شکل ۷. ارتباط نوع گرانیتوئید، شرایط اکسایش - احیا، پذیرفتاری مغناطیسی، موقعیت زمین ساختی و اندیس شاند با انواع کانسارهای پورفیری

Fig. 7. The relationship of granitoid type, oxidized-reduced conditions, magnetic susceptibility, tectonic setting and Shand index with different types of porphyry deposits

گرانیتوئیدهای ایران

گرانیتوئیدهای نوع I: پراکندگی گرانیتوئیدهای نوع I در ایران را می توان در ۶ کمربند ماگمایی خلاصه کرد: ۱- مهم ترین و بیشترین گرانیتوئیدهای نوع I ایران در کمربند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت به سن ائوسن - الیگوسن - میوسن دیده می شود (Karimpour et al., 2021a). این کمربند دارای کانی سازی مس پورفیری، انواع طلای سولفید بالا، سولفید متوسط، سولفید پایین، اسکارن و غیره است؛ اما مهم ترین دوره کانی سازی آن در میوسن شکل گرفته است، ۲- کمربند ارسباران در شمال غربی ایران که میزبان کانسارهای مس پورفیری مانند سونگون، انجرد و صاحب دیوان و غیره است، ۳- ماگماتیسیم نوع I در بلوک لوت در شرق ایران به سن ائوسن تا اوایل الیگوسن (Karimpour et al., 2012) که همراه با انواع کانی سازی مس پورفیری، انواع

کانسارهای طلا، اسکارن، انواع کانسارهای آهن و غیره است، ۴- کمربند ماگمایی خواف- کاشمر در شمال گسل درونه به سن ائوسن که پتانسیل بالایی برای کانی سازی مس- طلا همراه با اکسید آهن دارد (Karimpour et al., 2003)، ۵- کمربند ماگمایی طرود- چاه شیرین در استان سمنان به سن ائوسن که انواع کانی سازی طلا، مس پورفیری، مس مانتو و غیره در آن دیده می شود و ۶- کمربند ماگمایی جنوب زاهدان در جنوب شرقی تا شرق ایران به سن ائوسن که کانی سازی مس پورفیری در آن مشاهده می شود و یا در حال اکتشاف است.

گرانیتوئیدهای نوع S: قدیمی ترین این گرانیتوئیدها متعلق به نئوپروتروزوئیک است که از جمله می توان به گرانیت های ده زمان (Hajimirzajan et al., 2019) و برنورد (Monazzami Bagherzadeh et al., 2015) اشاره کرد. گرانیت های نوع S

اٲوسن نیز گرانیتهای نوع S در منطقه هیرد در خراسان جنوبی (Karimpour et al., 2009) و رشتخوار در خراسان رضوی رخنمون دارند.

کمرندهای مهم کانسارهای مس پورفیری ایران

کمرندهای مهم مس پورفیری ایران را می‌توان در چهار کمرند ماگمایی خلاصه کرد: بلوک لوت (با سن اغلب اٲوسن)، شرق ایران (اغلب با سن اٲوسن)، کمرند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت (با سن اغلب میوسن) و ارسباران (اغلب میوسن)، (شکل ۷). موقعیت، عیار و ذخیره برخی از کانسارها در جدول‌های ۳، ۴، ۵ و ۶ گزارش شده است.

دهنو، کوهسنگی، خواجه مراد و سنگ‌بست در اطراف مشهد متعلق به بازه زمانی ۲۰۳ تا ۲۱۹ میلیون سال پیش در تریاس در طی کوه‌زایی سیمین پیشین تشکیل شده‌اند (Karimpour et al., 2010a; Karimpour et al., 2010b). گرانیتهای S ژوراسیک و مرتبط با کوه‌زایی سیمین میانی در بخش‌های مختلف ایران از جمله زون سندج-سیرجان (مانند الوند، الیگودرز و غیره) (Karimpour et al., 2021b; Karimpour et al., 2022) با بازه سنی ۱۶۱ تا ۱۷۰ میلیون سال و بلوک لوت در بازه سنی ۱۶۳ تا ۱۶۵ میلیون سال در مناطقی مانند شاه‌کوه، سرخ‌کوه و نجم‌آباد گزارش شده است (Tarkian et al., 1984; Esmaeily et al., 2005; Moradi Noghondar et al., 2012a).

جدول ۳. موقعیت کانسارهای مس پورفیری بلوک لوت و شرق ایران

Table 3. Location of porphyry copper deposits in the Lut Block and eastern Iran

Name	Y	X
Maherabad	32.501	58.988
Shadan	32.301	59.688
Gazu	33.214	57.390
Tannurjeh	35.385	58.608
Janja	31.122	60.367
Madeh Kariz	31.215	60.350
Siastrgy	30.583	60.467
North Lar	29.857	60.873
South Lar	29.684	60.870
South Zahedan	29.348	60.834
Taftan	28.673	60.968

جدول ۴. موقعیت، عیار، ذخیره و سن کانسارهای مس پورفیری کمرند ساوه-ناین

Table 4. Location, grade, ore reserve and age of porphyry copper deposits in the Saveh-Naein belt

Deposit name	Ore Reserve MT	Cu%	Mo%	Au (ppm)	Age Ma	Coordinates	Reference
Kahang	40	0.53	0.02	-	15.1	32° 55'N, 52° 28' E	Ayati et al., 2013
Darreh Zereshk	23	0.9	0.004	-	16.5	31° 33'N, 53° 50' E	Zarasvandi et al., 2005
Ali Abad	40	0.73	0.0059	-	16.5	31° 38'N, 53° 50'E	Zarasvandi et al., 2005
Dalli	8	0.5	-	0.75	21	34° 16'N, 50°19' E	Ayati et al., 2013

جدول ۵. موقعیت، عیار، ذخیره و سن کانسارهای مس پورفیری کمر بند ناین-جیرفت

Table 5. Location, grade, ore reserve and age of porphyry copper deposits in the Naein-Jiroft belt

Deposit	Reserve MT	Cu%	Mo%	Au ppm	Age Ma	Geographic coordinates	References
Iju	74	0.31	-	-	9.2	30°33'N, 54°57'E	Golestani et al., 2018
Meiduk	176	0.61	0.007	0.05	12.5	30°20'N, 55°10'E	Aghazadeh et al., 2015
Dar Alu	240	0.36	0.007	0.031	12.96	29°25'N, 57°06'E	Aghazadeh et al., 2015
Sarcheshmeh	1200	0.85	0.03	0.06	13.6	29°56'N, 55°52'E	McInnes et al., 2003
Now Chun	80	0.32	-	-	13.71	29°55'N, 55°51'E	Aghazadeh et al., 2015
Darreh Zar	283	0.38	0.018	0.036	14.9	29°51'N, 55°53'E	Aghazadeh et al., 2015
Sar Kuh	16	0.46	0.003	0.038	15.14	29°55'N, 57°46'E	Mirnejad et al., 2013
Bagh Khoshk	24	0.27	-	-	17.85	29°49' N, 55°59'E	Aghazadeh et al., 2015

جدول ۶. موقعیت، عیار، ذخیره و سن کانسارهای مس پورفیری کمر بند ارسباران

Table 6. Location, grade, ore reserve and age of porphyry copper deposits in the Arasbaran belt

	Ore reserve MT	Cu%	Mo%	Au (ppm)	Age	Coordination	
Sungun	740	0.66	0.024	—	21	38°43'N, 46°42'E	Aghazadeh et al. (2015)
Masjed Daghi	240	0.34	—	2	20.5	39°8'N, 46°8'E	Aghazadeh et al. (2015)

شکل ۸.

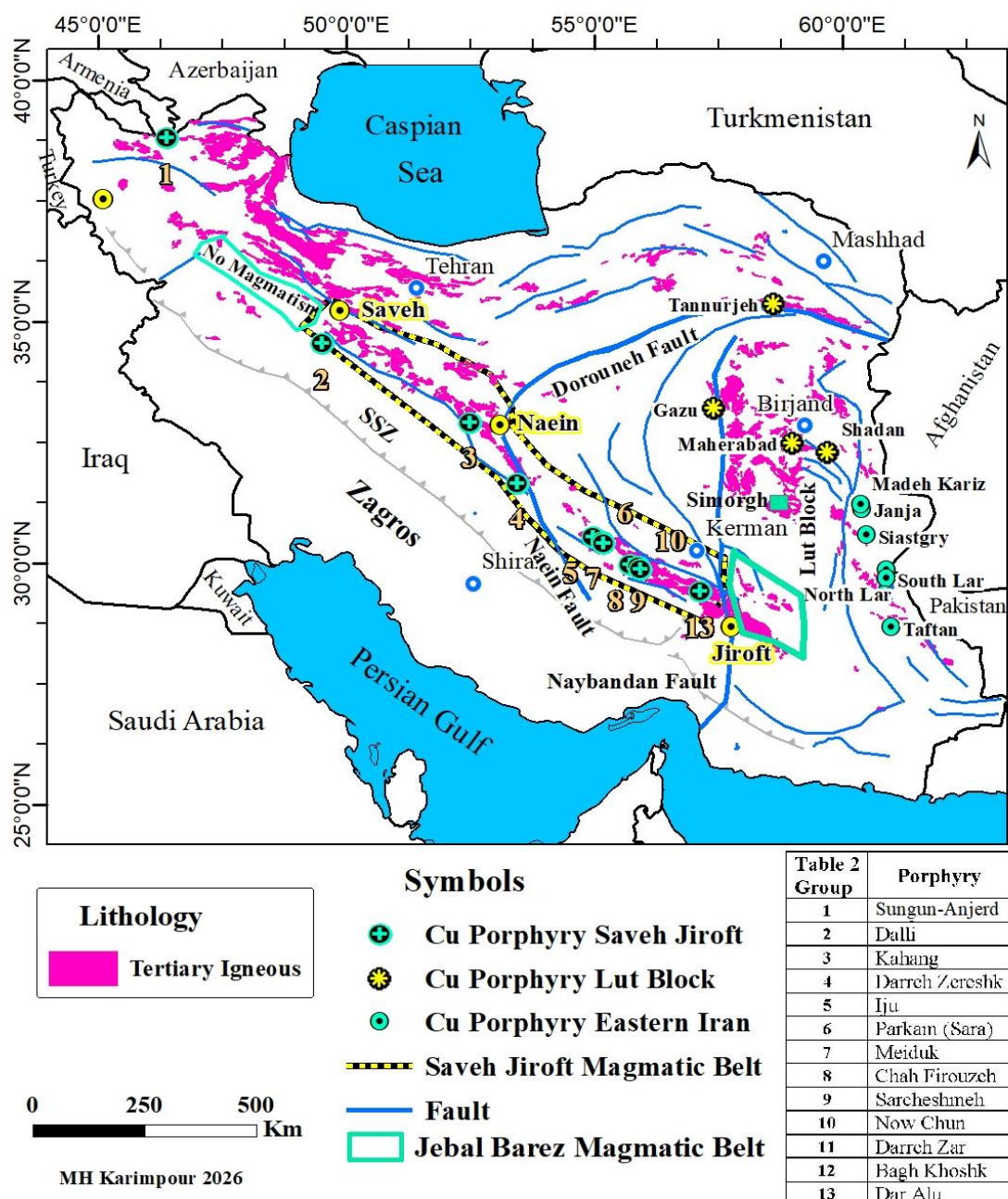
شرق ایران: در ناحیه شرق ایران و محدوده استان سیستان و بلوچستان می‌توان به کانسارهای مس پورفیری جانجا، ماده کاریز، سیاستگری، لار شمالی، لار جنوبی، جنوب زاهدان و تفتان اشاره کرد که سن آنها ائوسن است (جدول ۳ و شکل ۸).

کمر بند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت: این کمر بند ماگمایی با روند شمال غربی- جنوب شرقی از ساوه تا جیرفت امتداد دارد و میزبان مهم‌ترین کانسارهای مس پورفیری ایران است (Karimpour et al., 2021a). کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2021a) اصطلاح کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر را به دو دلیل به کمر بند ساوه- ناین- جیرفت تغییر دادند: ۱- از تکاب در شمال غربی ایران تا ناحیه ساوه هیچ گونه ماگماتیسمی دیده نمی‌شود و ۲- از تکاب تا ساوه هیچ گونه آنومالی مغناطیسی وجود ندارد که تأیید کننده نبود ماگماتیسم نوع I سری مگنتیت در این منطقه، برخلاف دیگر نقاط کمر بند است.

بلوک لوت: حدود ۷۵ درصد سنگ‌های بلوک لوت را واحدهای آتشفشانی و نفوذی تشکیل می‌دهند (شکل ۸). اولین فعالیت‌های ماگمایی بلوک لوت در ژوراسیک میانی (۱۶۳ تا ۱۶۵ میلیون سال پیش) آغاز شده است و در کرتاسه ادامه داشته است (Tarkian et al., 1984; Esmaeily et al., 2005; Moradi Noghondar et al., 2012a; Karimpour et al., 2014; Najafi et al., 2014). براساس کانی‌شناسی، پذیرفتاری مغناطیسی و مقدار $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ (کمتر از ۰/۷۰۵)، گرانیتوئیدهای ترشیاری اغلب از نوع اکسیدان سری مگنتیت و I بوده و انواع کانی‌سازی با آنها همراه است (Karimpour et al., 2011; Karimpour et al., 2012). منطقه گزو در حاشیه بلوک لوت قدیمی‌ترین کانی‌سازی مس پورفیری ایران (۶۸ میلیون سال پیش) محسوب می‌شود (Mahdavi et al., 2016) (شکل ۸). ماهرآباد و شادان از مهم‌ترین کانی‌سازی‌های مس- طلا پورفیری (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2010; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015) بلوک لوت به سن ائوسن میانی هستند (جدول ۳ و

کمان ماگمایی شمال‌غرب ایران (ارومیه تا تکاب) امتداد غربی کمربند ماگمایی البرز است (Karimpour et al., 2021a).
کانسارهای دالی، کهنک، دره زرشک و علی‌آباد در قسمت

ساوه-ناین از مهم‌ترین ذخایر کشف‌شده هستند (جدول ۴ و شکل ۸).



شکل ۸. موقعیت کانسارهای مس پورفیری در کمربند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت، ارسباران، بلوک لوت و شرق ایران

Fig. 8. Location of porphyry copper deposits in the Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt, Arasbaran, Lut Block and eastern Iran

بیانگر وجود گرانیتهای سری مگنتیت و از نوع I است؛ اما تفاوت در زمین‌شیمی ماگماتیسیم نوع I در کانسارهای مختلف که خود توسط مؤلفه‌های متفاوتی کنترل می‌شود، بر روی میزان عیار و ذخیره کانسارهای مس پورفیری تأثیر دارد که در مورد آنها بحث خواهد شد.

در **شکل ۱۰**، گرانیتهای نوع I ترشیاری کمرند ساوه- ناین- جیرفت به سه دسته آداکیتی مرتبط با مس پورفیری، غیر آداکیتی مرتبط با مس پورفیری و غیر آداکیتی که کانی‌سازی ندارد، تقسیم شده است. گرانیتهای I آداکیتی همراه با کانسارهای مس پورفیری در کمرند ناین- جیرفت دیده می‌شوند و ارتباط تنگاتنگی با ذخایر بزرگ مس پورفیری ایران در ناحیه کرمان دارند؛ درحالی‌که گرانیتهای غیر آداکیتی همراه با کانی‌سازی مس پورفیری اغلب در کمرند ساوه- ناین هستند و در کانسارهایی مانند دالی و کهنک دیده می‌شوند. همچنین گرانیتهای نوع I غیر آداکیتی که عقیم از هر نوع کانی‌سازی هستند، در کمرند ساوه- ناین رخنمون دارند (**شکل ۱۰**). این امر نشان می‌دهد که ماهیت آداکیتی ارتباطی با تشکیل کانسار مس پورفیری ندارد و عوامل دیگری تشکیل کانسار و میزان ذخیره و عیار را کنترل می‌کنند.

