

Research Article

Petrography, geochemistry, and tectonic setting of intrusive bodies of the Seridune deposit, northeast of Sarcheshmeh mine, Kerman Province, with an emphasis on Seridune porphyry intrusive body

Mahdieh Bamorovat¹ , Sara Dargahi² , Mohsen Arvin³ 
Alireza Shaker⁴ , Majid Aminzadeh⁵ 

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, College of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran, m.bamorovat@sci.uk.ac.ir

² Associate Professor, Department of Geology, College of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran, s.dargahi@uk.ac.ir

³ Professor, Department of Geology, College of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran, arvin@uk.ac.ir

⁴ Assistant Professor, Department of Mining Engineering, Higher Education Complex of Zarand, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran, shaker@uk.ac.ir

⁵ Superintendent of Geology and Drainage Department, Sarcheshmeh copper complex, National Iranian Copper Industries Company, Kerman, Iran, aminzadeh_m@nicico.com

ARTICLE INFO

Received: 27 May 2024

Accepted: 06 August 2024

Keywords

Granitoid

Seridune porphyry copper deposit

Kerman porphyry copper belt

Urumieh–Dokhtar magmatic arc

Neotethys



 [10.22108/ijp.2024.141595.1334](https://doi.org/10.22108/ijp.2024.141595.1334)

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Cenozoic Urumieh–Dokhtar magmatic arc (UDMA) in Iran is a part of the Alpine-Himalayan orogenic belt hosts well-known porphyry Cu \pm Mo \pm Au \pm Ag and epithermal Cu (\pm Au) deposits (McInnes et al., 2003; Hou et al., 2011; Richards et al., 2012, and references therein). The southeastern portion of UDMA in Kerman province contains many of these porphyry copper deposits, known as the Kerman porphyry copper belt (KPCB), where the Seridune porphyry copper deposit (SPCD) is located in its central part. This study deals with petrography and geochemistry of selected samples from the drilling boreholes to discern the geochemical characteristics, hypabyssal emplacement, and the overall tectonic setting environment of these magmatic rocks responsible for the formation of Seridune porphyry bodies.

Geology

Seridune porphyry copper deposit, in the central part of KPCB in southeastern UDMA, is located in the northeast of the Sarcheshmeh porphyry copper mine. These intrusive bodies are intruded the Eocene volcanic rocks (i.e., andesite and dacite) and as a whole cut by N-S trending dacitic dykes.

 Corresponding Author

To cite this article: Bamorovat, M., Dargahi, S., Arvin, M., Shaker, A., Aminzadeh, M. (2024) Petrography, geochemistry, and tectonic setting of intrusive bodies of the Seridune deposit, northeast of Sarcheshmeh mine, Kerman Province, with an emphasis on Seridune porphyry intrusive body. *Petrological Journal*, 15(2), 79-104.

Analytical methods

Based on fieldwork and petrographic studies, 14 samples of Seridune intrusive bodies with the lowest degree of alteration were selected for whole-rock geochemical analyses. Whole-rock major and trace-element compositions were analyzed using fusion Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES) and Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS) at the Zarazma company, Iran.

Petrography

Petrographic studies revealed that in the Seridune area, the composition of the intrusive body responsible for mineralization is predominantly granodiorite porphyry to quartz monzonite porphyry. The other intrusive bodies in the Seridune deposit show a range of compositions varying from granodiorite to monzonite. Mineralogically, they consist mainly of quartz, orthoclase, and plagioclase with variable amounts of biotite, and amphibole phenocrysts setting in a fine-grained groundmass of the same mineral assemblage creating porphyritic texture. Accessory minerals are opaque, zircon, apatite, and titanite. Sericite, chlorite, secondary biotite and secondary alkali feldspar, calcite, anhydrite, clay minerals, and epidote also occur as secondary phases.

Geochemistry


The results of whole rock analyses are presented in Table 1. In the A/CNK versus A/NK diagram (Shand, 1943), the hypabyssal intrusive Seridune porphyry intrusive body is meta-aluminous to slightly peraluminous, and other intrusive bodies in the Seridune deposit are also meta-aluminous nature. In the Seridune porphyry copper deposit, there is a negative correlation of P₂O₅ content with the increasing SiO₂ content, similar to the I-type granite evolutionary trend (Chappell and White, 1992). On the chondrite-normalized REE patterns, there is a strong enrichment of LREE relative to HREE, whereas, on the primitive mantle-normalized multi-element diagrams, there are enrichments of large ion lithophile elements (LILE), Th and Sr, and depletions of high field strength elements (HFSE)

including heavy rare earth elements (HREE).

Discussion and conclusions

The Seridune porphyry copper deposit exhibits LREE and LILE enrichment coupled with depletion in Nb and Ti elements, which is typical of subduction-related magmas. This characteristic results from lack of these elements in the source, and/or involvement of the crust in the magmatic processes. The Seridune porphyry intrusive body belongs to the calc-alkaline series and has metaluminous to slightly peraluminous features, whereas other intrusive bodies in the Seridune deposit belong to the calc-alkaline series with a meta-aluminous nature. These features are typical of I-type granites formed by partial melting of mantle wedge which triggered the melting of lower crustal rocks in subduction zones and active continental margins (Chappell and White, 1974; 2001). This type of granite in orogenic belts appears to be resulted from the interaction of main magma with the continental crust through the processes of assimilation-fractional crystallization (AFC) (Dilek et al., 2009). Furthermore, the high values of Th (3.5-5.2 ppm) in the Seridune intrusive bodies have been assigned to the effects of crust contamination (Kaygusuz et al., 2014). The high values of the Th/Nb ratio in the Seridune porphyry copper deposit may point to characteristics of arc-related magmas, enriched by the continental crustal melting. Considering the enrichment of the samples in incompatible elements (i.e. K, Th, Rb, La, Ce, and Nd) and the negative anomalies of Ti, P, Nb, and Eu, it can be argued that the Seridune intrusive bodies were formed by crystallization of melts derived from the melting of lower crustal metabasic rocks as a result of the injection of mantle-derived mafic magmas (Searle and Fryer, 1986; Harris et al., 1986; Chappell and White, 1992). Finally, it can be concluded that the Seridune deposit was originated in a volcanic arc setting. Based on geological background of the area, the formation of these rocks must be related to the subduction of the Neotethys oceanic crust beneath the Central Iranian Micro-continent. The parent magma likely resulted from the partial melting of the lower crust, while the upper crust played a significant role in contaminating the magma at shallower levels.

سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های آذرین درونی کانسار سریدون، شمال خاوری معدن سرچشمه، استان کرمان، با تأکید بر توده آذرین درونی سریدون پورفیری

مهديه بامروت^۱، سارا درگاهی^۲ , محسن آروین^۳، علیرضا شاکر^۴، مجید امین‌زاده^۵

^۱ دانشجوی دکتری، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران m.bamorovat@aci.uk.ac.ir

^۲ دانشیار، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران s.dargahi@uk.ac.ir

^۳ استاد، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران arvin@uk.ac.ir

^۴ استادیار، بخش مهندسی معدن، مجتمع آموزش عالی زرنده، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران shaker@uk.ac.ir

^۵ سرپرست بخش زمین‌شناسی و زهکشی، مجتمع مس سرچشمه، شرکت ملی مس ایران، ایران aminzadeh_m@nicico.com

چکیده

اطلاعات مقاله

کانسار مس پورفیری سریدون در شمال‌خاوری معدن سرچشمه، از دیدگاه زمین‌شناختی در جنوب‌خاوری پهنه ماگمایی ارومیه دختر، بخش مرکزی کمرند آتشفشانی-آذرین درونی دهج-ساردوبیه و کمرند مس پورفیری کرمان، جای گرفته است. توده‌های آذرین درونی این کانسار دربردارنده گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و مونزونیت است که درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تزریق شده‌اند. توده آذرین درونی سریدون پورفیری که مسئول کانه‌زایی در این منطقه است دارای ترکیب گرانودیوریت پورفیری و کوارتز مونزونیت پورفیری است. هدف از این پژوهش، بررسی سنگ‌نگاری و محیط زمین‌ساختی ماگمای سازنده توده‌های آذرین درونی منطقه سریدون با تأکید ویژه بر توده آذرین درونی سریدون پورفیری است. بررسی‌های شیمیایی نشان‌دهنده سرشت کالک‌آلکان این توده‌هاست. نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه نشان‌دهنده غنی‌شدگی عنصرهای Ba و Rb، آنومالی منفی در عنصرهای P، Nb، Ti و ناهنجاری‌های مثبت Sr است. ناهنجاری منفی Ti و Nb می‌تواند به‌علت فعالیت ماگمایی وابسته به فرایندهای فرورانش، کمبود این عنصرها در خاستگاه و مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد. با توجه به پیشینه زمین‌شناسی منطقه در مقیاس ناحیه‌ای، پیدایش این سنگ‌ها می‌تواند وابسته به فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نفوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی باشد و ماگمای سازنده این توده‌ها در پی ذوب‌بخشی پوسته زیرین پدید آمده باشد؛ درحالی‌که پوسته بالایی در سطوح کم ژرفا تر نقش مهمی در آرایش ماگمای سازنده این توده‌ها هنگام جای‌گیری آنها داشته است.

تاریخ دریافت ۱۴۰۳/۰۳/۰۷

تاریخ پذیرش ۱۴۰۳/۰۵/۱۶

کلید واژه‌ها

گرانیتوید
کانسار مس پورفیری سریدون
پهنه مس پورفیری کرمان
پهنه ماگمایی ارومیه-دختر
نفوتتیس



doi 10.22108/ijp.2024.141595.1334

سرزمین ایران در بخش میانی کمرند کوهزایی و

مقدمه

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: بامروت، م.، درگاهی، س.، آروین، م.، شاکر، ع.، امین‌زاده، م. (۱۴۰۳) سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های آذرین درونی کانسار سریدون، شمال‌خاوری معدن سرچشمه، استان کرمان، با تأکید بر توده آذرین درونی سریدون پورفیری. پتروژئولوژی، ۱۵(۲)، ۷۹-۱۰۴.



(Hezarkhani, 2006; Zarasvandi et al., 2007, Asadi et al., 2014). کمر بند مس پورفیری کرمان از توانمندترین پهنه‌های مس دار ایران است که تا کنون در این کمر بند بیشتر از ۲۰۰ کانسار و نشانه معدنی مس در آن شناخته شده است (Ghorbani, 2013). مهم‌ترین فعالیت‌های آذرین درونی در این کمر بند، گرانیتوئیدهای گروه جبال بارز با سن واسط ائوسن تا الیگوسن، سرشت کالک آلکالن و شوشونیتی با پتاسیم بالا (McInnes et al., 2003; Dargahi et al., 2010) در محیط زمین‌ساختی پس از برخورد (Dargahi et al., 2010) هستند. بیشتر این توده‌ها کانی‌سازی مس ندارند (Dimitrijevic, 2003; McInnes et al., 1973)؛ اما توده‌های آذرین درونی نیمه‌ژرف، گرانیتوئیدهای گروه کوه پنج، سن میوسن میانی- پایانی با سرشت آداکیتی کانی‌سازی مس پورفیری نشان می‌دهند (McInnes et al., 2005; Aghazadeh, 2015). کانسار مس سریدون در جنوب‌خاوری مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر و در بخش میانی کمر بند مس پورفیری کرمان جای دارد. منطقه سریدون به فاصله نزدیک به ۳ کیلومتری شمال‌خاوری کانسار مس پورفیری سرچشمه جای دارد. در سال‌های اخیر با توجه به پی‌بردن به شواهد اکتشافی و اهمیت اقتصادی مس در منطقه سریدون، این کانسار مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است. با اینکه این کانسار از دیدگاه‌های گوناگون زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری، دگرسانی و سنجش از دور بررسی شده است (Barzegar, 2007; Kazemi Mehrnia et al., 2010; Shahriari, 2014; Abedi, 2013, 2017)؛ اما همه این بررسی‌ها بر پایه زمین‌شناسی و نمونه‌برداری سطحی بوده است. از آنجایی که توده‌های آذرین درونی اصلی و نیز توده آذرین درونی مسئول کانسارسازی در منطقه سریدون برونزد سطحی ندارد و تنها از راه نمونه‌برداری از گمانه‌های اکتشافی می‌توان به آن دست یافت؛ بنابراین با اطمینان می‌توان گفت تا کنون هیچ‌گونه بررسی سنگ‌نگاری در ارتباط با این توده‌ها در منطقه سریدون و به‌ویژه توده آذرین درونی مسئول کانه‌زایی در منطقه انجام نشده است. گفتنی است در این پژوهش، توده مسئول کانه‌زایی به‌نام توده آذرین درونی سریدون پورفیری نامیده شده است. با وجود بررسی‌هایی که در منطقه سریدون انجام شده است تا کنون هیچ پژوهش سنگ‌شناسی در راستای شناسایی خاستگاه توده‌های آذرین درونی منطقه انجام نشده