زمین‌شیمی عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی گرانیتهای کمرند ساوه- ناین- جیرفت

در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994)، نمونه‌های گرانیتهای بارور برای کانسارهای مس پورفیری در کمرند ساوه- ناین (دالی) و ناین- جیرفت (آداکیت‌های مرتبط با مس پورفیری) اغلب در محدوده فلسیک (گرانودیوریت تا کوارتز مونزونیت و گرانیت، مقدار SiO_2 بین ۶۰ تا ۷۳ درصد) قرار می‌گیرند (**شکل ۱۱**)؛ در حالی‌که گرانیتهای عقیم ترشیاری ترکیب فلسیک تا مافیک دارند (مقدار SiO_2 بین ۵۰ تا ۷۶ درصد، میانگین ۶۵ درصد) و از مونزوگابرو تا گرانیت متغیر هستند (**شکل ۱۱**). در نمودارهای پیرس و همکاران

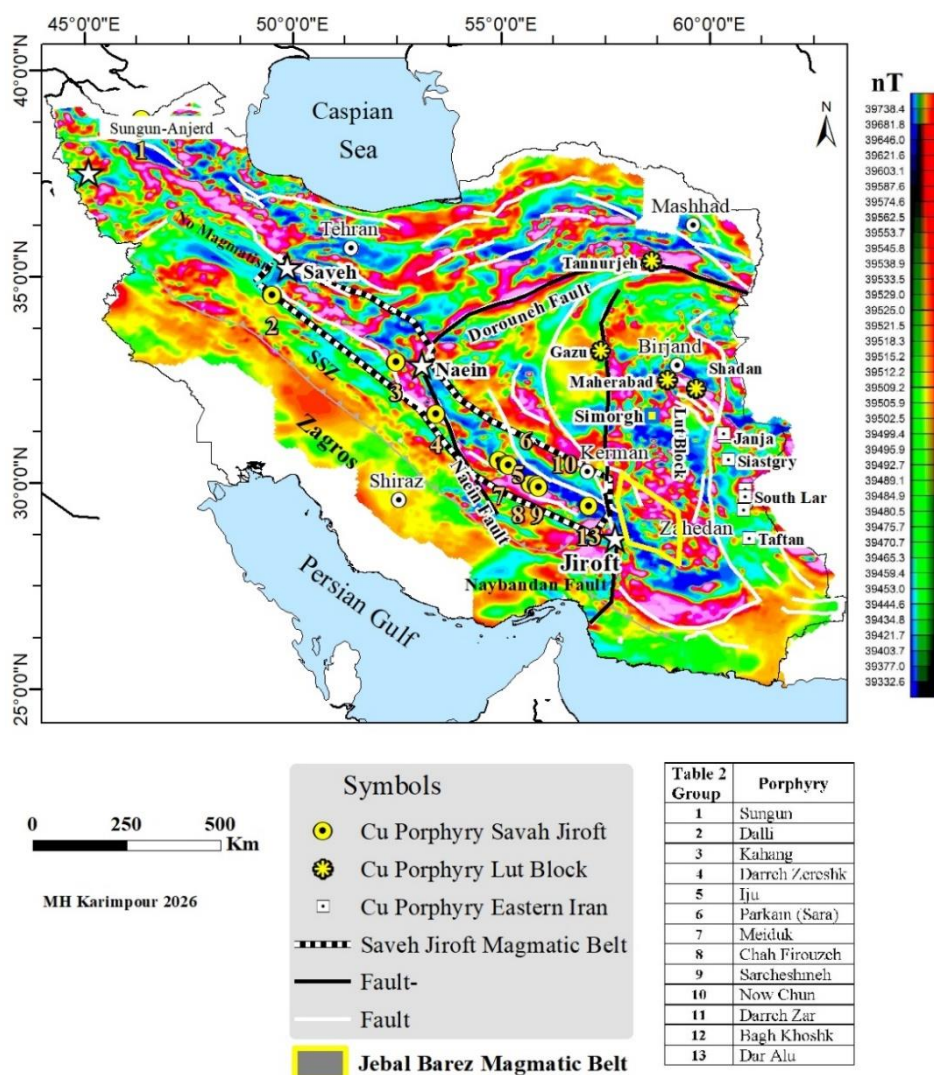
سن آنها اوایل تا اواسط میوسن (۱۵/۱ تا ۲۱ میلیون سال پیش) است. میزان ذخیره آنها بین ۸ تا ۴۰ میلیون تن با عیار ۰/۵ تا ۰/۹ درصد مس و ۰/۰۰۴ تا ۰/۷ درصد مولیبدن است (**جدول ۴**). مهم‌ترین و بزرگ‌ترین کانسارهای مس پورفیری ایران در کمرند ناین- جیرفت متمرکز شده‌اند (**جدول ۵** و **شکل ۸**). این منطقه به کمرند مس پورفیری کرمان نیز معروف است. گرانیتهای سنگ‌های آتشفشانی این زون سن پالئوسن تا پلیوستوسن دارند که مربوط به زون فرورانیش نئوتیس است (Agard et al., 2005; Omrani et al., 2008; Agard et al., 2011; Sarjoughian and Kananian, 2017). کانسارهای پورفیری این بخش سن اغلب میوسن (۹/۲ تا ۱۷/۸ میلیون سال پیش) دارند (Shafiei, 2015; Aghazadeh et al., 2010). میزان ذخیره آنها بین ۱۶ تا ۱۲۰۰ میلیون تن با عیار ۰/۳۱ تا ۰/۸۵ درصد مس، ۰/۰۷ تا ۰/۳ درصد مولیبدن و ۰/۰۳ تا ۰/۰۶ گرم در تن طلاست (**جدول ۳**). سرچشمه بزرگ‌ترین معدن مس پورفیری ایران در این بخش قرار دارد (**شکل ۸**).

ارسباران: کمرند مس پورفیری ارسباران با روند غرب شمال‌غرب- شرق جنوب‌شرق حدود ۴۰۰ کیلومتر طول و ۷۰ تا ۸۰ کیلومتر عرض داشته و در قسمت شمال‌غربی **کمرند ماگماتیکی البرز** قرار دارد (**جدول ۶** و **شکل ۸**). این کمرند پوشیده از سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق ترشیاری است. سونگون و مسجد داغی از مهم‌ترین کانسارهای مس پورفیری این کمرند هستند که سن آنها اوایل میوسن (به ترتیب ۲۱ و ۲۰/۵ میلیون سال پیش) گزارش شده است (Aghazadeh et al., 2015). میزان ذخیره آنها به ترتیب ۷۴۰ و ۲۴۰ میلیون تن با عیار ۰/۶۶ و ۰/۳۴ درصد مس است. مقدار مولیبدن در سونگون ۰/۰۲۴ درصد و مقدار طلا در مسجد داغی ۲ گرم در تن گزارش شده است (**جدول ۶**).

در **شکل ۹**، موقعیت کانسارهای مس پورفیری بر روی تصویر مغناطیس هوایی ایران نشان داده شده است. همه کانسارهای مهم مس پورفیری ایران در مکان‌های با مغناطیس بالا قرار دارند که

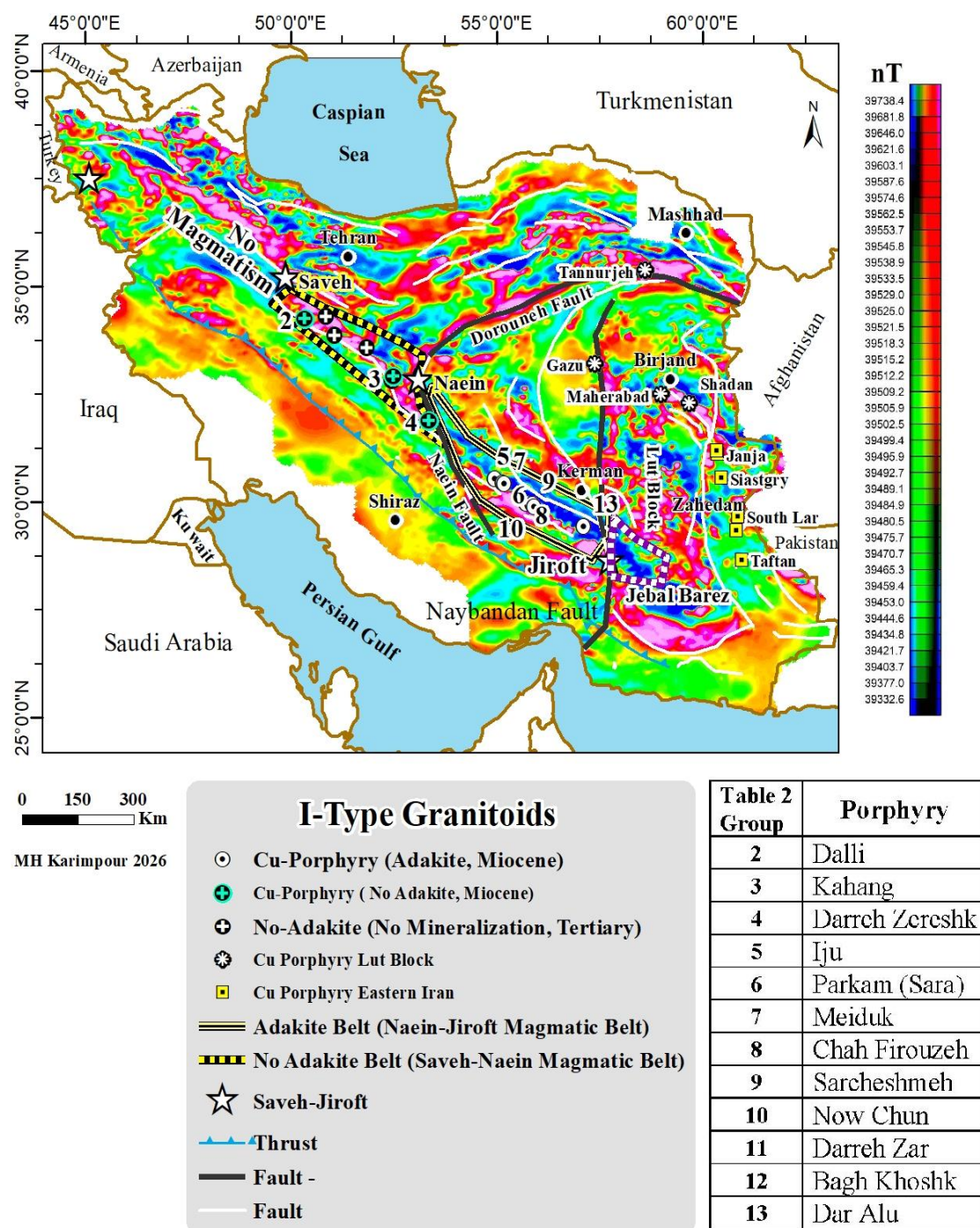
مسطح تری در MREE و HREE نسبت به LREE (مقدار $(La/Yb)_n$ بین ۱ تا ۷) در مقایسه با گرانیتوئیدهای بارور (مقدار $(La/Yb)_n$ بین ۱۰ تا ۳۰) دیده می شود (شکل ۱۳). همچنین نمونه های کانسار دالی در کمربند ساوه-ناین دوباره الگوی متوسطی بین گرانیتوئیدهای عقیم و بارور کمربند ناین-جیرفت نشان می دهد.

(Pearce et al., 1984)، همه نمونه ها با تفکیک جالب توجهی در محیط گرانیت های کمان آتشفشانی قرار می گیرند (شکل ۱۲). الگوی عناصر نادر خاکی بهنجارشده به کندریت در شکل ۱۳، غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی متوسط و عناصر نادر خاکی سنگین را در همه نمونه ها نشان می دهد؛ اگرچه که در گرانیتوئیدهای عقیم ترشیاری، الگوی



شکل ۹. موقعیت کانسارهای مس پورفیری در کمربند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت، ارسباران، بلوک لوت و شرق ایران بر روی تصویر مغناطیس هوایی ایران (اطلاعات نقشه مغناطیس هوایی از صالح (Saleh, 2006)) (با تغییرات بعد از کریم پور و همکاران (Karimpour et al., 2021a))

Fig. 9. Location of porphyry copper deposits in the Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt, Arasbaran, Lut Block and eastern Iran on the aeromagnetic map of Iran (Source of aeromagnetic map from Saleh, 2006) (modified after Karimpour et al., 2021a)



شکل ۱۰. نمایش ماهیت آداکیتی و غیر آداکیتی گرانیتوئیدهای نوع I کمر بند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت و ارتباط آن با کانسارهای مس پورفیری (اطلاعات نقشه مغناطیس هوایی از صالح (Saleh, 2006)) (با تغییرات بد از کریم پور و همکاران (Karimpour et al., 2021a))

Fig. 10. Demonstrating the nature of adakitis and non-adakitis of I-type granitoids of the Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt and their relationship with porphyry copper deposits (Source of aeromagnetic map from Saleh, 2006) (modified after Karimpour et al., 2021a)

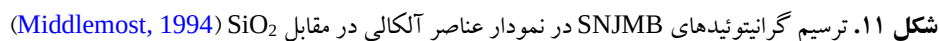


Fig. 11. Plot of granitoid samples of the SNJMB on the total alkali vs. SiO₂ diagram (Middlemost, 1994)

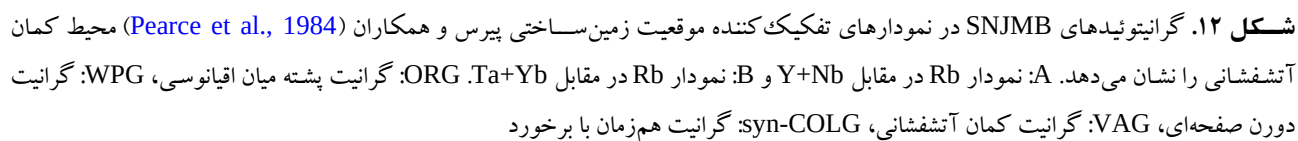
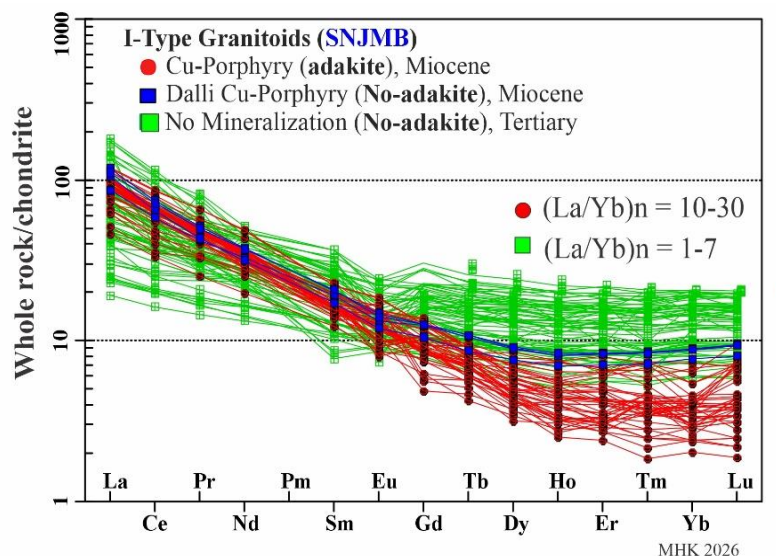


Fig. 12. Granitoids of the SNJMB show affinities with volcanic arc granite on the [Pearce et al. \(1984\)](#) discriminant granite tectonic setting diagrams. A: Rb vs. Y + Nb, and B: Rb vs. Ta + Yb. ORG: ocean ridge granite, WPG: within-plate granite, VAG: volcanic arc granite, syn-COLG: syn-collisional granites



شکل ۱۳. الگوی REE گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I عقیم و بارور SNJMB بهنجارشده به کندریت. مقادیر کندریت از بوینتون (Boynton, 1984)

Fig. 13. Chondrite- normalized REE patterns of barren and mineralized I-type magnetite series granitoids in the SNJMB. Data used for normalization are from Boynton (1984)

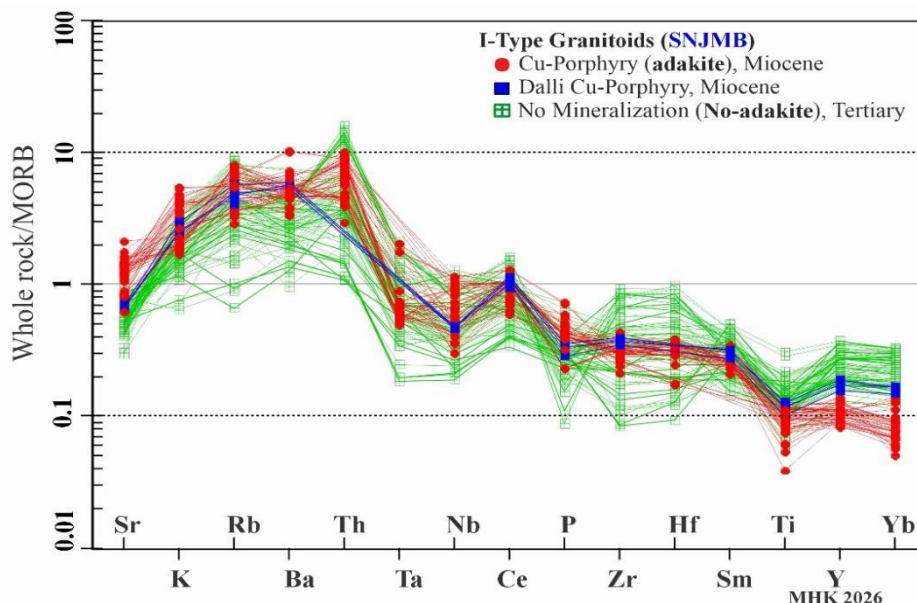
این در حالی است که گرانیتوئیدهای عقیم که اغلب در محدوده بین ساوه تا نایین قرار دارند، غیر آداکیتی هستند (مقدار Sr/Y گرانیتوئیدها بین ۵ تا ۱۵ و Y بیشتر از ۱۰ گرم در تن) و در محدوده کمان قوسی نرمال ترسیم شده‌اند (شکل ۱۵). نمونه گرانیتوئیدهای بارور کانسار دالی دوباره در وسط قرار گرفته و غیر آداکیتی هستند (مقدار Sr/Y گرانیتوئیدها بین ۲۰ تا ۲۵ و Y بیشتر از ۱۵ گرم در تن).

زمین‌شیمی گرانیتوئیدهای نوع S عقیم ایران و مقایسه با گرانیت‌های قلع‌دار چین

شکل‌های ۱۶ و ۱۷، پراکندگی برخی از گرانیتوئیدهای نوع S ایران را به ترتیب سن از نئوپروتریوزوئیک (مانند ده‌زمان و برنورد)، تریاس (گرانیت‌های مشهد)، ژوراسیک (زون سندانج- سیرجان و بلوک لوت) و ائوسن (مانند هیرد و رشتخوار) در نقشه زمین‌شناسی و نقشه مغناطیس هوایی ایران نشان می‌دهد.

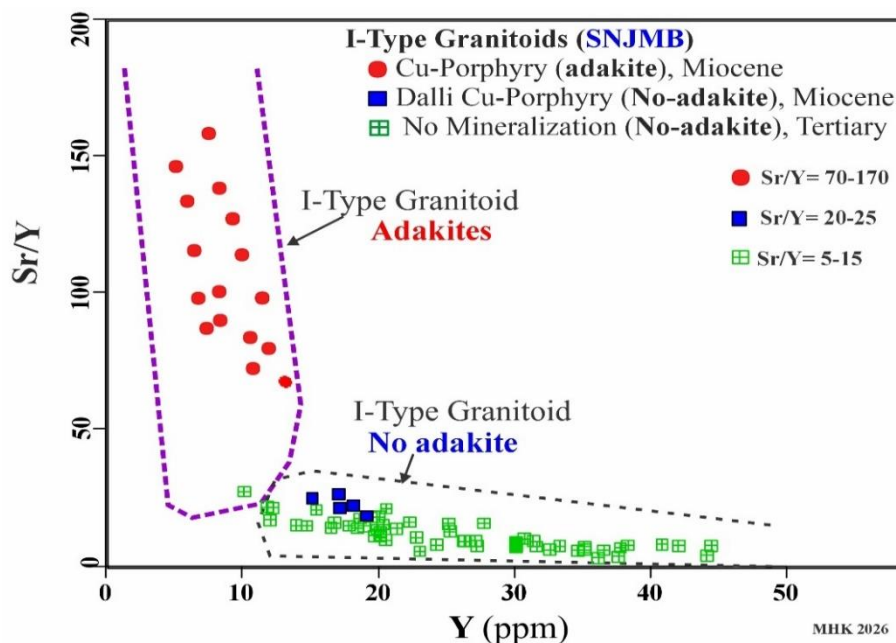
شکل ۱۴، نمودار عنکبوتی عناصر فرعی گرانیتوئیدهای عقیم و بارور بهنجارشده به MORB را نشان می‌دهد. در این شکل همه نمونه‌ها ویژگی ماگماهای مربوط به زون فرورانس را نشان می‌دهند؛ به طوری که غنی‌شدگی عناصر LILE (مانند K , Rb و Ba) و عناصری که رفتار مشابه دارند؛ مانند Th و تهی‌شدگی عناصر HFSE (مانند Ti , Y , Zr , Nb) دیده می‌شود (شکل ۱۴). همچنین غنی‌شدگی عناصر LILE و تهی‌شدگی عناصر HFSE گرانیتوئیدهای بارور کمر بند ساوه- نایین- جیرفت بیشتر از توده‌های عقیم است (شکل ۱۴). نمونه‌های کانسار دالی از کمر بند ساوه- نایین الگوی متوسطی بین گرانیتوئیدهای عقیم و بارور کمر بند نایین- جیرفت نشان می‌دهد (شکل ۱۴).

شکل ۱۵ نشان می‌دهد که بر پایه مقدار نسبت Sr/Y در مقابل Y ، گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I بارور کانسارهای مس پورفیری کمر بند نایین- جیرفت در محدوده آداکیت واقع شده‌اند (مقدار Sr/Y گرانیتوئیدها بین ۷۰ تا ۱۷۰ و Y کمتر از ۱۳ گرم در تن).



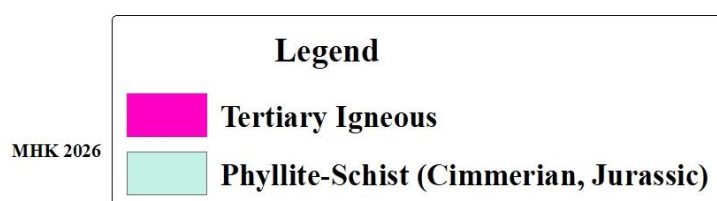
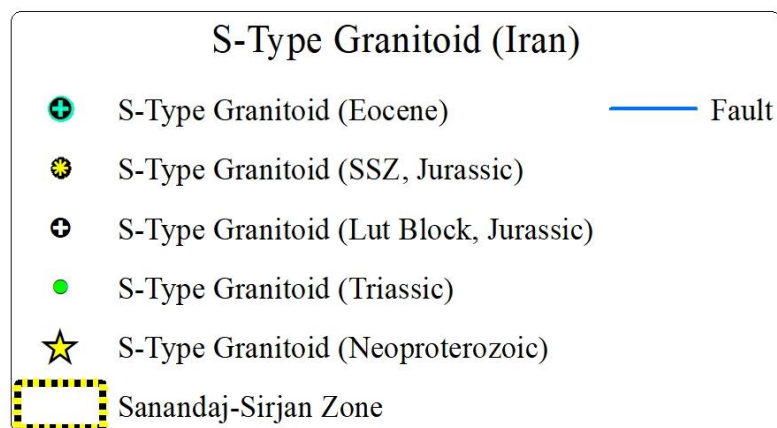
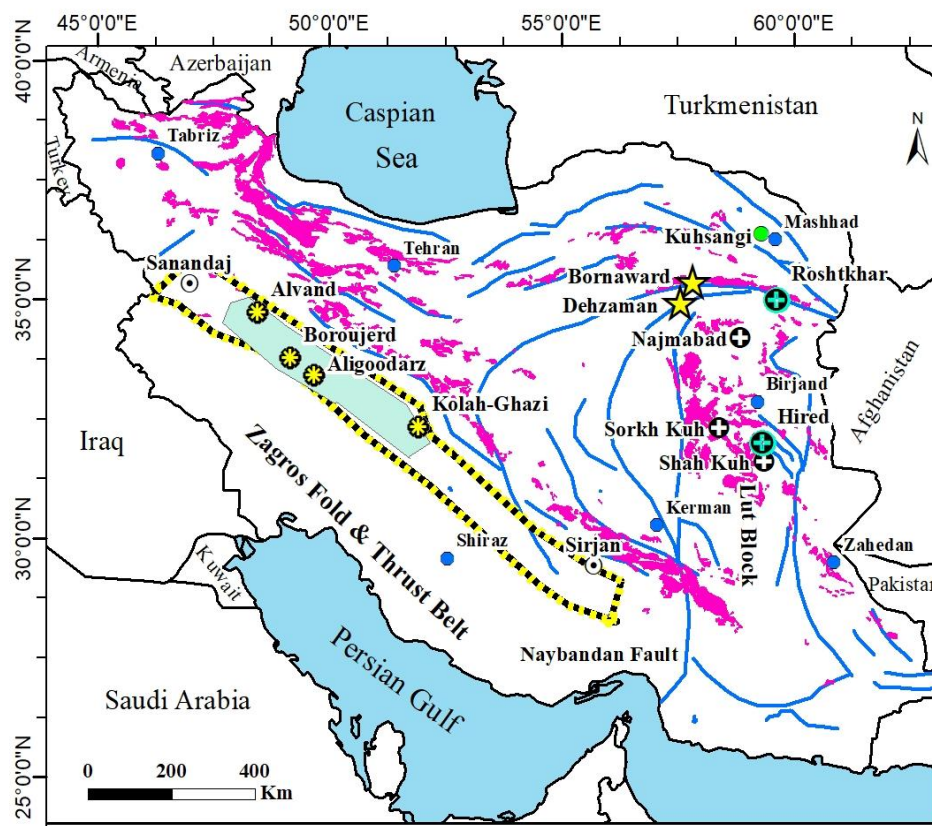
شکل ۱۴. نمودار عنکبوتی عناصر فرعی گرانیتوئیدهای عقیم و بارور ترشیاری SNJMB بهنجار شده به MORB. مقادیر اولیه MORB از پیرس (Pearce, 1983)

Fig. 14. MORB-normalized trace elements spider diagram for barren and ore-bearing Tertiary granitoids in the SNJMB. Normalizing values after Pearce (1983)



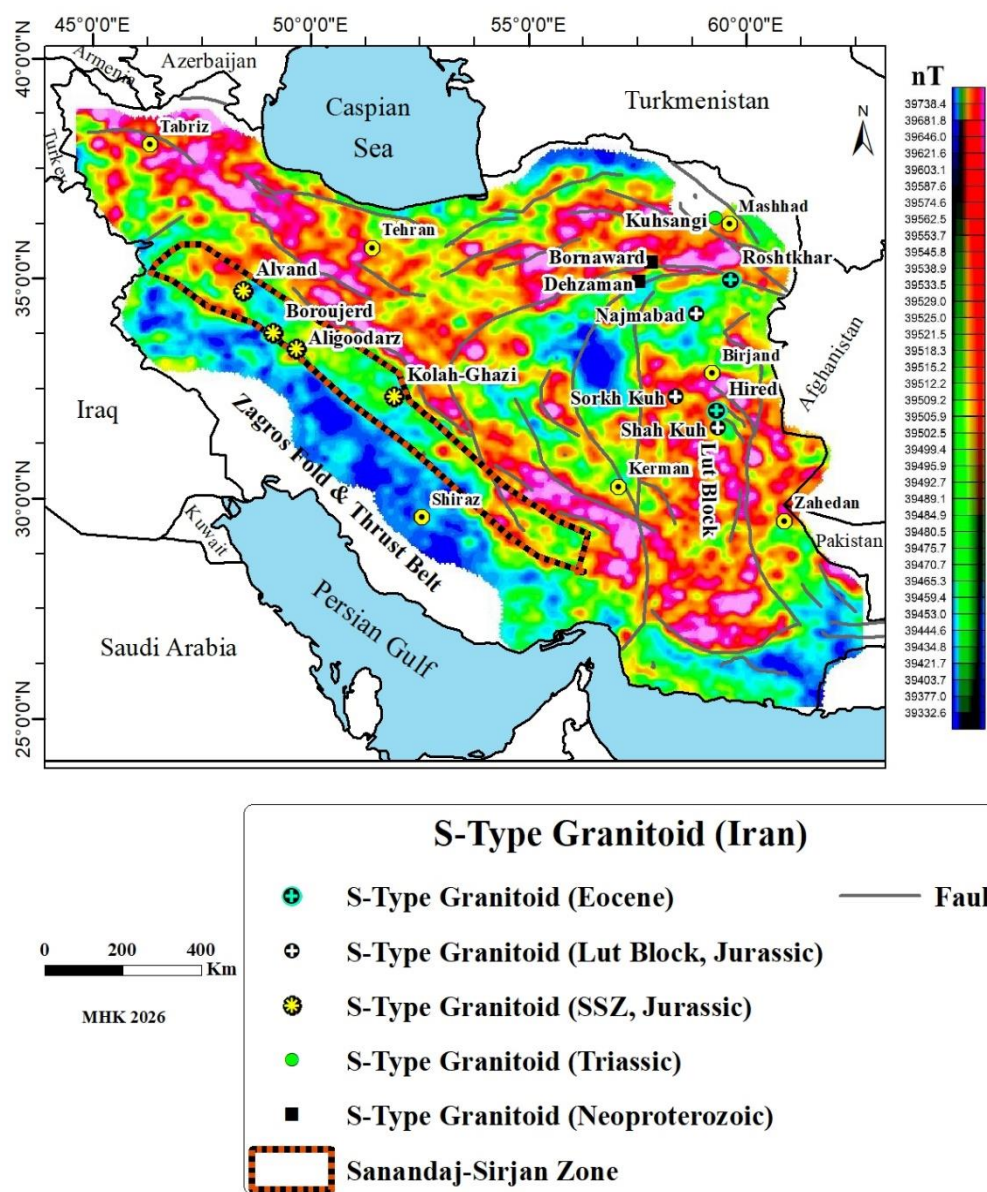
شکل ۱۵. ترسیم گرانیتوئیدها عقیم و بارور ترشیاری SNJMB در نمودار Sr/Y در مقابل Y (ppm). نمودار اولیه از دیفنت و درومند (Defant and Drummond, 1990)

Fig. 15. Plot of barren and ore-bearing Tertiary granitoids in the SNJMB on the Sr/Y vs. Y (ppm) diagram. Base diagram after Defant and Drummond (1990)



شکل ۱۶. موقعیت گرانیتوئیدهای نوع S ایران در نقشه ساده شده زمین شناسی

Fig. 16. Location of S-type granitoids of Iran on the simplified geological map



شکل ۱۷. موقعیت گرانیتوئیدهای نوع S ایران بر روی تصویر مغناطیس هوایی (اطلاعات نقشه مغناطیس هوایی از صالح (Saleh, 2006))

Fig. 17. Location of S-type granitoids of Iran on the aeromagnetic map (Source of aeromagnetic map from Saleh, 2006)

۲- ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای (۵۲ تا ۵۶ کیلومتر) و تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی باتولیتی در عمق بیش از ۴ کیلومتر، ۳- پیدایش سنگ‌های دگرگونی و رویداد دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیست سبز (و آمفیبولیت) در پی کوه‌زایی سیمرین، ۴-

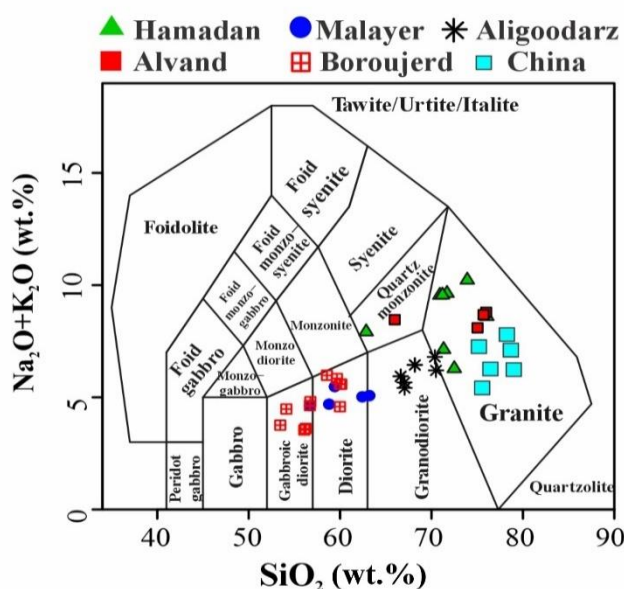
کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2021b)، بر پایه شواهد زیر برخی گرانیتوئیدهای زون سندج- سیرجان مانند الوند، همدان، الیگودرز، بروجرد و غیره را نوع S و از سری ایلمنیت معرفی کردند: ۱- نبود کمان آتشفشانی و سنگ‌های آتشفشانی،

دیوریت گابرویی (مقدار SiO_2 بین ۵۵ تا ۷۵ درصد) قرار می‌گیرند (شکل ۱۸)، این نمونه‌ها با گرانیتوئیدهای قلع‌دار چین (Zhengshu et al., 1989; Darbyshire and Shepherd, 1994; Liu et al., 1999; Simons et al., 2016; Zheng et al., 2016; Zhang et al., 2017b; Myint et al., 2017; Zhang et al., 2018; Li et al., 2018; Hu et al., 2020; مقایسه شدند که آنها فقط ترکیب گرانیت نشان می‌دهند (مقدار SiO_2 بین ۷۵ تا ۸۰ درصد) (شکل ۱۸).

الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت در شکل ۱۹، الگوی متفاوتی بین گرانیت‌های نوع S عقیم زون سنندج-سیرجان و بلوک لوت با گرانیت‌های قلع‌دار چین نشان می‌دهد. در مجموع، غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به عناصر نادر خاکی سبک اغلب اندک است و الگوی مسطحی برای عناصر نادر خاکی سنگین دیده می‌شود؛ اما مهم‌ترین تفاوت در آنومالی بسیار منفی، عنصر Eu در گرانیت‌های حاوی کانی‌سازی قلع چین نسبت به گرانیتوئیدهای زون سنندج-سیرجان و بلوک لوت است.