فلززایی آلپ-همیالیا جای گرفته است. در این پهنه گسترده، کانسارهای مس پورفیری در کمان‌های ماگمایی جداگانه و باریک بیشتر با پهنای چندین ده کیلومتر رخ داده‌اند (Leaman and Staude, 2002). این کانسارها می‌توانند از عنصرهای مولیبدن و طلا نیز سرشار باشند. کانسارهای مس پورفیری عیار بالا بیشتر به‌صورت استوک در توده‌های آذرین درونی کالک‌آلکالن با دامنه ترکیبی از دیوریت تا گرانیت پدید آمده است. در این کانسارها توده‌های آذرین درونی درون سنگ‌های میزبان مافیک با ترکیب گابرو، دیاباز، بازالت و آندزیت پورفیری نفوذ کرده‌اند (Skewes et al., 2002; Sillitoe, 2010; Sillitoe and Perelló, 2023). کانسارهای مس پورفیری بیشتر در بالای پهنه‌های فرورانش و در کرانه صفحه‌های همگرا یافت می‌شوند. کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) از جمله کمان‌های درون پهنه کوهزایی آلپ-همیالیا است که میزبان ذخایر برجسته $Cu \pm Mo \pm Au \pm Ag$ پورفیری و ذخایر اپی‌ترمال $Cu \pm Au$ است. این کمان ویژگی‌های زمین‌ساختی و زمین‌شناسی بی‌همتایی دارد. به باور برخی زمین‌شناسان پیدایش این کمر بند در ارتباط با فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی است (Berberian and King, 1981; Pourhosseini, 1981; Omrani et al., 2008). در پی مراحل تکاملی بازشدن، فرورانش و بسته‌شدن نئوتتیس و همچنین، فرایندهای پس‌برخوردی، کانسارهای فراوانی وابسته به توده‌های آذرین درونی گرانیتوئیدی در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر پدید آمده است (Dargahi et al., 2010; Richards et al., 2012). از این کانسارها می‌توان کانسارهای سرچشمه و میدوک در جنوب‌خاوری و کانسار سونگون در شمال‌باختری این کمر بند را نام برد که کلاس جهانی دارند و پژوهشگران بسیاری به بررسی آنها پرداخته‌اند (Taghipour et al., 2014; Aghazadeh, 2016). بیشتر ذخایر مس پورفیری شناخته‌شده در ایران در این کمر بند (McInnes et al., 2003; Hou et al., 2011; Richards et al., 2012) و به‌ویژه در بخش جنوب‌خاوری آن گسترده شده‌اند. بخش جنوب‌خاوری کمان ماگمایی ارومیه-دختر با نام کمر بند مس پورفیری کرمان شناخته شده است. این کمر بند به توده‌های آذرین درونی کالک‌آلکالن پهنه ماگمایی ارومیه-دختر وابسته است

است. از این رو، در این پژوهش تلاش شده است با بررسی نمونه‌های به‌دست‌آمده از گمانه‌های حفاری، بررسی دقیق سنگ‌نگاری توده‌های آذرین درونی به‌ویژه توده آذرین درونی مسئول کانه‌زایی کانسار سریدون انجام شود و نیز با ارائه زمین‌شیمی اکسیدهای اصلی، عنصرهای فرعی و کمیاب جایگاه زمین‌ساختی، خاستگاه و تأثیر آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده توده‌های آذرین درونی در منطقه سریدون با تأکیدی ویژه بر توده آذرین درونی سریدون پورفیری بررسی شود.