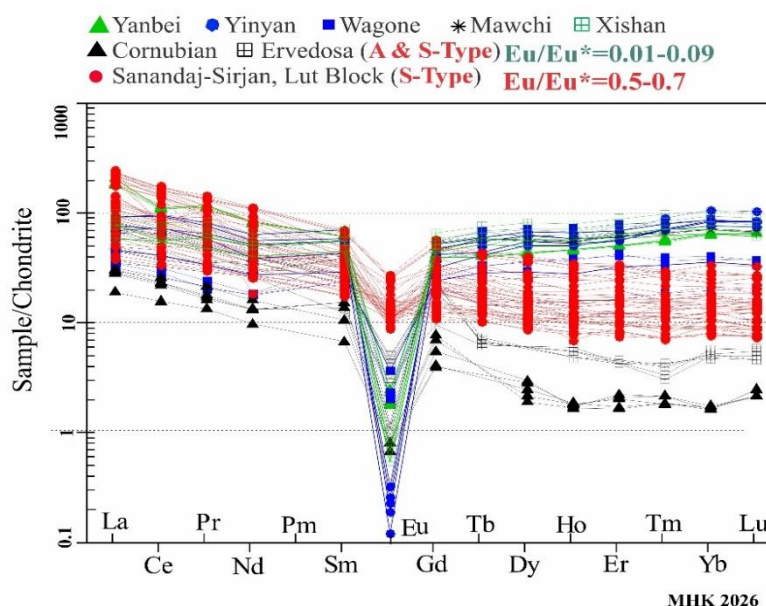
مقدار Eu/Eu^* بسیار کم و شرایط احیایی، ۵- مقدار پذیرفتاری مغناطیسی کمتر از 100×10^{-5} SI و ۶- شواهد ایزوتوپی. این گرانیتوئیدها بدون کانی‌سازی قلع هستند. دیگر گرانیت‌های نوع S نئوپروتروزوئیک (Monazzami Bagherzadeh et al., 2015; Hajimirzajan et al., 2019; Karimpour et al., 2010a; Karimpour et al., 2010b) و گرانیت‌های شاه‌کوه و نجم‌آباد (Esmaily et al., 2005; Moradi, 2012a) نیز کانی‌سازی قلع ندارند. تنها شواهدی از آنومالی قلع در هیرد (Karimpour et al., 2009) و سرخ‌کوه در بلوک لوت و منطقه رشت‌خوار در کمربند خواف-کاشمر دیده شده است.

در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994)، نمونه‌های گرانیتوئیدی بدون کانی‌سازی قلع همدان، ملایر، الیگودرز، الوند و بروجرد در زون سنندج-سیرجان اغلب در محدوده کوارتز مونزونیت، گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و



شکل ۱۸. ترسیم گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج-سیرجان و گرانیت‌های قلع‌دار چین در نمودار عناصر آلكالی در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994)

Fig. 18. Plot of barren S-type granitoids of the SSZ and Sn-bearing granites of China on the total alkali vs. SiO_2 diagram (Middlemost, 1994)



شکل ۱۹. الگوی REE گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت های قلع دار چین بهنجارشده به کندریت. مقادیر کندریت از بونتون (Boynton, 1984)

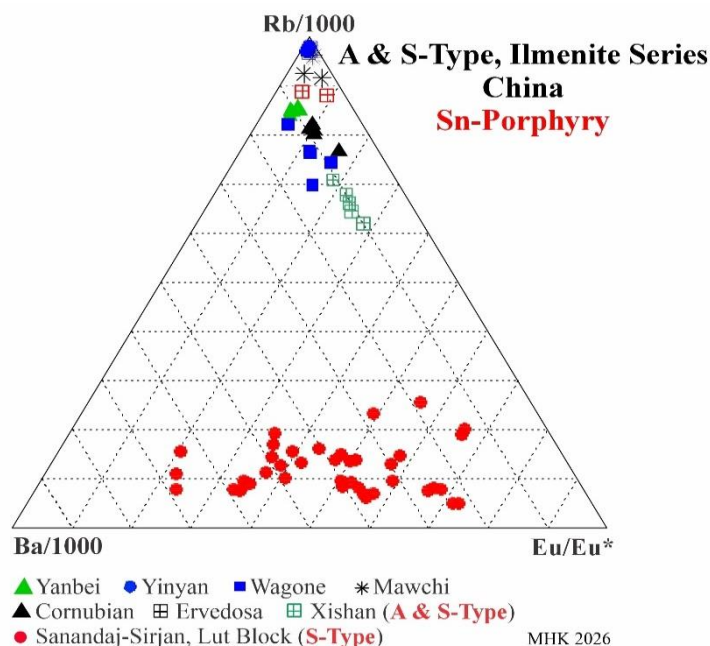
Fig. 19. Chondrite-normalized REE patterns of barren S-type granitoids of the SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China. Data used for normalization are from Boynton (1984)

در مثلث Rb/1000، Ba/1000 و Eu/Eu^* ، نمونه های گرانیتوئیدی S بدون کانی سازی قلع زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت با داشتن مقدار Rb بسیار کم در پایین مثلث و در ضلع $Ba-Eu/Eu^*$ قرار می گیرند؛ در حالی که گرانیتوئیدهای S و A قلع دار چین در نزدیکی گوشه Rb تجمع پیدا کرده و این عنصر به عنوان یک شاخص در آنها بسیار بالاست (شکل ۲۰).

همچنین در نمودار Y در مقابل Ba، گرانیتوئیدهای عقیم زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت با داشتن مقدار Ba بالا (بیش از ۲۰۰ تا ۸۰۰ گرم در تن) و Y کمتر از ۷۰ گرم در تن از گرانیت های قلع دار چین با مقدار Ba کمتر از ۱۵۰ گرم در تن و Y بیش از ۵۰ تا ۲۰۰ گرم در تن کاملاً تفکیک می شوند (شکل ۲۱).

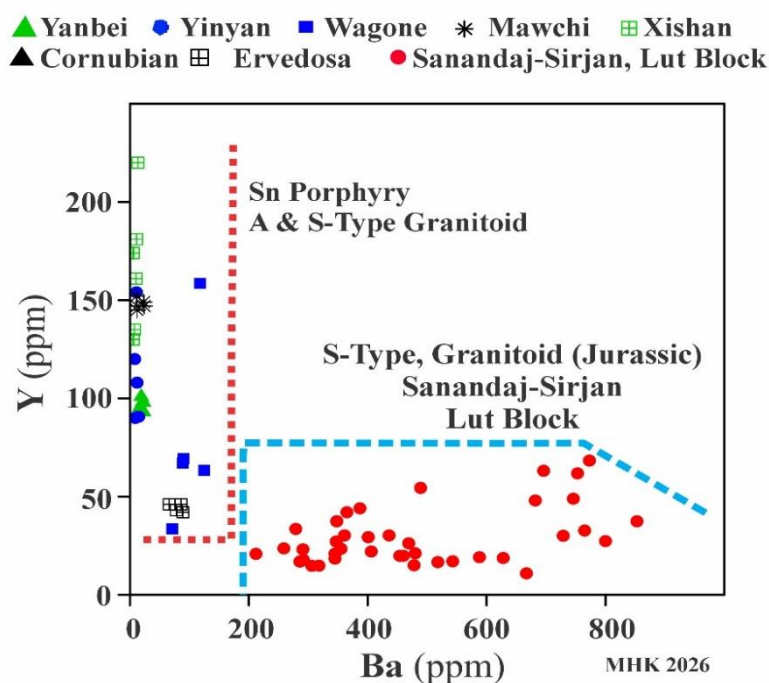
در نمودار Y در مقابل Eu/Eu^* ، اختلاف آشکار بین گرانیتوئیدهای نوع S عقیم ایران با گرانیت های نوع S و A چین که دارای کانی سازی قلع هستند، به خوبی قابل تشخیص است. میزان Y در نمونه های گرانیتی منشأ کانسارهای قلع چین بین ۵۰ تا ۲۰۰ گرم در تن است؛ در حالی که مقدار این عنصر در گرانیتوئیدهای S عقیم ایران بین ۲۰ تا ۴۰ گرم در تن است (شکل ۲۳).

در شکل ۲۲، مقدار نسبت Rb/Sr در مقابل Eu/Eu^* گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت با گرانیت های نوع S و A قلع دار چین مقایسه شده است. چنان که در شکل های قبل هم نشان داده شد، مقدار Rb در گرانیت های حاوی



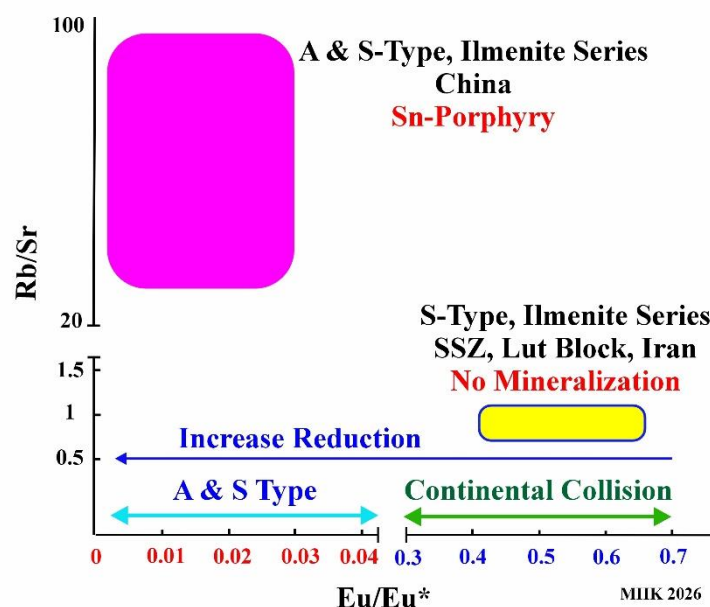
شکل ۲۰. ترسیم گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت های قلع دار چین در مثلث Rb-Ba-Eu/Eu*

Fig. 20. Plot of barren S-type granitoids of the SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China on the Rb-Ba-Eu/Eu* triangle



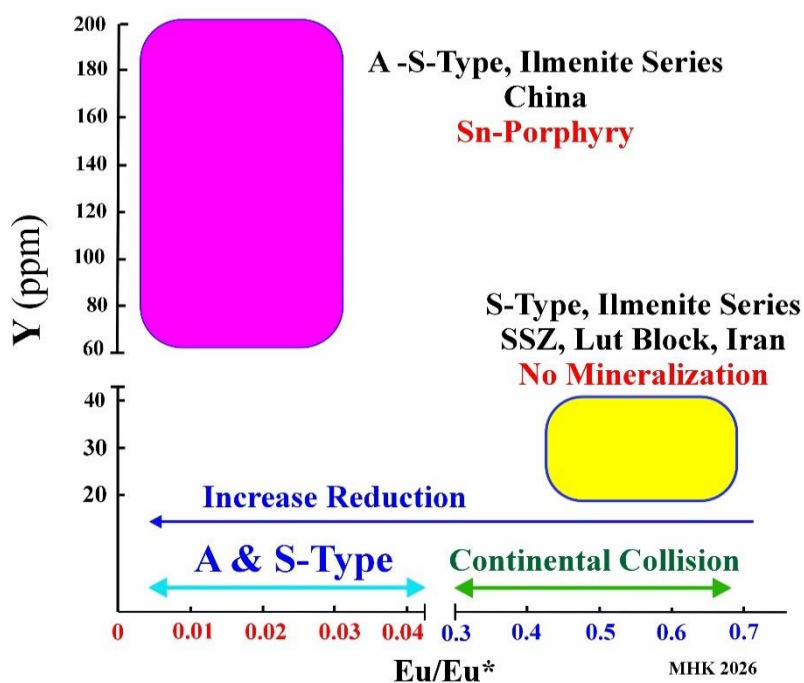
شکل ۲۱. ترسیم گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت های قلع دار چین در نمودار Y در مقابل Ba

Fig. 21. Plot of barren S-type granitoids of the SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China on Y vs. Ba diagram



شکل ۲۲. ترسیم گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت‌های قلع‌دار چین در نمودار Rb/Sr در مقابل Eu/Eu*

Fig. 22. Plot of barren S-type granitoids of the SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China on Rb/Sr vs. Eu/Eu* diagram



شکل ۲۳. ترسیم گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت‌های قلع‌دار چین در نمودار Y در مقابل Eu/Eu*

Fig. 23. Plot of barren S-type granitoids of the SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China on Y vs. Eu/Eu* diagram

بحث

عوامل ژئودینامیکی مؤثر بر تشکیل، ذخیره و عیار کانسارهای

مس پورفیری

نمودار زمانی کانسارهای مس پورفیری ایران در نواحی متالوژنیک مختلف در شکل ۲۴ خلاصه شده است. قدیم ترین کانسار مس پورفیری-اسکارن مس پورفیری گزو در حاشیه بلوک لوت است که سن آن اواخر کرتاسه است (Mahdavi et al., 2016). مناطق اکتشافی مس پورفیری در شرق ایران متعلق به ائوسن هستند. مس پورفیری های بلوک لوت (مانند ماهرآباد، شادان و چاه شلجمی) مرتبط با گرانیتوئیدهای نوع I غیر آداکیتی بین ۳۹ تا ۳۳ میلیون

سال سن دارند (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2010);

Arjmandzadeh et al., 2011; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015). کانسارهای مس پورفیری ارسباران مانند سونگون،

انجرد و صاحب دیوان متعلق به اوایل میوسن هستند (Aghazadeh et al., 2015). ذخایر مس پورفیری کمر بند

ساوه-ناین-جیرفت نیز متعلق به میوسن هستند. با این تفاوت که

کمر بند ساوه-ناین مرتبط با گرانیتوئیدهای I غیر آداکیتی هستند (مانند دالی، علی آباد، دره زرشک و کهننگ)؛ در حالی که کمر بند

ناین-جیرفت، ماهیت آداکیتی دارند مانند باغ خشک، دره زار، سرچشمه، میدوک و ایجو (شکل ۲۴).

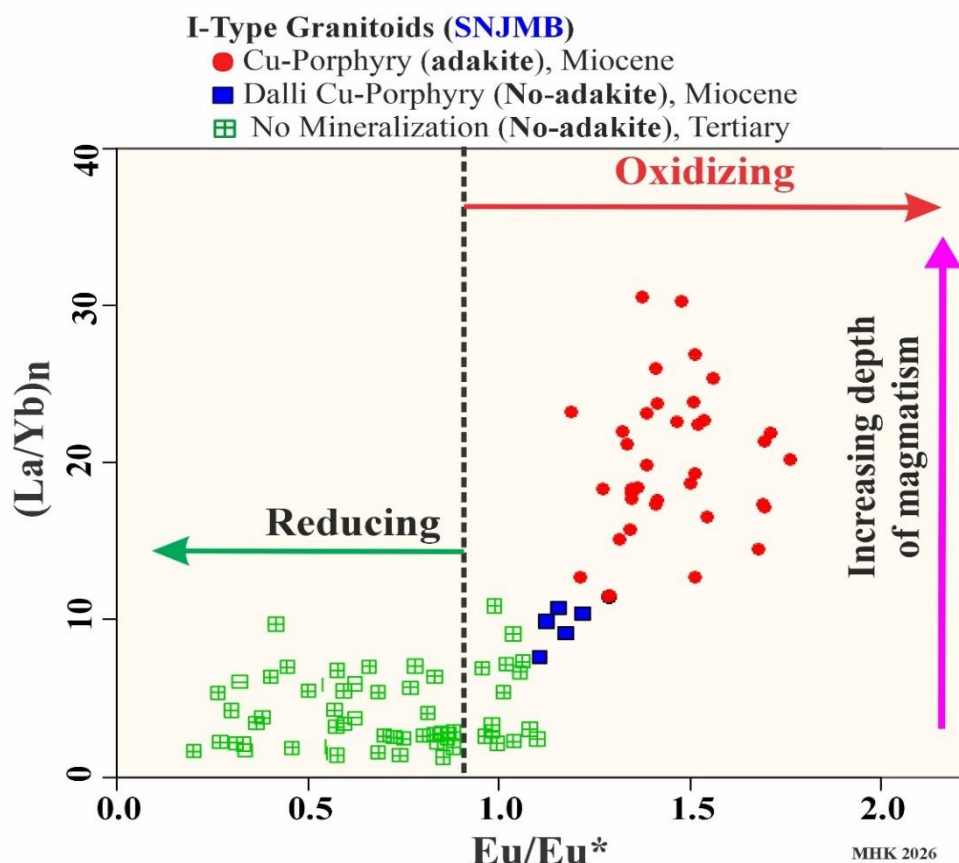


شکل ۲۴. نمودار سنی کانسارهای مس پورفیری ایران

Fig. 24. Age chart of porphyry copper deposits of Iran

شکل ۲۵ نشان می دهد که گرانیتوئیدهای I نوع آداکیتی بارور مرتبط با کانسارهای مس پورفیری کمر بند ناین-جیرفت، علاوه بر داشتن مقدار بالای نسبت $(La/Yb)_n$ (بین ۱۰ تا ۳۰) دارای نسبت Eu/Eu^* بیش از ۱/۱ هستند. مقدار نسبت Eu/Eu^* می تواند شرایط اکسیدان-احیایی در منشأ ماگما را نشان دهد. نسبت Eu/Eu^* بیانگر آن است که ترکیب کانی شناختی سنگ منشأ و شرایط ذوب، فوق اکسیدان بوده است. بنابراین این گرانیتوئیدها از یک منشأ فوق اکسیدان سرچشمه گرفته اند و در عمق زیاد تشکیل شده اند (شکل ۲۵)؛ در حالی که گرانیتوئیدهای عقیم ترشیاری کمر بند ساوه-ناین-جیرفت با داشتن نسبت

$(La/Yb)_n$ (بین ۱ تا ۷) از عمق کم نشأت گرفته و نسبت Eu/Eu^* اغلب کمتر از ۱/۱ است که نشان دهنده شرایط احیایی تر در منشأ و دخالت بیشتر پوسته قاره ای است (شکل ۲۵). نمونه های کانسار دالی نیز در وسط قرار دارد؛ به آن معنی که از نظر شرایط اکسایشی، اکسیدان بوده ولی کمتر از گرانیتوئیدهای بارور کمر بند ماگمایی ناین-جیرفت بوده است و از لحاظ عمقی نیز در حد وسط گرانیتوئیدهای بارور و عقیم هستند (شکل ۲۵). بنابراین ماهیت آداکیتی ماگماتیسیم برای تشکیل کانسار مس پورفیری ضروری نیست.



شکل ۲۵. نمودار $(La/Yb)_n$ در مقابل Eu/Eu^* برای تفکیک شرایط اکسایشی نمونه ها. خط تقسیم کننده بین ماگمای اکسیدان و احیایی و روند افزایش عمق ماگما

Fig. 25. $(La/Yb)_n$ vs. Eu/Eu^* diagram, demonstrating the oxidation state of samples. Dividing line between reducing and oxidizing magma, and trend of increasing the depth of magmatism

شکل ۲۶- A، ضخامت پوسته قاره‌ای را بر مبنای بررسی‌های ژئوفیزیکی در بخش‌های مختلف ایران نشان می‌دهد. چنان‌که مشخص است، ضخامت پوسته قاره‌ای در طول کمربند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت کاملاً متغیر بوده و از سمت شمال غربی به سمت جنوب شرقی از حدود کمتر از ۴۴ کیلومتر به بیش از ۵۸ کیلومتر افزایش می‌یابد (Jimenez-Munt et al., 2012). ماگمای گرانیتوئیدهای عقیم کمربند ساوه- ناین که غیر آداکتی هستند و مقدار $(La/Yb)_n$ زیر ۱۵ دارند، از عمق حدود ۷۵ تا ۹۰ کیلومتری نشأت گرفته‌اند و این با ضخامت پوسته کمتر این کمربند (۴۴ تا ۴۸ کیلومتر) کاملاً تطابق دارد؛ در حالی که ماگمای گرانیتوئیدهای بارور آداکتی کمربند ناین- جیرفت که همراه با کانسارهای مس پورفیری هستند از عمق ۹۰ تا بیش از ۱۳۰ کیلومتری منشأ گرفته‌اند که با افزایش ضخامت پوسته قاره‌ای (۴۸ تا بیش از ۵۸ کیلومتر) تأیید می‌شود (**شکل ۲۶- B**). نمونه‌های کانسار دالی دوباره در وسط نمونه‌های آداکتی بارور و غیر آداکتی عقیم قرار گرفته است.

عوامل متعددی بر روی تشکیل، تناژ و عیار کانی‌سازی مس پورفیری مؤثر است که عبارتند از: گرادیان حرارتی و عمق دهیدراسیون، مقدار آب آزاد شده که نرخ ذوب‌بخشی را کنترل می‌کند، مقدار آب مازاد ماگما (اگر آب آزاد شده از سیلیکات‌ها فقط به ذوب‌بخشی و صرف ساخت سیلیکات‌های سنگ منجر شود و آب مازاد وجود نداشته باشد، کانی‌سازی شکل نمی‌گیرد)، سنگ منشأ، درصد ذوب‌بخشی و فوگاسیته اکسیژن.

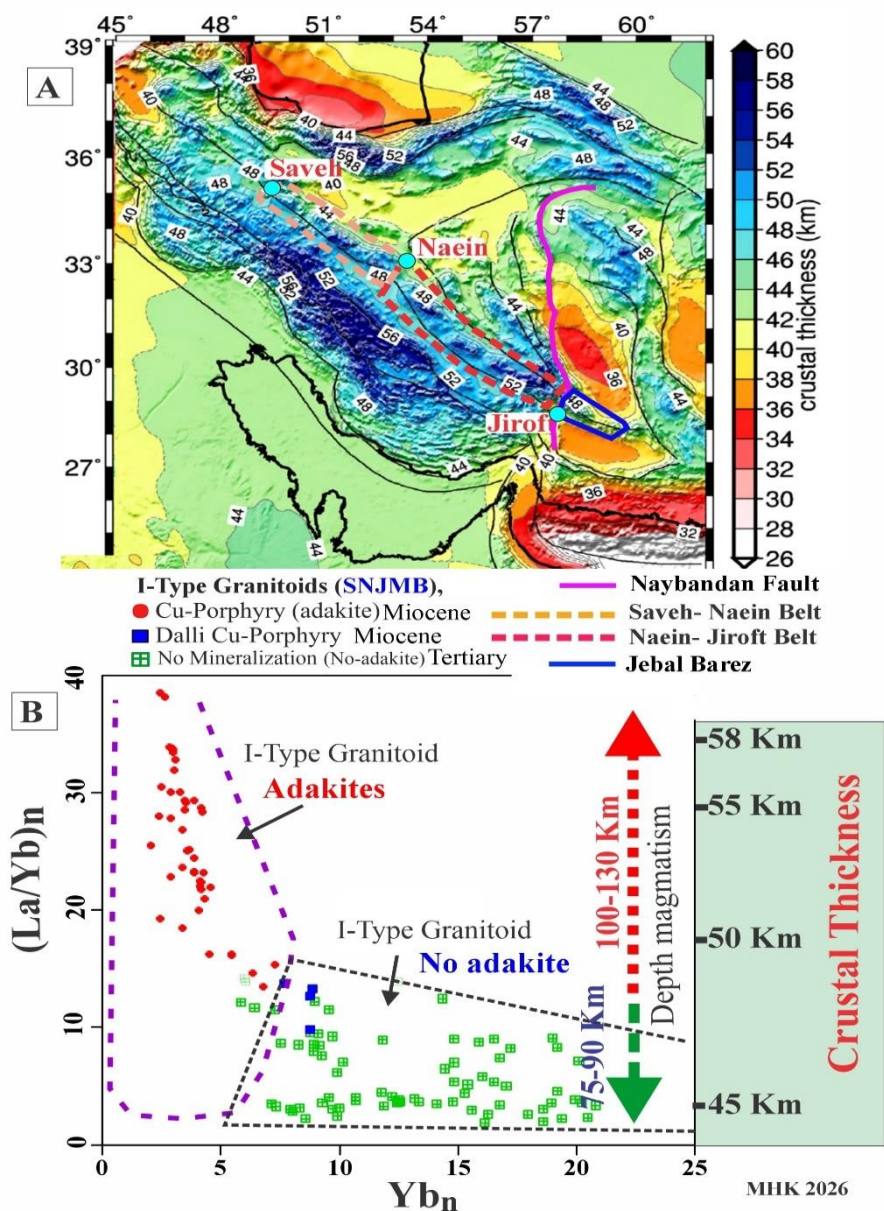
بر اساس کریم‌پور و صادقی (Karimpour and Sadeghi, 2019)، اسلب اقیانوسی فرورائش کرده در ناحیه کمربند ساوه- ناین- جیرفت از نوع گرم- سرد با گرادیان حرارتی بین ۸ تا ۱۲ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر بوده است (**شکل ۲۷**). این مسئله بسیار مهم بوده و به آزاد شدن مقدار کمتری آب در ناحیه جلوی کمان (عمق ۳۰ تا ۵۰ کیلومتر) و آزاد شدن بیش از ۸۰ درصد آب در ناحیه کمان (عمق ۱۰۰ تا ۱۳۰ کیلومتری) منجر شده است (**شکل ۲۷**). آزاد شدن آب باعث پایین آمدن درجه ذوب می‌شود و نقش

مهمی در میزان ذوب‌بخشی دارد. در شرایط اشباع از آب، ۲۰ تا ۲۵ درصد ذوب‌بخشی صورت گرفته است و ماگمایی با مقدار سیال بالا تولید می‌شود که می‌تواند مس زیادی را حمل کرده و باعث تشکیل کانسارهای مس پورفیری با ذخیره و عیار مناسب شود. این شرایط در ناحیه کمربند ناین- جیرفت فراهم بوده و به تشکیل ذخایر مهم مس پورفیری ایران در ناحیه کرمان منجر شده است (Karimpour and Sadeghi, 2019). اگر آب به اندازه کافی وجود نداشته باشد، نرخ ذوب‌بخشی کمتر از ۵ درصد است (**شکل ۲۷**). بنابراین گرادیان حرارتی اسلب فرورانده شده، عمق دهیدراسیون و مقدار آب آزاد شده که نرخ ذوب‌بخشی را کنترل می‌کند، در تشکیل و میزان عیار و ذخیره کانسار مس پورفیری بسیار مؤثر است.

رابطه منشأ ماگما، درصد ذوب‌بخشی، فوگاسیته اکسیژن و توانایی تولید کانی‌سازی مس در حالت‌های مختلف در **شکل ۲۸** نشان داده شده است. ضریب توزیع مس و گوگرد نیز همراه با حالت‌های مختلف ذوب‌بخشی سنگ منشأهای مختلف در شرایط اکسایشی متفاوت در **جدول ۷** ارائه شده است.

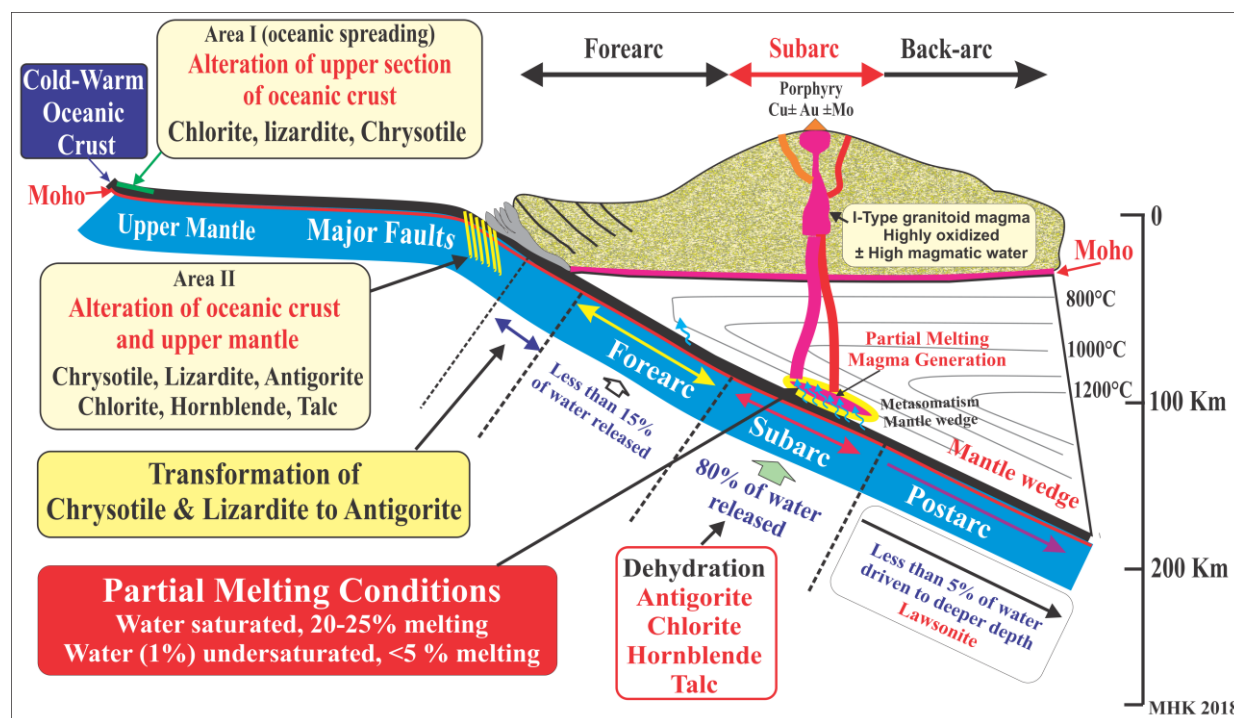
اگر درصد ذوب‌بخشی اسلب (بعد از عمق حدود ۸۰ تا ۹۰ کیلومتری) بین ۱۰ تا ۳۰ درصد (بهترین حالت حدود ۱۷ درصد) و فوگاسیته اکسیژن $DFMQ+1.5$ باشد، بالاترین مقدار مس (بین ۳۰۰ تا ۳۸۰ گرم در تن) در ماگما آزاد خواهد شد و چنین ماگمایی توانایی تولید کانی‌سازی مس پورفیری را دارد (**شکل ۲۸** و **جدول ۷**). این شرایط برای تشکیل کانسارهای بزرگ مس پورفیری کمربند ماگمایی ناین- جیرفت محتمل است. اگر همین مقدار درصد ذوب‌بخشی در شرایط فوگاسیته اکسیژن $DFMQ+1$ و $DFMQ+0$ انجام شود، مقدار مس آزاد شده در ماگما کمتر از ۱۶۰ گرم در تن خواهد بود (**جدول ۷**) که این مسئله اهمیت شرایط فوق اکسیدان در ورود مس به ماگما را نشان می‌دهد. با افزایش درجه ذوب‌بخشی بعد از ۳۰ درصد به دلیل تولید حجم بالای ماگما، رفته‌رفته مقدار مس کاهش می‌یابد. در شرایط بالای درصد ذوب‌بخشی (بیش از ۵۰ درصد)، فوگاسیته اکسیژن نیز

تأثیری نخواهد داشت و خطوط DFMQ+0 و DFMQ+1 با وجود نمی آید (شکل ۲۸ و جدول ۷).
 منحنی DFMQ+1.5 یکی می شود و کانی سازی مس هم به



شکل ۲۶. A: ضخامت پوسته در زون های ساختاری ایران با ترکیب داده های ارتفاعی و هندسی (Jimenez-Munt et al., 2012). ضخامت پوسته قاره ای کمر بند ماگمایی ساوه- ناین کمتر از ۴۸ کیلومتر و کمر بند ماگمایی ناین- جیرفت از ۴۸ تا بیش از ۵۸ کیلومتر است و B: عمق ماگماتیسم و ضخامت پوسته برای گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I مختلف میوسن بر اساس نسبت (La/Yb)_n در مقابل Yb_n تخمین زده شده است.

Fig. 26. A: Crustal thicknesses in structural zones of Iran determined by the combining of elevation and geoid data (Jimenez-Munt et al., 2012). The thickness of continental crust along the Saveh-Naein magmatic belt is less than 48 km and Naein-Jiroft magmatic belt changes from 48 to upper 58 km, and B: The depth of magmatism and crustal thickness for different Miocene I-type magnetite series granitoids are estimated based on the (La/Yb)_n vs. Yb_n diagram.



شکل ۲۷. دهیدراته شدن اسلب اقیانوسی سرد-گرم و آزاد شدن ۸۰ درصد آب آن در ناحیه کمان ماگمایی که به تشکیل گرانیتوئیدهای نوع I و کانسار مس پورفیری منجر می‌شود (Karimpour and Sadeghi, 2019).

Fig. 27. Cold-Warm oceanic slab dehydrates and releases most of its water within the subarc, which leads to the formation of I-type granitoids and porphyry copper deposits (Karimpour and Sadeghi, 2019).

فوغاسیته اکسیژن $DFMQ+1.5$ تا 225 گرم در تن می‌تواند مس در ماگما آزاد کند (شکل ۲۸ و جدول ۷)؛ اما ماگمای تولید شده از ذوب‌بخشی پوسته زیرین نمی‌تواند گرانیتوئید مناسب برای تشکیل کانی‌سازی مس پورفیری را تولید کند (Karimpour et al., 2021a).