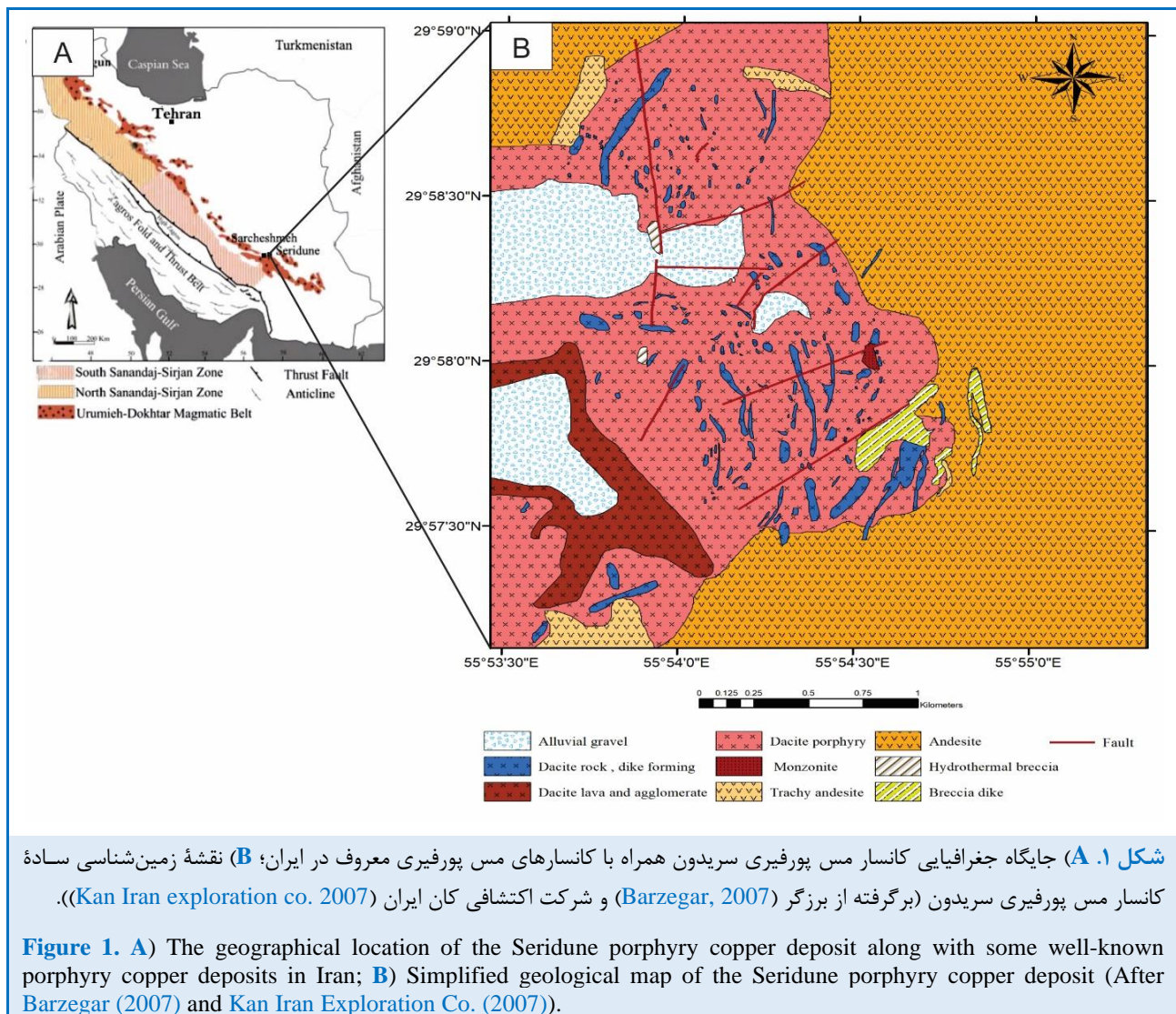
پیشینه پژوهش

در ارتباط با پیشینه پژوهش در منطقه سریدون باید گفت نخستین بار بازین و هوبنر (Bazin and Hübner, 1969) در کتاب کانسارهای مس ایران از کانی‌سازی مس در این منطقه یاد کردند. بر پایه گزارش‌های سازمان زمین‌شناسی، بازین و هوبنر نوع واحدهای سنگی کانسار سریدون را آتشفشانی-آذرآوری به‌همراه توده‌های آذرین درونی معرفی کرده‌اند. سپس اولین بررسی‌های اکتشافی با نمونه‌برداری از نهشته‌های آبراهه‌ای در سال ۱۹۷۰ روی کانسار مس سریدون انجام گرفت و ناهنجاری‌هایی از مس و مولیبدن در منطقه سریدون آشکار شد و پس از آن زمان حفاری‌های فراوانی روی این کانسار انجام شد. به‌دنبال آن، کارشناسان یوگسلاو با سرپرستی دیمیتریویچ در سال (Dimitrijevic, 1973) در ناحیه‌ای به بزرگی ۴۰۰ در ۸۰۰ مترمربع، نقشه زمین‌شناسی تهیه کردند. این بررسی‌ها مربوط به پروژه اکتشافی کمر بند کرمان بود و بخش بزرگی از کمر بند مس پورفیری کرمان را دربر می‌گرفت. بر پایه بررسی‌هایی که شرکت «مهندسیین مشاوران کان ایران» در سال ۲۰۰۷ انجام داد منطقه سریدون واحدهای آتشفشانی و گاه آذرآوری‌ها همراه با توده‌هایی در حد داسیت پورفیری است. در سال ۱۹۷۸ تعداد سه حلقه گمانه حفاری توسط شرکت آناکاندا حفاری شد که وضعیت دگرسانی و کانه‌زایی منطقه در سطح بسیار ضعیف شناسایی شد. در سال‌های ۱۳۸۴ و ۱۳۸۵ ادامه عملیات اکتشافی کانسار برای بررسی دقیق وضعیت کانه‌زایی در منطقه، توسط شرکت ملی مس ایران انجام شد. از این رو هنگام عملیات اکتشافی جدید داده‌های کل گمانه‌ها، دگرسانی دیده‌شده در منطقه و بررسی‌های زمین‌فیزیکی، پیشنهاد حفاری‌های

اکتشافی در بخش‌های شمالی و جنوبی منطقه سریدون را مطرح کرد. بررسی‌های سنگ‌نگاری توسط شرکت ملی مس ایران در سال ۱۳۸۶ ضمن تأیید یافته‌های پیشین به تزریق دایک‌های داسیتی همراه با سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین درونی درون سنگ‌های ولکانیک و ولکانوکلاستیک نیز اشاره کرد. در سال‌های اخیر کانسار سریدون از دیدگاه‌های گوناگون زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری، دگرسانی و سنجش از دور توسط پژوهشگران بسیاری (Barzegar, 2007; Kazemi, Mehrnia et al., 2010; Shahriari, 2014; Abedi, 2013, 2017) بررسی شده است. گفتنی است در این میان، بررسی‌های سنگ‌نگاری تنها توسط برزگر (Barzegar, 2007) روی نمونه‌های سطحی منطقه سریدون انجام شده است. در بررسی‌های ایشان منطقه سریدون دربردارنده توده و دایک‌های آذرین درونی است که درون سنگ‌های آتشفشانی تزریق شده‌اند. گفتنی است همه بررسی‌های پیشین انجام شده در منطقه سریدون در حد معرفی سنگ‌نگاری منطقه انجام شده است و تا کنون به مبحث سنگ‌زایی منطقه پرداخته نشده است. سرانجام در سال‌های ۱۳۹۸ تا ۱۴۰۲ شرکت ملی مس ایران با همکاری شرکت پارس اولنگ، شمار ۹۰ گمانه با ژرفای ۱۴۰۰-۷۰۰ متر را در بخش شمالی کانسار مس سریدون حفاری کردند. حفاری‌ها و فعالیت‌های پژوهشی انجام شده نشان داده است کانه‌زایی منطقه سریدون در ژرفای چشمگیر است. به‌همین‌روی، بررسی بیشتر این کانسار در سال‌های اخیر مورد نظر شرکت ملی مس ایران قرار گرفته است. اکنون نیز حفاری در بخش‌های شمالی کانسار سریدون به‌دست شرکت پارس اولنگ و در بخش‌های جنوبی به‌دست شرکت کان ایران در حال انجام است.

زمین‌شناسی منطقه

کانسار مس سریدون در بخش جنوب‌خاوری کمان ماگمایی ارومیه-دختر، در ۱۶۰ کیلومتری جنوب‌باختری کرمان و ۵۰ کیلومتری جنوب رفسنجان در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پاریز (Dimitrijevic, 1973) جای گرفته است. در شکل ۱، جایگاه جغرافیایی کانسار سریدون در نقشه تهیه‌شده برزگر (Barzegar, 2007) و شرکت اکتشافی کان ایران (Kan Iran exploration co. 2007) آورده شده است.



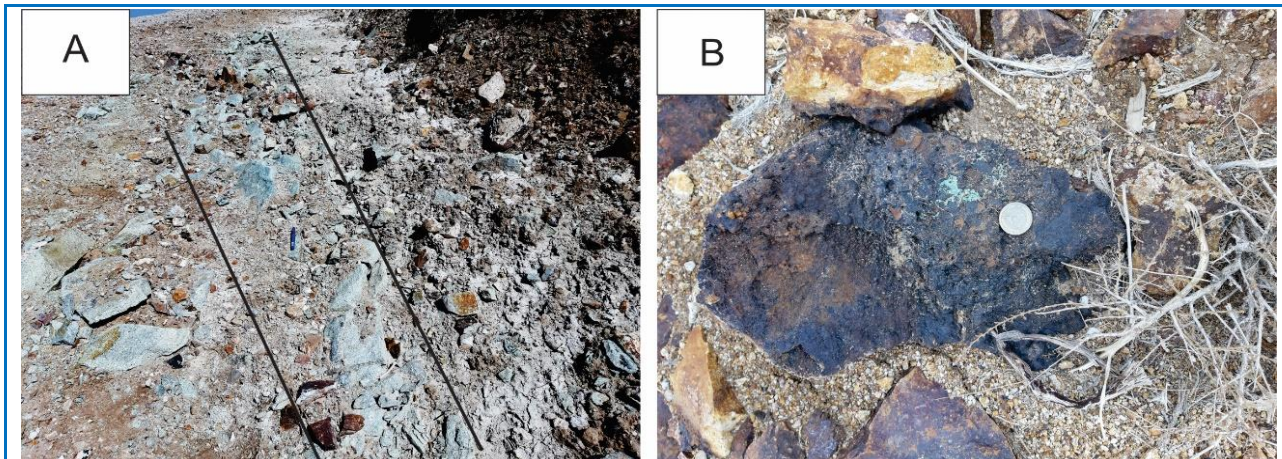
شکل ۱. A) جایگاه جغرافیایی کانسار مس پورفیری سریدون همراه با کانسارهای مس پورفیری معروف در ایران؛ B) نقشه زمین‌شناسی ساده کانسار مس پورفیری سریدون (برگرفته از برزگر (Barzegar, 2007) و شرکت اکتشافی کان ایران (Kan Iran exploration co. 2007)).

منطقه ساختاری خطی و موازی با روند N-S نسبت به یکدیگر نشان می‌دهند. از آنجایی که بیشتر منطقه با خاک و واریزه‌های سنگی پوشیده شده است، شناسایی و ارزیابی رفتار سطحی دایک‌های ناحیه سریدون به‌ویژه در بخش‌های جنوبی دشوار است (شکل ۲-A). بیشتر دایک‌ها ترکیب داسیت و گرانودیوریت دارند. از آنجایی که ترکیب شیمیایی دایک‌ها به توده آذرین درونی سریدون پورفیری بسیار نزدیک است و با توجه به بازدیدهای میدانی، چه‌بسا از لحاظ سنی نیز فاصله کمی با هم دارند. از این رو، هنگام تزریق دایک‌ها، دمای منطقه شاید همچنان بالا بوده است. به همین روی، تأثیر چشمگیری بر سنگ‌های اطراف نگذاشته‌اند. افزون‌بر این، رخنمون‌هایی از جنس برش آتشفشانی در منطقه دیده شدند. حضور رگه‌های کالکوپیریت در نزدیکی برخی دایک‌ها و توده‌های آذرین درونی

کانسار سریدون از واحدهای آتشفشانی آندزیت و داسیت، توده‌های آذرین درونی گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و مونزونیت ساخته شده است. در منطقه سریدون ارتباط واحدهای مونزونیتی با دیگر واحدها به صورت تزریقی است. توده‌های آذرین درونی منطقه بیشتر درون سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن تزریق شده‌اند و همان‌گونه که پیش از این نیز گفته شد، این توده‌ها برونزد سطحی ندارند و تنها از راه گمانه‌های اکتشافی می‌توان به آنها دست یافت. در منطقه سریدون ساختار استوکورک بیشتر در گمانه‌های حفاری به‌ویژه در ژرفای بیشتر از ۴۰۰ متر دیده می‌شود. این ساختار بیشتر با دگرسانی پتاسیک همراهی می‌شود. همچنین، در این منطقه مجموعه‌ای از دایک‌ها با روند نزدیک به شمالی-جنوبی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند. بیشتر دایک‌های

دگرسانی شده‌اند. در منطقه سریدون دگرسانی پتاسیک نیز رخمون سطحی ندارد و تنها در گمانه‌های اکتشافی دیده می‌شود؛ اما دگرسانی‌های فلیک و آرژلیک گسترگی بالایی در سطح دارند. افزون‌بر دگرسانی‌های یادشده، دگرسانی‌های پروپلیتیک و سیلیسی شدن از دیگر دگرسانی‌های منطقه هستند.

گویای کانه‌زایی در منطقه است. دیدن کربنات‌های مس مانند آزوریت و مالاکیت و کانی‌های سولفیدی مس مانند پیریت و کالکوپیریت به‌ویژه در بخش‌های جنوبی منطقه شاید شاهدی بر کانه‌زایی مس در ناحیه سریدون باشد (شکل ۲-ب). گسترده‌گی فرایندهای دگرسانی در این منطقه به‌گونه‌ای است که همه واحدهای سنگی رخدادیافته، با شدت‌های متفاوت، دچار



شکل ۲. نمونه‌هایی از پدیده‌های صحرایی در منطقه کانسار پورفیری سریدون (A) نمایی از دایک تزریق شده در منطقه سریدون؛ (B) نمایی از حضور کربنات‌های مس در منطقه سریدون.

Figure 2. Examples of field phenomena in the Seridune porphyry deposit are A) Field view of injected dyke in the Seridune area; B) Field view of the presence of copper carbonates in the Seridune area.

زرآما فرستاده شدند. در این آزمایشگاه اندازه‌گیری مقدار عنصرهای اصلی به روش طیف‌سنجی نشر اتمی - پلاسمای جفت‌شده القایی با دستگاه ICP-OES مدل 735، ساخت کشور استرالیا با روش ذوب قلیایی^۱ انجام شد و عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب به روش طیف‌سنجی گرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) با دستگاه HP/Agilent مدل 4500، ساخت کشور آمریکا با روش انحلال چهار اسید^۲ شناسایی شدند. نتایج تجزیه شیمیایی ۱۴ نمونه سنگی برگزیده از توده‌های آذرین درونی کانسار سریدون در جدول ۱ آورده شده است. برای تجزیه و تحلیل داده‌ها، نرم‌افزارهای Igppt 2007 و GCDKit 3.2 به کار گرفته شدند.

¹ Lithium Borate Fusion

² Four-Acid Digestion method

روش انجام پژوهش

این پژوهش دربرگیرنده بررسی‌های میدانی، سنگ‌نگاری و زمین‌شناسی است. بازدیدهای میدانی دربردارنده شناخت پدیده‌های زمین‌شناسی مانند سنگ‌نگاری، دگرسانی، بررسی ساختارهای منطقه و نیز بررسی گمانه‌های حفاری هستند. برای بررسی زمین‌شناسی کانسار، ۳۰۰ نمونه از رخنمون‌ها و مغزه‌های حفاری برداشت شد. سپس انتخاب نمونه برای تهیه مقطع نازک با توجه به تنوع واحدهای سنگی، دگرسانی و پراکندگی مکانی نمونه‌ها انجام شد. پس از بررسی‌های میکروسکوپی، شمار ۱۴ نمونه از گمانه‌های حفاری که از کمترین میزان دگرسانی را داشتند برای انجام بررسی‌های زمین‌شیمیایی توده‌های آذرین درونی سریدون برگزیده شدند و برای شناسایی مقدار اکسیدهای اصلی و عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب به آزمایشگاه شرکت

جدول ۱. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (به درصدوزنی)، کمیاب و خاکی کمیاب (به ppm) در توده‌های آذرین درونی کانسار سریدون (GRD= گرانودیوریت، QMZ = کوآرتز مونزونیت، MZ = مونزونیت).