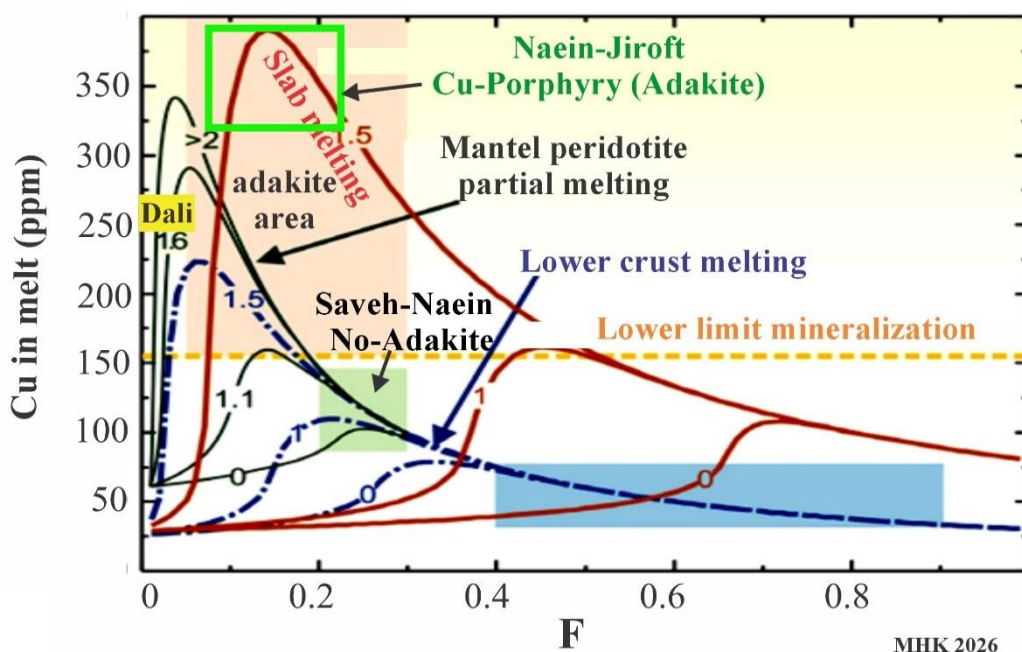
تقسیم‌بندی گرانیتوئیدهای نوع I در کمرندهای ماگمایی ایران

در جدول ۸، خلاصه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، ایزوتوپی، پذیرفتاری مغناطیسی و ارتباط آن با کانی‌سازی مس پورفیری گرانیتوئیدهای نوع I در کمرند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت و شرق ایران گزارش شده است. بر پایه این ویژگی‌ها گرانیتوئیدهای نوع I را می‌توان به چهار نوع آداکیت-I، آداکیت-II، معمولی-I

برای اینکه ماگمای حاصل از گوه گوشته‌ای بتواند یک کانی‌سازی مس پورفیری به وجود آورد، باید میزان ذوب‌بخشی حدود ۴ تا ۵ درصد با فوغاسیته اکسیژن $DFMQ>+2$ باشد. در چنین شرایطی حدود 340 گرم در تن مس در ماگمای حاصل وجود دارد (شکل ۲۸ و جدول ۷). چنین ماگمایی غیرآداکیتی بوده و چون درصد ذوب‌بخشی پایین است، کانی‌سازی کوچک یا غیراقتصادی تشکیل می‌شود. این شرایط محتمل‌ترین حالت برای تشکیل کمرند ماگمایی ساوه-ناین و کانسارهایی مانند دالی است. با افزایش درصد ذوب‌بخشی (بیش از ۱۰ درصد) و کاهش فوغاسیته اکسیژن (کمتر از $DFMQ>+1.1$)، کانی‌سازی مس تشکیل نمی‌شود. این شرایط برای گرانیتوئیدهای عقیم ترشیاری کمرند ساوه-ناین برقرار بوده است. همچنین ذوب‌بخشی پوسته زیرین نیز در شرایط ۵ درصد و

بالاست (جدول ۸). آداکیت-II، نمونه ای از گرانیتوئیدهای نوع I آداکیتی است که بدون کانی سازی مس پورفیری بوده اند. از این نمونه می توان به منطقه نجم آباد (Moradi Noghondar et al., 2012b) در بلوک لوت اشاره کرد که تفاوت آن با نوع اول در آنومالی کمی منفی Eu/Eu^* با مقدار بین ۰/۸ تا ۱ است که نشان دهنده ماهیت اکسیدان کمتر در سنگ منشأ است.

و معمولی-II طبقه بندی کرد. آداکیت-I، نمونه ای از گرانیتوئیدهای کمر بند ماگمایی ناین-جیرفت است که با کانسارهای مس پورفیری بزرگی مانند سرچشمه در ارتباط هستند. در این گرانیتوئیدها نسبت $(La/Yb)_n$ بیش از ۲۰، Sr/Y بیش از ۵۰، Eu/Eu^* مثبت بین ۱/۳ تا ۱، Rb/Sr بین ۰/۱ تا ۱، مقدار $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ کمتر از ۰/۷۰۴ و مقدار پذیرفتاری مغناطیسی بسیار



شکل ۲۸. مقدار مس در مذاب تولید شده از ذوب بخشی تابع درجه ذوب بخشی در شرایط مختلف فوگاسیته اکسیژن. خطوط قرمز و خط - نقطه آبی به ترتیب نشان دهنده ذوب اسلب و پوسته زیرین که از $\Delta FMQ+0$ ، $\Delta FMQ+1$ تا $\Delta FMQ+1.5$ متغیر است. ذوب بخشی گوه گوشته با خط آبی تیره نشان داده شده است (Lee et al., 2012) که با ذوب بخشی اسلب و پوسته زیرین مقایسه شده است. سایه های صورتی و آبی، نواحی تمرکز مس در درجه ذوب بخشی مختلف برای تولید ویژگی Sr/Y و La/Yb آداکیت را نشان می دهد. سایه آبی روشن نواحی تمرکز مس از ذوب بخشی گوه گوشته را نشان می دهد که یک ماگمای کمانی تشکیل می دهد. خط چین قهوه ای، حد پایین تمرکز مس برای ماگمای پورفیری کانه دار را نشان می دهد. تنها مذاب اسلب شرایط رضایت بخش برای تولید کانی سازی مس پورفیری دارد (Zhang et al., 2017a). محدوده احتمالی ماگمای آداکیتی بارور NJMB، غیر آداکیتی عقیم SNMB و نمونه های کانسار دالی نشان داده شده است.

Fig. 28. The Cu content in the accumulated melt during partial melting as a function of degree of partial melting under different oxygen fugacity. Red lines and blue dash-dot lines represent slab and lower crust melting model, respectively, varied from $\Delta FMQ + 0$, $\Delta FMQ + 1$, to $\Delta FMQ + 1.5$. Mantle wedge partial melting in dark blue lines of Lee et al. (2012) is compared to slab and lower crust partial melting. The pink and blue shadows label the Cu concentration area at the partial melting degree to produce the Sr/Y and La/Yb characteristics of adakite. The light blue shadow label the Cu concentration areas from mantle wedge partial melting to form an arc magma. The brown dash line represents the lower limit of Cu concentration for mineralized porphyry magma. Only slab melts satisfy the condition to generate a Cu mineralized porphyry (Zhang et al., 2017a). The possible areas of fertile adakite magma of the NJMB, barren non-adakite of the SNMB and Dalli deposit samples are shown.

گرائیتوئیدها آداکیتی نیستند و کانسارهای مس پورفیری مربوط به آنها مقدار ذخیره کمتری دارد (جدول ۸). معمولی-II، گرائیتوئیدهای نوع I غیر آداکیتی هستند که در کمرند ساوه-ناین وجود داشته و بدون کانی سازی مس پورفیری هستند. زمین شیمی این واحدها شبیه به گرائیتوئیدهای معمولی-I هستند (جدول ۸).

همچنین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در این مدل کمتر است (جدول ۸). معمولی-I، گرائیتوئیدهای نوع I هستند که در کمرند ساوه-ناین مرتبط با کانسارهای مس پورفیری مانند کهنک و دالی هستند. در این گرائیتوئیدها نسبت $(La/Yb)_N$ کمتر از ۱۵، Sr/Y کمتر از ۱۲، Eu/Eu^* کم منفی بی ۰/۸ تا ۱، Rb/Sr بین ۰/۱ تا ۱، مقدار $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ کمتر از ۰/۷۰۵ و مقدار پذیرفتاری مغناطیسی بین $SI \times 10^{-5}$ ۲۰۰ تا $SI \times 10^{-5}$ ۸۰۰ است. این

جدول ۷. مقدار مس در مذاب تولید شده از ذوب بخشی بخش های مختلف تابع درجه ذوب در شرایط مختلف فوگاسیته اکسیژن. اطلاعات جدول از شکل ۱۸ گرفته شده است (Zhang et al., 2017a).

Table 7. The Cu content in the accumulated melt from different parts during partial melting as a function of degree of melting under different oxygen fugacity. Data are driven from Fig. 18 (Zhang et al., 2017a).

	Cu & S (ppm) content	Oxygen Fugacity (ΔFMQ)	Partial Melting at maximum Cu	Cu (ppm) in magma
Oceanic Slab	Cu = 70 S = 1000 (White and Klein, 2013).	0	70	120
		1	45	160
		1.5	10	300
			17	380
			30	300
Mantle Wedge peridotite	Cu = 40 S = 500	0	23	100
		1.1	17	160
		1.6	5	280
		>2	4	340
Lower Crust	Cu = 30 S = 400 Rudnick and Fountain (1995)	0	30	60
		1	20	110
		1.5	5	225

جدول ۸. ویژگی های زمین شیمیایی - ایزوتوپی - پذیرفتاری مغناطیسی و تقسیم بندی گرائیتوئیدهای نوع I کمرند ماگمایی ساوه-ناین - جیرفت و شرق ایران

Table 8. Geochemical-isotopic-magnetic susceptibility characters and division of I-type granitoids from the Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt and eastern Iran

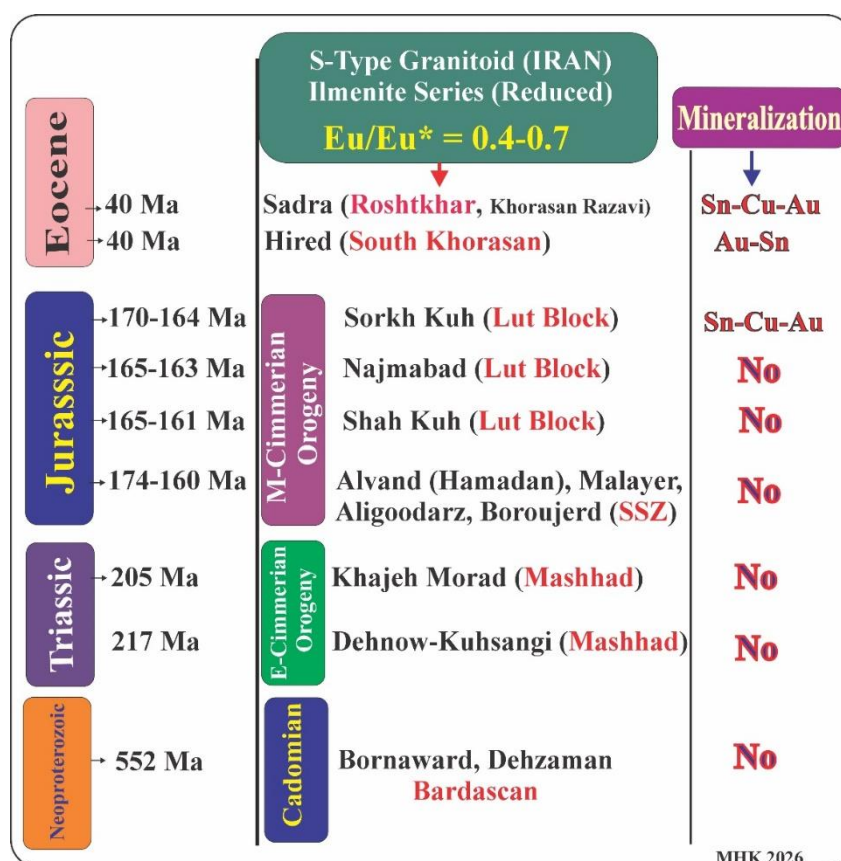
Granitoids		(La/Yb) _N	Sr/Y	Eu/Eu ⁺	Rb/Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	Magnetite Ilmenite	Magnetic Susceptibility ×10 ⁻⁵	Alteration	Ore Reserve Mt	Cu Ore Grade	Name
I-Type	Adakite-I	>20	>50	1-1.3	0.1-1	<0.7045	Magnetite Series	500-1500	Broad- Intense	1000	1%	Sarcheshmeh
	Adakite-II	>20	>50	0.8-1	0.1-1	<0.705	Magnetite Series	500-1000	No	No	No	Najmabad
	Regular-I	10-15	8-12	0.8-1	0.5-1	<0.7055	Magnetite Series	200-800	Broad	80	0.4%	Dali- Kahang
	Regular-II	5-10	2-10	0.5-0.7	0.5-1	<0.706	Magnetite Series	200-800	No	No	No	Saveh-Nayein

ویژگی های مهم زمین شیمیایی گرانیتوئیدهای بارور برای کانی سازی قلع

نمودار زمانی گرانیتوئیدهای نوع S ایران در نواحی متالوژنیکی مختلف و ارتباط آنها با کانی سازی قلع در **شکل ۲۹** خلاصه شده است. قدیمی ترین گرانیتوئیدهای S مربوط به وقایع کادومین در نوپروتروزوئیک هستند که می توان مناطقی مانند برنورد و ده زمان در ناحیه بردسکن را مثال زد. در تریاس و هم زمان با کوه زایی سیمین پیشین، گرانیت های S مشهود مانند دهنو، کوهسنگی و خواجه مراد تشکیل شده اند. هم زمان با کوه زایی سیمین میانی در ژوراسیک، تعداد زیادی گرانیت S در زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت در بازه زمانی ۱۶۰ تا ۱۷۴ میلیون سال تشکیل شده اند که اغلب بدون کانی سازی قلع هستند. فقط منطقه سرخ کوه در

بلوک لوت برای کانی سازی قلع پتانسیل دارد؛ اما گرانیت های S ائوسن در بلوک لوت (هیرد) و رشتخوار (صدررا)، دارای کانی سازی قلع هستند. در همه گرانیتوئیدهای S مقدار Eu/Eu^* بین ۰/۴ تا ۰/۷ و آنومالی منفی است که نشان دهنده شرایط احیایی در منشأ ماگما و تأییدی بر نشأت گرفتن از پوسته قاره ای است (**شکل ۲۹**).

در **شکل ۳۰**، مقدار نسبت Eu/Eu^* و پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای I مرتبط با کانسارهای مس پورفیری کمر بند کرمان، گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت های همراه با کانی سازی قلع چین مقایسه شده است. کانسارهای مس پورفیری با گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت با مقدار پذیرفتاری مغناطیسی بیش از $10^{-5} \times 100$ همراه هستند.

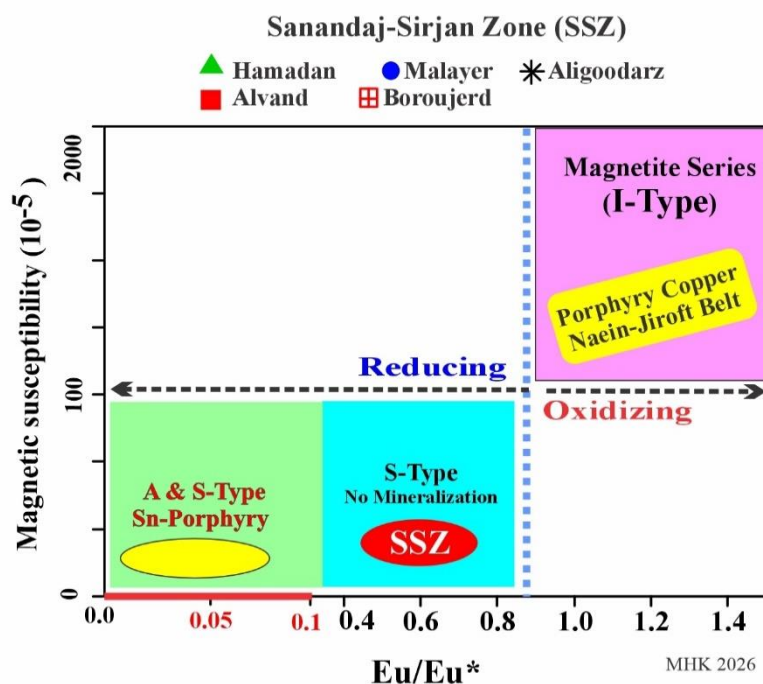


شکل ۲۹. نمودار سنی گرانیتوئیدهای نوع S (سری ایلمنیت) ایران و ارتباط آنها با کانی سازی قلع

Fig. 29. Age chart of S-type granitoids (ilmenite series) of Iran and their relationship with Sn mineralization

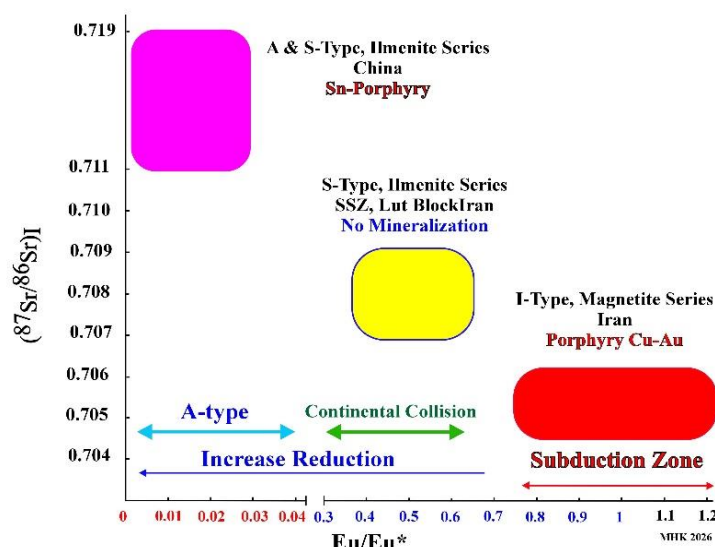
گرانیتوئیدهای I مرتبط با کانسارهای مس پورفیری، گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت های همراه با کانی سازی قلع چین مقایسه شده است. کانسارهای مس پورفیری با گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت با مقدار Eu/Eu^* بیش از ۰/۸ و نسبت $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ کمتر از ۰/۷۰۶ مرتبط با زون فرورانش بوده و کاملاً تفکیک شده اند. گرانیتوئیدهای نوع S عقیم ایران نیز با مقدار Eu/Eu^* بین ۰/۳ تا ۰/۷ در زون برخورد قاره تشکیل شده و مقدار نسبت $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ بین ۰/۷۰۷ تا ۰/۷۰۸ است که نقش پوسته قاره ای را در تشکیل ماگما نشان می دهد؛ اما گرانیت های نوع A و S قلع دار چین با مقدار Eu/Eu^* کمتر از ۰/۴ و نسبت $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ بیش از ۰/۷۱۱ تا ۰/۷۱۸ یک منشأ به شدت احیایی در پوسته قاره ای را نشان می دهد (شکل ۳۱).

این گرانیتوئیدها به شدت اکسیدان هستند. مقدار Eu/Eu^* در این گرانیتوئیدها بیش از ۰/۸ است. گرانیتوئیدهای نوع S ایران و گرانیت های قلع دار چین همگی از سری ایلیمیت بوده و مقدار پذیرفتاری مغناطیسی آنها کمتر از $10^{-5} \times 10^5$ و احیایی است؛ اما یک تفاوت فاحش بین گرانیتوئیدهای بدون کانی سازی قلع با گرانیت های حاوی قلع در مقدار Eu/Eu^* دیده می شود. در گرانیتوئیدهای بدون قلع زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت، این نسبت بین ۰/۳ تا ۰/۷ است؛ در حالی که در گرانیت های قلع دار چین کمتر از ۰/۱ است. گرانیت های قلع دار از یک منشأ فوق احیایی نشأت گرفته و ماگمای آنها آنومالی بسیار منفی Eu نشان می دهد. ترکیب کانی شناختی سنگ منشأ و وجود مواد آلی در محل ذوب می تواند عامل فوق احیایی شدن ماگما شود (شکل ۳۰). در شکل ۳۱، مقدار نسبت Eu/Eu^* و نسبت $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$



شکل ۳۰. نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در مقابل نسبت Eu/Eu^* برای گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت های قلع دار چین در مقایسه با گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت همراه با کانسارهای مس پورفیری کمربند کرمان

Fig. 30. Magnetic susceptibility vs. Eu/Eu^* values of barren S-type granitoids of SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China comparison with I-type magnetite series granitoids associated with porphyry copper deposits of the Kerman belt

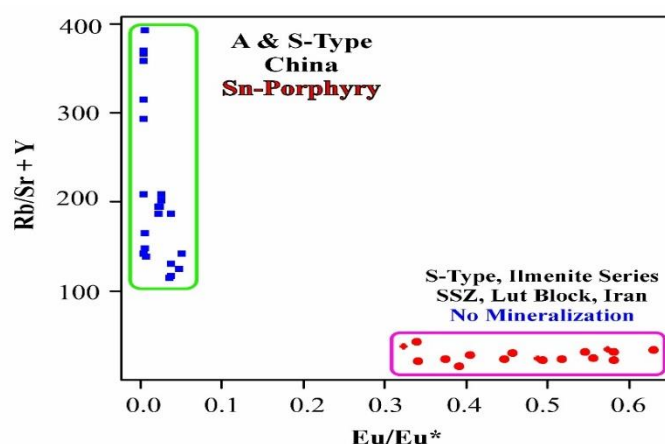


شکل ۳۱. نمودار $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ در مقابل نسبت Eu/Eu^* برای گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت های قلع دار چین در مقایسه با گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت همراه با کانسارهای مس پورفیری کمربند کرمان

Fig. 31. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. Eu/Eu^* values of barren S-type granitoids of SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China comparison with I-type magnetite series granitoids associated with porphyry copper deposits of the Kerman belt

باید مقدار $\text{Rb}/\text{Sr}+\text{Y}$ بیش از ۱۰۰ تا حدود ۴۰۰ و نسبت Eu/Eu^* کمتر از ۰/۱ داشته باشند. این شاخص زمین شیمیایی برای تشکیل کانی سازی قلع همراه با گرانیت های S و A لازم است و نکته مهمی برای اکتشاف این گرانیت ها محسوب می شود (شکل ۳۲).

بر اساس دو مؤلفه مهم یعنی Eu/Eu^* و نیز مقدار $\text{Rb}/\text{Sr}+\text{Y}$ به خوبی می توان ماگمای گرانیتوئیدهای نوع S عقیم ایران را از گرانیت های نوع S و A با کانی سازی قلع چین تفکیک کرد (شکل ۳۲). گرانیتوئیدهای عقیم ایران دارای مقدار $\text{Rb}/\text{Sr}+\text{Y}$ کمتر از ۴۰ و نسبت Eu/Eu^* بیش از ۰/۳ هستند. گرانیت های حاوی قلع



شکل ۳۲. نمودار $\text{Rb}/\text{Sr}+\text{Y}$ در مقابل نسبت Eu/Eu^* برای گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت های قلع دار چین

Fig. 32. $\text{Rb}/\text{Sr}+\text{Y}$ vs. Eu/Eu^* values of barren S-type granitoids of the SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China

در جدول ۹، خلاصه ویژگی های زمین شیمیایی - ایزوتوبی - پذیرفتاری مغناطیسی و مقدار ذخیره و عیار قلع گرانیتوئیدهای S عقیم ایران با گرانیت های قلع دار چین خلاصه شده است.

جدول ۹. ویژگی های زمین شیمیایی - ایزوتوبی - پذیرفتاری مغناطیسی و میزان ذخیره و عیار گرانیتوئیدهای نوع S عقیم ایران و گرانیت های نوع S و A قلع دار چین

Table 9. Geochemical-isotopic-magnetic susceptibility characters and reserve-grade of barren S-type granitoids of Iran and Sn-bearing granites of China

Granitoids		(La/Yb) _N	Y	Eu/Eu ⁺	Rb/Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	Magnetite Ilmenite	Magnetic Susceptibility × 10 ⁻⁵	Alteration	Sn Porphyry		Name
										Ore Reserve	Ore Grade	
A & S- Type	Highly Reduced	2-9	60-200	0.01-0.09	30-100	0.711-0.718	Ilmenite Series	<5	Broad	40-500 Mt	0.4-3%	Yanbei, Yinyan, China
S-Type	Reduced	2-9	20-30	0.7-0.5	1	0.707-0.708	Ilmenite Series	<10	No	No	No	Alavand-Shah Kouh-Najmabad, Mashhad

نتیجه گیری

۸. توده های نفوذی غیر بارور و نحوه تداخل آنها با توده های بارور و

رابطه زمانی آنها با توده های بارور موجب کاهش عیار می شود.

۹. درصد و شعاع گسترش زون پیریت دار.

۱۰. شدت و گسترش زون های دگرسانی.

۱۱. شدت و گسترش زون گوسان.

۱۲. سنگ های میزبان با تخلخل و ساختارهای مناسب برای تمرکز

محلول های کانه دار.

۱۳. مجاورت سنگ آهک که موجب تشکیل کانی سازی اسکارن

شود.

برخی از این عوامل اهمیت ویژه ای در تشکیل یک کانسار مس

پورفیری دارند. برای مثال، محدوده اکتشافی سیمرخ در جنوب ده سلم،

در استان خراسان جنوبی (31.00 N, 59.23 E) در ظاهر شواهد

کانی سازی مس پورفیری را دارد؛ اما بدون کانی سازی مس است

(Borabadi et al., 2018). توده های نفوذی با طیف ترکیبی

مونزونیت و دیوریت همراه با انواع زون های گسترده دگرسانی

پروپیلیتیک، فلیک و سیلیسی مشاهده می شود. انواع برش گرمابی در

منطقه وجود دارد. مقدار پیریت بین ۵ تا ۱۰ درصد دیده می شود؛ اما

کانی سازی مس پورفیری ندارد. محدوده اکتشافی سیمرخ با

عوامل متعددی بر روی تشکیل و میزان عیار و ذخیره طلا و مس در

کانسارهای مس پورفیری نقش دارند که می توانند در اکتشاف آنها

مد نظر قرار گیرند. مهم ترین این مؤلفه ها عبارتند از:

۱. گرادیان حرارتی اسلب فروزانده شده که باید از نوع سرد-گرم با

گرادیان حرارتی بین ۸ تا ۱۲ درجه سانتی گراد بر کیلومتر باشد.

۲. درصد میزان ذوب بخشی برای تولید ماگما که در محدوده ۱۵ تا

۲۵ درصد مناسب است.

۳. میزان آب آزاد شده در زون فروزان در اعماق مناسب برای

ذوب بخشی (اعماق بیش از ۷۰ کیلومتر).

۴. ذوب بخشی سنگ هایی با ترکیب مناسب و ذوب در شرایط

مناسب غلظت اکسیژن (محیط فوق اکسیدان و فوگاسیته اکسیژن

(DFMQ+1.5).

۵. آنومالی مثبت Eu و نسبت Eu/Eu* بین ۱ تا ۱/۶ که بیانگر شرایط

فوق اکسیدان در منشأ ماگماست.

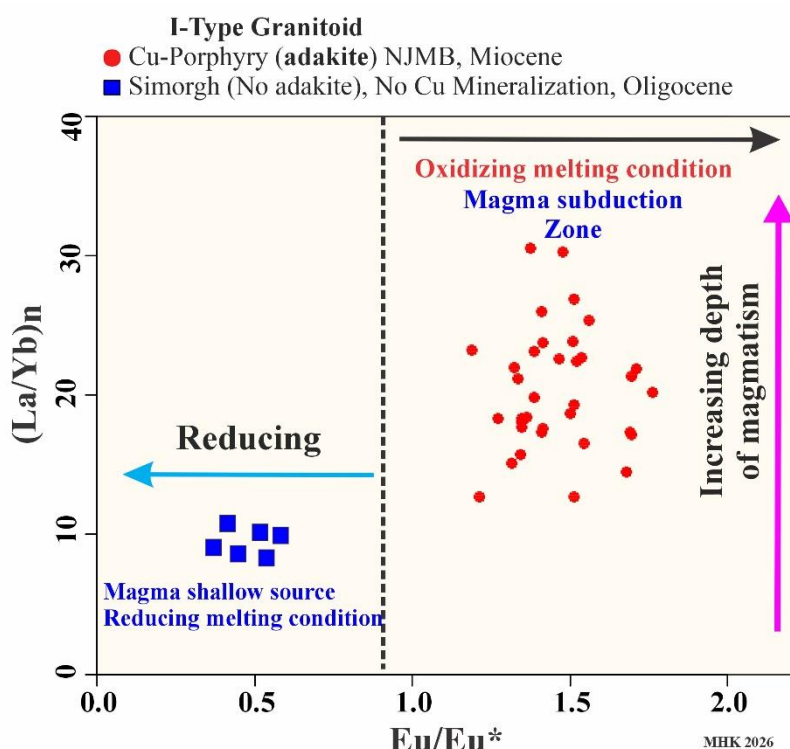
۶. تعداد توده های نفوذی باور رابطه ای مستقیم با میزان ذخیره و عیار

دارد.

۷. نحوه نفوذ که موجب هم افزایی شود.

است. شرایط ذوب برای تشکیل ماگما در محدوده سیمرخ کاملاً احیایی و کانسارهای مس پورفیری (NJMB) فوق اکسیدان بوده است (شکل ۳۳). بر اساس نسبت $(La/Yb)_n$ ، منشأ ماگما برای کانسارهای مس پورفیری (NJMB) از اعماق زیاد در زون فرورانش و برای سیمرخ از عمق کمتر بوده است (شکل ۳۳).

کانسارهای مس پورفیری واقع در کمربند ماگمایی ناین-جیرفت از لحاظ ترکیب زمین شیمی توده های نفوذی مورد مقایسه قرار گرفت (Borabadi et al., 2018). در نمودار شکل ۳۳، میزان Eu/Eu^* در گرانیتوئیدهای سیمرخ در محدوده ۰/۵ تا ۰/۶ و کانسارهای مس پورفیری واقع در کمربند ماگمایی ناین-جیرفت در محدوده ۱ تا ۱/۶



شکل ۳۳. نمودار $(La/Yb)_n$ در مقابل Eu/Eu^* برای تفکیک شرایط اکسایشی و عمق نمونه ها برای گرانیتوئیدهای بارور آداکیتی NJMB و غیر آداکیتی عقیم سیمرخ در بلوک لوت. خط تقسیم کننده بین ماگمای اکسیدان و احیایی و روند افزایش عمق ماگما

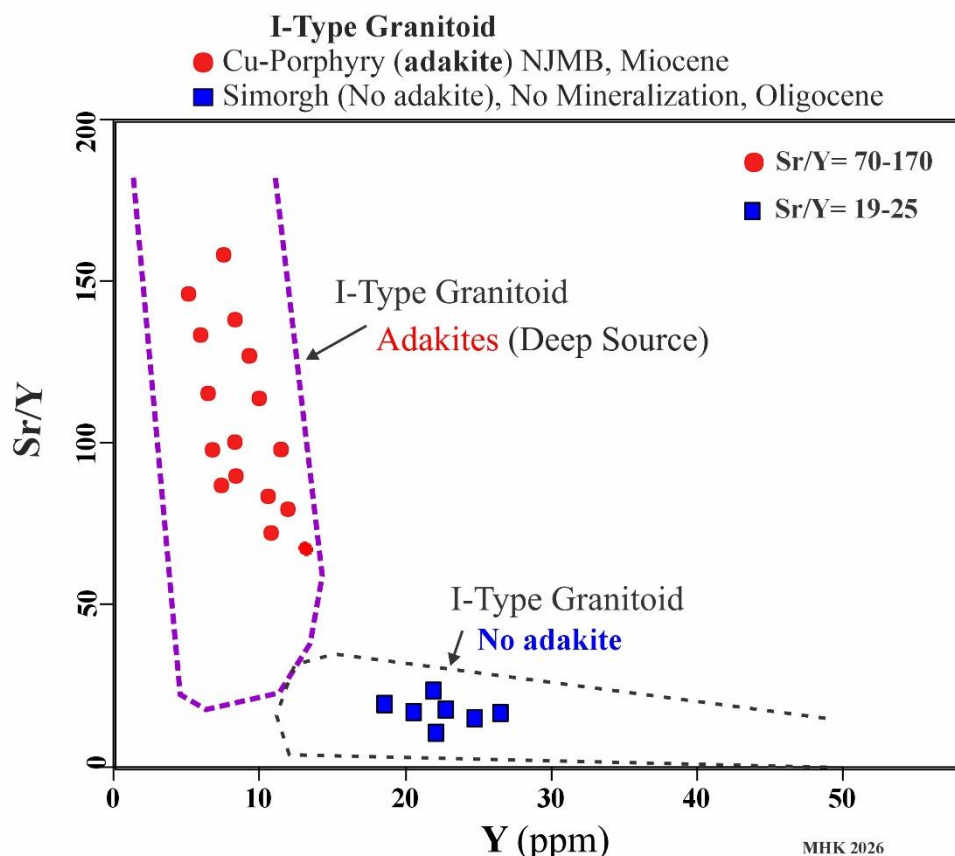
Fig. 33. $(La/Yb)_n$ vs. Eu/Eu^* diagram, demonstrating the oxidation state and depth of samples for ore-bearing adakitic granitoids in the NJMB and barren, non-adakitic granitoids of Simorgh area, Lut Block. Dividing line between reducing and oxidizing magma, and trend of increasing the depth of magmatism

شکل های ۳۳ و ۳۴ و مقایسه زمین شیمی توده های نفوذی سنگ منشأ کانسارهای مس پورفیری (NJMB) و سیمرخ، دو موضوع خیلی مهم را می توان نتیجه گیری کرد: ۱- ترکیب کانی شناختی و حضور مواد آلی در سنگ منشأ سیمرخ باعث ذوب بخشی و تشکیل ماگما در شرایط فوق احیایی شده است. میزان گوگرد سنگ منشأ خیلی خوب

بر اساس شکل ۳۴، توده های نفوذی سنگ منشأ کانسارهای مس پورفیری واقع در کمربند ماگمایی ناین-جیرفت از نوع آداکیت و توده های نفوذی سنگ منشأ سیمرخ از نوع غیر آداکیتی هستند. میزان فراوانی عناصر Cu ، Au ، Mo ، Pb ، Zn ، As در محدوده اکتشافی سیمرخ در حد زمینه است (Borabadi et al., 2018). بر اساس

کمتر بوده است. بدون شک، ترکیب کانی شناختی، میزان مس سنگ منشأ و درصد ذوب بخشی نقشی مهم در عدم کانی سازی مس و طلا در سیمرغ داشته است.

بوده است. ذوب در شرایط احیایی مانع از ورود مس به ماگما می شود. بنابراین، میزان فوگاسیته اکسیژن در شرایط تشکیل ماگما در بارور شدن توده های نفوذی بسیار مهم است. ۲- عمق تشکیل ماگما در سیمرغ نیز در مقایسه کانسارهای مس پورفیری (NJMB) خیلی



شکل ۳۴. ترسیم گرانیتوئیدهای آداکیتی بارور SNJMB و غیر آداکیتی عقیم سیمرغ در بلوک لوت در نمودار Sr/Y در مقابل Y (ppm). نمودار اولیه از دیفنت و درومند (Defant and Drummond, 1990)

Fig. 34. Plot of ore-bearing adakitic granitoids in the NJMB and barren, non-adakitic granitoids of the Simorgh area, Lut block, on the Sr/Y vs. Y (ppm) diagram. Base diagram after Defant and Drummond (1990)

۲. تهی شدگی در عنصر Ba (کمتر از ۲۰۰ گرم در تن) و غنی شدگی در عنصر Y (بیش از ۶۰ گرم در تن) و نسبت Rb/Sr بیش از ۳۰ دیده می شود.