Table 1. Whole-rock major oxides (wt%) and trace and rare earth element (ppm) analyses of the Seridune deposit intrusive bodies (GRD= Granodiorite, QMZ= Quartz monzonite, MZ= Monzonite).

Sample No.	SE-1	SE-2	SE-3	SE-4	SE-5	SE-6	SE-7	SE-8	SE-9	SE-10
Rock type	QMZ	QMZ	QMZ	MZ	QMZ	QMZ	MZ	QMZ	GRD	QMZ
Group	Other intrusive bodies							Seridune porphyry intrusive body		
SiO ₂	58.9	61.4	58.2	55.4	59.9	57.1	54.3	61.4	62.1	60.6
TiO ₂	0.47	0.43	0.44	0.57	0.43	0.49	0.61	0.34	0.36	0.43
Al ₂ O ₃	16.1	17.5	16.1	16.8	16.7	16.1	16.5	15.1	14.5	14.7
Fe ₂ O ₃	4.3	2.5	3.6	3.9	2.6	2.1	3.7	1.5	2.6	1.9
MnO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.07	0.02
MgO	1.3	1.3	1.4	1.9	1.3	1.6	2.5	0.9	0.9	1.3
CaO	4.7	4.4	5.2	5.2	4.9	5.0	5.3	3.8	4.0	4.0
Na ₂ O	5.0	5.5	4.8	5.3	5.3	5.6	5.1	5.0	3.9	4.1
K ₂ O	2.1	2.3	2.3	2.0	2.2	2.4	2.4	3.2	2.6	3.9
P ₂ O ₅	0.25	0.17	0.22	0.27	0.14	0.19	0.31	0.16	0.11	0.12
LOI	4.3	2.8	3.9	4.2	3.7	5.1	5.5	4.8	4	3.4
Li	10	10	10	13	11	11	14	7	6	5
Be	1.6	1.4	1.4	1.3	1.4	1.3	1.4	1.1	1.3	1.1
Sc	7.1	6.2	6.5	7.6	6.2	6.7	8.6	4.8	4.9	5.3
V	98	72	83	113	84	101	123	58	64	63
Cr	16	12	13	25	15	20	27	11	19	12
Co	7	6	11	10	7	7	10	5	7	3
Ni	9	7	9	13	12	12	18	7	7	7
Cu	188	212	456	2124	486	2708	1009	2944	2125	2929
Zn	41	30	39	32	34	35	32	24	30	24
As	13	11.4	9.5	10.4	7.5	4.9	8.8	9.9	4.4	6.5
Rb	49	47	51	63	47	63	68	52	50	66
Sr	879	843	916	950	894	846	876	654	662	681
Y	6.7	5.6	6.6	6.4	5	5.1	6.5	4.4	4.7	4.5
Nb	5.6	4	5.1	5.2	4.7	4.3	5.3	3.8	4.2	5
Mo	2.1	67	54	10	17	697	150	66	7	3
Ag	0.2	<0.1	0.4	0.4	2.1	0.8	0.4	0.7	0.4	0.2
Cd	0.1	<0.1	0.4	<0.1	<0.1	0.2	0.4	<0.1	0.4	<0.1
In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn	1.9	1.3	1.7	1.7	1.4	1.8	2.1	1.6	1.6	2.6
Sb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cs	3	1.5	2.2	2.3	1.1	1.9	2.8	2	3.2	1.9
Ba	599	561	606	398	616	392	425	523	514	434
La	21	22	23	26	19	20	23	17	14	15
Ce	33	37	40	44	32	33	39	26	19	23
Pr	4.1	4.4	4.6	5.1	4.0	4.4	5.0	3.6	2.9	3.3
Nd	15.5	16.1	17.8	18.5	14.9	16.6	18.9	13.2	10.7	12.5
Sm	2.6	2.6	2.9	3.0	2.3	2.7	3.2	1.9	1.7	2.0
Eu	0.7	0.6	0.8	0.8	0.6	0.7	0.8	0.6	0.5	0.5
Gd	2.4	2.3	2.5	2.6	2.1	2.3	2.6	1.9	1.7	1.8
Tb	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2
Dy	1.5	1.3	1.6	1.5	1.3	1.4	1.8	1.2	1.1	1.2
Er	0.5	0.4	0.5	0.5	0.3	0.4	0.6	0.4	0.3	0.3
Tm	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	0.4	0.4	0.5	0.4	0.3	0.4	0.5	0.4	0.3	0.3
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Hf	1.5	1.5	1.6	1.4	1.5	1.4	1.4	1.5	1.4	1.5
Ta	0.4	0.1	0.2	0.4	0.2	0.3	0.4	0.3	<0.1	0.2
Tl	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
W	3.8	1.8	2.3	6.3	1.9	7.5	4.8	5.4	2.9	3.2
Bi	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.8	0.2	0.2	0.2	0.1
Th	4.3	4.3	3.9	4.5	4.1	3.8	4.3	4.1	3.3	3.9
U	0.9	1	0.9	1	0.9	1	1.1	0.9	1.1	0.5

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample No.	SE-11	SE-12	SE-13	SE-14
Rock type	GRD	GRD	GRD	GRD
Group	Seridune porphyry intrusive body			Other intrusive bodies
SiO ₂	62.7	62.7	59.2	58.5
TiO ₂	0.41	0.35	0.43	0.52
Al ₂ O ₃	15.4	15.2	14.4	15.9
Fe ₂ O ₃	2.0	2.2	2.5	3.8
MnO	0.04	0.02	0.08	0.02
MgO	1.4	1.2	1.9	1.6
CaO	3.2	3.5	4.2	5.0
Na ₂ O	4.2	4.7	4.5	4.3
K ₂ O	2.3	2.3	1.9	1.6
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.17	0.18
LOI	4.4	2.9	4.8	4.7
Li	9	8	10	9
Be	1.4	1.2	1.3	1.2
Sc	5.8	4.9	6.4	7
V	64	57	75	95
Cr	14	16	29	13
Co	5	7	5	9
Ni	7	5	11	7
Cu	2085	3531	3120	1802
Zn	53	35	141	30
As	9.6	6.8	5.7	7
Rb	57	43	47	45
Sr	553	661	753	857
Y	5.2	4.5	5.2	5.4
Nb	4.2	3.5	4.1	4.1
Mo	13	45	56	4
Ag	0.9	0.4	0.4	0.2
Cd	0.3	<0.1	0.1	0.2
In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn	4.3	1.2	1.4	1.4
Sb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cs	2.2	0.6	0.8	3.9
Ba	508	431	495	412
La	27	14	19	15
Ce	41	21	28	25
Pr	4.5	3.0	3.8	3.5
Nd	15.7	11.4	14	13.7
Sm	2.3	1.7	2.4	2.3
Eu	0.6	0.4	0.6	0.6
Gd	2.2	1.7	2.1	2.1
Tb	0.2	0.2	0.2	0.2
Dy	1.3	1.1	1.3	1.4
Er	0.4	0.3	0.4	0.4
Tm	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	0.4	0.3	0.4	0.4
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1
Hf	1.5	1.5	1.4	1.5
Ta	0.2	0.1	0.1	<0.1
Tl	0.5	0.2	0.3	0.3
W	8.1	4.1	5.7	2
Bi	0.2	<0.1	<0.1	<0.1
Th	5.2	3.5	3.2	2.3
U	0.9	0.8	1	0.7

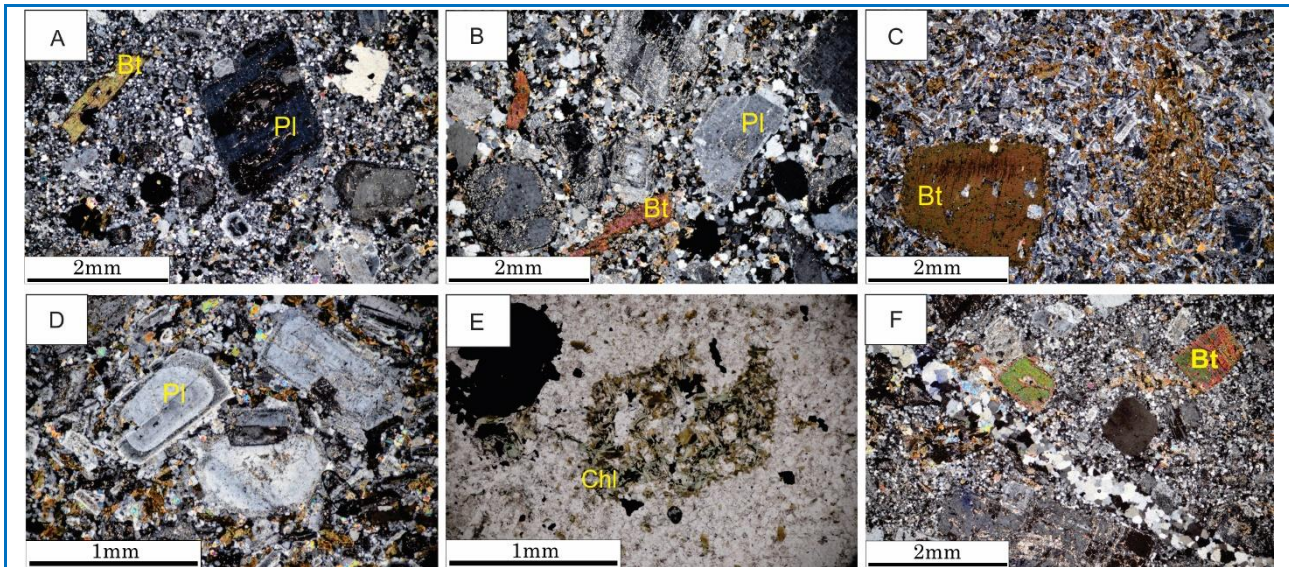
سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری نمونه‌های گمانه‌های حفاری، توده‌های آذرین درونی مختلف منطقه بازه ترکیبی گرانودیوریت تا کوارتزموزنونیت و موزونیت دارند. در این میان، توده آذرین درونی سریدون پورفیری که همان توده مسئول کانه‌زایی در منطقه است ترکیب گرانودیوریت پورفیری تا کوارتزموزنونیت پورفیری دارد. این توده آذرین درونی دربردارنده کانی‌های فنوکریست و میکروفنوکریست دربردارنده پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول، کانی‌های فرعی کدر، آپاتیت و زیرکن است. کانی‌های ثانویه پتاسیم‌فلدسپار ثانویه، بیوتیت ثانویه، کلریت، انیدریت، سربسیت و مقداری رس حاصل کارکرد سیال‌های گرمایی در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. در این سنگ‌ها بلورهای کوارتز (۱۰-۲۵ درصد حجمی، بیشینه اندازه ۱ میلی‌متر)، پلاژیوکلاز (۴۰-۵۰ درصد حجمی، بیشینه اندازه ۱ میلی‌متر)، پتاسیم‌فلدسپار (۱۵-۲۰ درصد حجمی، بیشینه اندازه ۱ میلی‌متر)، بیوتیت (۱۰-۲۰ درصد حجمی، بیشینه اندازه ۵.۵ میلی‌متر) و آمفیبول (۵-۱۵ درصد حجمی، اندازه ۲/۵ میلی‌متر) از سنگ را دربر گرفته‌اند. بافت شاخص در این سنگ‌ها پورفیریتیک با زمینه میکروگرانولار است (شکل ۳-۱). درشت‌بلورها در زمینه‌ای ریزبلور متشکل از پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز جای گرفته‌اند. از دیگر بافت‌های متداول در این سنگ‌ها می‌توان گلومروپورفیریتیک و غربالی را نام برد. برخی درشت‌بلورهای کوارتز خوردگی خلیجی دارند که می‌تواند به علت تغییر شرایط ترمودینامیکی و فشار بخار آب در زمان تبلور باشد (Chen and Zhang, 2008).

افزون بر توده آذرین درونی سریدون پورفیری، توده‌های

آذرین درونی دیگری با ترکیب سنگ‌نگاری گرانودیوریت، کوارتز موزونیت، موزونیت در کانسار سریدون دیده می‌شود. کانی‌های فنوکریست و میکروفنوکریست در این سنگ‌ها دربردارنده بلورهای پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول هستند. کانی‌های تیره، زیرکن، آپاتیت و تیتانیت کانی‌های فرعی در این واحدهای سنگی هستند. انیدریت، اپیدوت، کلسیت، کلریت، بیوتیت ثانویه و رس از کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۳-۲ و ۳-۳). در این سنگ‌ها بلورهای کوارتز (۲۵-۳۰ درصد حجمی، بیشینه اندازه ۱/۵ میلی‌متر)، پلاژیوکلاز (۴۰-۲۵ درصد حجمی، بیشینه اندازه ۴/۵ میلی‌متر)، پتاسیم‌فلدسپار (۱۲-۳۸ درصد حجمی، بیشینه اندازه ۱ میلی‌متر)، بیوتیت (۱۰-۲۰ درصد حجمی، بیشینه اندازه ۴ میلی‌متر) و آمفیبول (۵-۱۰ درصد حجمی، بیشینه اندازه ۲ میلی‌متر) از سنگ را دربر گرفته‌اند. این سنگ‌ها با بافت پورفیریتیک با زمینه میکروکریستالین و میکروولیتی شناخته می‌شوند. درشت‌بلورها در زمینه‌ای ریزبلور از پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز جای گرفته‌اند. بافت‌های غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز و پرتیت در بلورهای پتاسیم‌فلدسپار از بافت‌های متداول در این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند (شکل ۳-۴).