۳. آنومالی به شدت منفی در عنصر Eu و نسبت Eu/Eu^* کمتر از ۰/۱ که بیانگر منشأ به شدت احیایی است. ترکیب کانی شناختی سنگ

کانسارهای قلع با گرانیتوئیدهای نوع S و A همراه هستند که دارای ویژگی های زمین شیمیایی زیر باشند و این مؤلفه ها کلید مهم اکتشافی برای تشخیص توده های نفوذی بارور است:

۱. ترکیب شیمیایی توده باید گرانیتی غنی از سیلیس با مقدار SiO_2 بیش از ۷۵ درصد باشد.

۵. نسبت $Rb/Sr+Y$ در توده های بارور برای قلع بیش از ۱۰۰ است.

منشأ و حضور مواد آلی در شرایط ذوب بخشی باعث شرایط فوق
احیایی در تشکیل ماگما می شود.

تعارض منافع

۴. نسبت $i(Sr^{87}/Sr^{86})$ بیشتر از ۰/۷۱۱ که تأیید کننده ضخامت زیاد
پوسته قاره ای و منشأ به شدت احیایی برای ماگماست.

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. SNJMB
2. NJMB
3. SNMB
4. IOCG
5. AMB
6. LREE
7. MREE
8. HREE

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3): 401–419.
<https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6): 692–725.
<https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z. and Zhou, L., 2015. Temporal–spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 70: 385–406.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.003>
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M. and Homam, S.M., 2011. Sr/Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(3): 283–296.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.02.014>
- 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: 25–46.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.001>
- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H.H., Richards, J.P. and Jourdan, F., 2013. Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper–gold deposit, Markazi Province, Iran. *International Geology Review*, 55(2): 158–184.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2012.689640>
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3): 605–622.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1)
- Barker, F., 1979. *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, 659 pp. Retrieved March 30, 2026 from <http://christian.nicollet.free.fr>
- Borabadi, R., Mazaheri, S.A., Karimpour, M.H., Meffre, S., Thompson, J., Murphy, R.C. and Entezariharsini, A., 2018. Zircon U–Pb geochronology, Hf isotopes and geochemistry of intrusive rocks in the Simorgh prospecting area, Lut Block, eastern Iran: petrogenesis and geological implications. *Geosciences Journal*, 22(5): 711–732. Retrieved March 30, 2026 from <https://link.springer.com/article/10.1007/s12303-017-0083-8>
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D., White, J.R. and Williams, I.S., 1988. High- and low-temperature I-type granites. *Resource Geology*, 48(4): 225–235.
<https://doi.org/10.1111/J.1751-3928.1998.TB00020.X>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173–174.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R. 1992. I- and S-Type Granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 83(1–2): 1–26.
<http://dx.doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Darbyshire, D.P.F. and Shepherd, T.J., 1994. Nd and Sr isotope constraints on the origin of the Cornubian batholith, SW England. *Journal of Geological Society*, 151(5): 795–802.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.5.0795>
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294): 662–665.
<https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Esmaily, D., Nedelec, A., Valizadeh, M.V., Moore, F. and Cotton, J., 2005. Petrology of the Jurassic Shah-kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(6): 961–980.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.09.003>
- Golestani, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Haidarian Shahri, M.R., 2018. Geochemistry, U–Pb geochronology and Sr–Nd isotopes of the Neogene igneous rocks, at the Iju porphyry copper deposit, NW Shahr-e-Babak, Iran. *Ore Geology Reviews*, 93: 290–307.

- <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.001>
Hajimirzajan, H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Homam, S.M., Hidarian Shahri, M.R. and Santos, J.F., 2019. Geochronological and geochemical characteristics of the Dehzaman intrusive and volcanic rocks (NE Iran): Implication for a Cadomian magmatism. *Periodico di Mineralogia*, 93: 290–307.
<https://doi.org/10.2451/2019PM812>
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tendle, A.G. 1986. Geochemical Characteristics of Collision-Zone Magmatism. In: Coward, M.P. and Ries, A.C., Eds., *Collision Tectonics*, V. 19. Geological Society, London, Special Publications, pp. 67–81.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- Hu, P.C., Zhu, W.G., Zhong, H., Zhang, R.Q., Zhao, X.Y. and Mao, W., 2020. Late Cretaceous granitic magmatism and Sn mineralization in the giant Yinyan porphyry tin deposit, South China: constraints from zircon and cassiterite U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology. *Mineralium Deposita*, 56: 743–765. <https://doi.org/10.1007/s00126-020-00997-3>
- Ishihara, S., 1977. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geology*, 27(145): 293–305.
<https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293>
- Javidi Moghaddam, M. and Karimpour, M.H., 2023. Eocene non-mineralization to Miocene porphyry copper mineralization-related magmatism in the Urumieh–Dokhtar magmatic arc, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 255: 107338. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107338>
- Jimenez-Munt, I., Fern`andez, M., Saura, E., Verg`es, J. and Garcia-Castellanos, D., 2012. 3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia–Eurasia collision (Iran). *Geophysical Journal International*, 190(3): 1311–1324.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05580.x>
- Kamilli, R.J., Kimball, B.E. and Carlin, Jr., J.F., 2017. Tin. In: K.J. Schulz, J.H. DeYoung, R.R. Seal, and D.C. Bradley (Editors), *Critical Mineral Resources of the United States: Economic and Environmental Geology and Prospects for Future Supply*. Report 1802. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 53 pp. <https://doi.org/10.3133/pp1802S>
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Lang Farmer, G. and Stern, C.R., 2012. Petrogenesis of Granitoids, U–Pb zircon geochronology, Sr–Nd Petrogenesis of granitoids, U–Pb zircon geochronology, Sr–Nd isotopic characteristics, and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 4(1): 1–27. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v4i1.13391>
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Moradi Noghondar, M., Lang Farmer, G. and Stern, C.R., 2014. Geology, mineralization, Rb–Sr & Sm–Nd geochemistry, and U–Pb zircon geochronology of Kalateh Ahani Cretaceous intrusive rocks, southeast Gonabad. *Journal of Economic Geology*, 5(2): 267–290. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V5I2.31806>
- Karimpour, M.H., Rezaei, M., Zarasvandi, A. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2021a. Saveh–Nain–Jiroft Magmatic Belt (SNJMB) replaces Urumieh–Dokhtar Magmatic Belt (UMBD): Investigation of genetic relationship between porphyry copper deposits and adakitic and non-adakitic granitoids. *Journal of Economic Geology*, 13(3): 465–506. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V13I3.1034>
- Karimpour, M.H., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2003. Exploration of Cu–Au Iron Oxide and Magnetite Ore Deposits in the Volcanic–Plutonic Khaf–Kashmar–Bardsank Belt. 21th National Geosciences conference, Tehran, Iran. (in Persian)
- Karimpour, M.H. and Sadeghi, M., 2019. A new hypothesis on parameters controlling the formation and size of porphyry copper deposits: Implications on thermal gradient of subducted oceanic slab, depth of dehydration and partial melting along the Kerman copper belt in Iran. *Ore Geology Reviews*, 104: 522–539.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.022>
- Karimpour, M.H., Shirdashtzadeh, N. and Sadeghi, M., 2021b. Granitoids of Sanandaj–Sirjan Zone that are concurrent with Cimmerian Orogeny (178–160 Ma) belong to ilmenite series (S-type): investigation of reason for lacking the porphyry tin mineralization. *Journal of Economic Geology*, 13(1): 1–28. (in Persian with English abstract)

- <https://doi.org/10.22067/ECONG.V13I1.1011>
Karimpour, M.H., Shirdashtzadeh, N. and Sadeghi, M., 2022. Tectonomagmatic Settings of Jurassic Granitoids in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran; A Review. *Geologos* 28(1): 19–37.
<http://doi.org/10.2478/logos-2022-0002>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R. and Farmer, G.L., 2010a. Zircon U–Pb geochronology, Sr–Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(4): 384–393.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.11.001>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R. and Farmer, L., 2010b. Rb–Sr and Sm–Nd isotopic compositions, U–Pb Age and Petrogenesis of Khajeh Mourad Paleo-Tethys Leuco-granite, Mashhad, Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 20(80): 171–182. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22071/gsj.2011.55249>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2011. Review of age, Rb–Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. *Geopersia*, 1(1): 19–54.
<https://doi.org/10.22059/JGEOPE.2011.22162>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Malekzadeh Shafaroudi, A., Haidarian, M.R. and Mazaheri, A., 2009. Petrochemistry of the reduced, ilmenite-series granitoid intrusion related to the Hired Au–Sn prospect, Eastern Iran. *Journal of Applied Sciences*, 9(2): 226–236.
<http://doi.org/10.3923/jas.2009.226.236>
- Kerrich, R., Goldfarb, R., Groves, D. and Garwin, S., 2000. The geodynamics of world-class gold deposits: characteristics, space-time distributions, and origins. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. V. 13, Reviews in Economic Geology, Society of Economic Geologists, Littleton, Co., pp. 501–551.
<https://doi.org/10.5382/Rev.13.15>
- Kesler, S.E., Chrysosoulis, S.L. and Simon, G., 2002. Gold in porphyry copper deposits: Its abundance and fate. *Ore Geology Reviews*, 21(1–2): 103–124.
[https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(02\)00084-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00084-7)
- Lameyre, J. and Bowden, P., 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14(1–2): 169–186.
[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90047-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90047-6)
- Li, H., Palinkaš, L.A., Watanabe, K. and Xi, X.S., 2018. Petrogenesis of Jurassic A-type granites associated with Cu–Mo and W–Sn deposits in the central Nanling region, South China: Relation to mantle upwelling and intra-continental extension. *Ore Geology Reviews*, 92: 449–462.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.11.029>
- Liu, C.S., Ling, H.F., Xiong, X.L., Shen, W.Z., Wang, D.Z., Huang, X.L. and Wang, R.C., 1999. An F-rich, Sn-bearing Volcanic-intrusive complex in Yanbei, South China. *Economic Geology*, 94(3): 325–341.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.3.325>
- Mahdavi, A., Karimpour, M.H., Mao, J., Haidarian Shahri, M.R., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Li, H., 2016. Zircon U–Pb geochronology, Hf isotopes and geochemistry of intrusive rocks in the Gazu copper deposit, Iran: Petrogenesis and geological implications. *Ore Geology Reviews*, 72(Part 1): 818–837.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.09.011>
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H. and Mazaheri, S.A., 2010. Rb–Sr and Sm–Nd isotopic compositions and Petrogenesis of ore-related intrusive rocks of gold-rich porphyry copper Maherabad prospect area (north of Hanich), east of Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18(2): 15–32. Retrieved March 30, 2026 from
https://ijcm.du.ac.ir/article_940.html?lang=en
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H. and Stern, C.R., 2015. The Khopik porphyry copper prospect, Lut Block, Eastern Iran: Geology, alteration and mineralization, fluid inclusion, and oxygen isotope studies. *Ore Geology Reviews*, 65(Part 2): 522–544.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.04.015>
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *GSA Bulletin*, 101(5): 635–643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Belousova, E. and Griffin, W.L., 2003. Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: timing of mineralization and exhumation processes. CSIRO, Scientific Research Report, 41 pp.

- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224.
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Mineral commodity summaries, 2025. (ver. 1.2, March 2025): U.S. Geological Survey, 212 pp.,
<https://doi.org/10.3133/mcs2025>
- Mirnejad, H., Mathur, R., Hassanzadeh, J., Shafie, B. and Nourali, S., 2013. Linking Cu mineralization to host porphyry emplacement: Re-Os ages of molybdenites versus U-Pb ages of zircons and sulfur isotope compositions of pyrite and chalcopyrite from the IJU and sarkuh porphyry deposits in southeast Iran. *Economic Geology*, 108(4): 861–870.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.108.4.861>
- Monazzami Bagherzadeh, R., Karimpour, M.H., Farmer, G.L., Stern, C.R., Santos, J.F., Rahimi, B. and Heidarian Shahri, M.R., 2015. U–Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr–Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward Complex (Bardaskan-NE Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 111: 54–71.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.05.019>
- Moradi Noghondar, M., Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2012a. Sr–Nd isotopic characteristics, U–Pb zircon geochronology, and petrogenesis of Najmabad granodiorite batholith, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 3(2): 127–145. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V3I2.11436>
- Moradi Noghondar, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2012b. Geochemistry, zircon U–Pb geochronology and Rb–Sr & Sm–Nd isotopes of Najmabad monzonitic rocks south of Ghonabad. *Petrology*, 3(11): 77–96. (in Persian with English abstract) Retrieved March 30, 2026 from
https://ijp.ui.ac.ir/article_16108.html?lang=fa
- Myint, A.Z., Zaw, K., Swe, Y.M., Yonezu, K., Cai, Y., Manaka, T. and Watanabe, K., 2017. Geochemistry and geochronology of granites hosting the Mawchi Sn–W deposit, Myanmar: implications for tectonic setting and emplacement. *Geological Society, London, Memoirs*, 48: 385–400.
<https://doi.org/10.1144/M48.17>
- Najafi, A., Karimpour, M.H., Ghaderi, M., Stern, C.R. and Farmer, J.L., 2014. Zircon U–Pb geochronology, isotope geochemistry of Rb–Sr and Sm–Nd and petrogenesis of granitoid intrusive rocks in Kajeheh exploration area, northwest of Ferdows: evidence for Late Cretaceous magmatism in the Lut block. *Journal of Economic Geology*, 6(1): 107–135. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I1.24415>
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106(3–4): 380–398.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008>
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publications, Nantwich, Cheshire, pp. 230–249. Retrieved March 30, 2026 from <http://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8626>
- Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
<https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Richards, J.P., 2002. Discussion on “Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism” by Oyarzun et al. (*Mineralium Deposita* 36: 794–798, 2001). *Mineral. Deposita*, 37(8): 788–790.
<https://doi.org/10.1007/s00126-002-0284-5>
- Richards, J.P., 2009. Postsubduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37(3): 247–250.
<https://doi.org/10.1130/G25451A.1>
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 70: 323–345.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009>
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and

- Western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332.
<http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Saleh, R., 2006. Reprocessing of aeromagnetic map of Iran. M.Sc. Thesis, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran. 156 pp.
- Sarjoughian, F. and Kananian, A., 2017. Zircon U-Pb geochronology and emplacement history of intrusive rocks in the Ardestan section, central Iran. *Geologica Acta*, 15(1): 25–36.
<https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.1.3>
- 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–metallo-genetic implications. *Ore Geology Reviews*, 38(1–2): 27–36.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.05.004>
- 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. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0>
- Shand, S.J., 1947. *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-deposits, with a Chapter on Meteorites*. Murby, London, 488 pp. Retrieved March 30, 2026 from
https://books.google.com/books/about/Eruptive_Rocks.html?id=LVA1AAAAMAAJ
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Simons, B., Shail, R.K. and Andersen, J.C.Ø., 2016. The petrogenesis of the Early Permian Variscan granites of the Cornubian Batholith: Lower plate post-collisional peraluminous magmatism in the Rhenohercynian Zone of SW England. *Lithos*, 260: 76–94.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.010>
- Tarkian, M., Lotfi, M. and Baumann, A., 1984. Magmatic copper and lead-zinc ore deposits in the Central Lut, East Iran. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-abhandlungen*, 168(2–3): 497–523.
<https://doi.org/10.1127/njgpa/168/1984/497>
- 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.
<https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.6.620>
- Zhang, H., Chen, J., Yang, T., Hou, Z. and Aghazadeh, M., 2018. Jurassic granitoids in the northwestern Sanandaj–Sirjan zone: Evolving magmatism in response to the development of a neo-Tethyan slab window. *Gondwana Research*, 62: 269–286.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.01.012>
- Zhang, C.C., Sun, W.D., Wang, J.T., Zhang, L.P., Sun, S.J. and Wu, K., 2017a. Oxygen fugacity and porphyry mineralization: A zircon perspective of Dexing porphyry Cu deposit, China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 206: 343–363.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.03.013>
- Zhang, L., Zhang, R., Hu, Y., Liang, J., Ouyang, Z., He, J., Chen, Y., Guo, J. and Sun, W., 2017b. The formation of the Late Cretaceous Xishan Sn–W deposit, South China: Geochronological and geochemical perspectives. *Lithos*, 290–291: 253–268.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.013>
- Zheng, W., Mao, J., Zhao, C., Ouyang, H. and Wang, X.-Y., 2016. Re–Os Geochronology of Molybdenite from Yinyan Porphyry Sn Deposit in South China. *Resource Geology*, 66(1): 63–70. <https://doi.org/10.1111/rge.12087>
- Zhengshu, Z., Jinchu, Z. and Keqin, X., 1989. Geology, geochemistry and genesis of Yinyan porphyry tin deposit. *Chinese Journal of Geochemistry*, 8: 374–384.
<https://doi.org/10.1007/BF02837841>