در نمونه‌های بررسی‌شده بلورهای بیوتیت و آمفیبول‌های ماگمایی نخستین با بلورهای بیوتیت ثانویه و کدر جایگزین شده‌اند. شدت دگرسانی در بلورهای آمفیبول تا اندازه‌ای است که کانی اولیه را نمی‌توان شناسایی کرد و تنها قالب آنها به‌جای مانده است. در برخی از موارد این کانی‌ها نیز توسط کلریت جایگزین شده‌اند (شکل ۳-۵). در این سنگ‌ها رگه‌هایی از کوارتز نیز دیده می‌شود (شکل ۳-۶).



شکل ۳. تصویرهای سنگ‌نگاری توده‌های آذرین درونی کانسار سریدون (A) بلورهای بیوتیت سنگ‌های گرانودیوریت سریدون پورفیری در کناره اپاسیته شده‌اند (XPL)؛ (B) بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های کوارتز مونزونیت به سریسیت دگرسان شده‌اند (XPL)؛ (C) دگرسانی پتاسیک توسعه بیوتیت ثانویه در سنگ‌های مونزونیت را به دنبال داشته است (XPL)؛ (D) میانبارهایی در بلورهای پلاژیوکلاز به ساخته شدن بافت غربالی سنگ‌های مونزونیتی انجامیده است (XPL)؛ (E) بلورهای بیوتیت ثانویه در سنگ‌های گرانودیوریت سریدون پورفیری با کلریت جایگزین شده‌اند (PPL)؛ (F) رگه‌هایی از کوارتز در سنگ‌های گرانودیوریت سریدون پورفیری (XPL).

Figure 3. Petrography images of the Seridune porphyry deposit intrusive bodies: **A)** Biotite crystals are opacified at the margin in granodiorite Seridune porphyry rocks (XPL); **B)** Plagioclase crystals have altered to sericite in quartz monzonite rocks (XPL); **C)** Potassic alteration has led to the development of secondary biotite in monzonite rock (XPL); **D)** The presence of inclusions in plagioclase crystals has led to the formation of a sieve texture in monzonitic rocks (XPL); **E)** Secondary biotite crystals are replaced by chlorite in granodiorite Seridune porphyry rocks (PPL); **F)** The presence of veins of quartz is evident in granodiorite Seridune porphyry rocks (XPL).

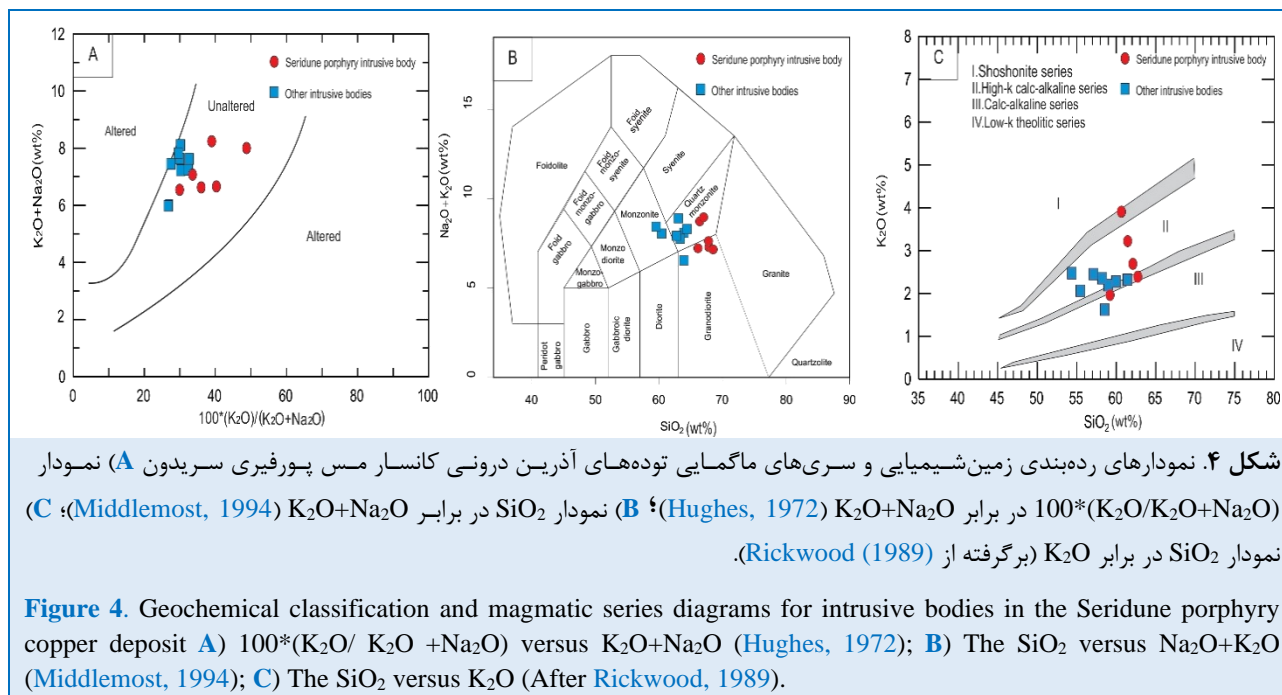
نام‌گذاری توده‌های آذرین درونی کانسار سریدون در نمودار اکسیدهای اصلی SiO_2 در برابر $K_2O + Na_2O$ انجام شد. در این نمودار، توده آذرین درونی سریدون پورفیری در گستره گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و توده‌های آذرین درونی دیگر در منطقه سریدون در گستره‌های گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و مونزونیت جای می‌گیرند (شکل ۴-B). با توجه به نمودار SiO_2 در برابر K_2O ، ماگمای سازنده توده‌های آذرین درونی کانسار سریدون سرشت کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا بوده است (شکل ۴-C) که این ویژگی‌ها با گروه گرانودیوریت‌های با بافت پورفیری K-فلدسپار (KCG) که باربارین (Barbarin, 1999) توصیف کرده است، سازگار است. گرانیوتیویدهای کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا شاخص فرایندهای پهنه فرورانش هستند (Pitcher, 1987; Barbarin, 1999; Bergemann et al., 2014).

زمین‌شیمی

با توجه به کانه‌زایی در منطقه سریدون، در آغاز بحث زمین‌شیمی تلاش شد وضعیت دگرسانی نمونه‌ها روشن شود تا از مورد اعتماد بودن تجزیه‌های شیمیایی اطمینان حاصل شود. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه‌های شیمیایی نشان می‌دهند بیشینه میزان LOI نمونه‌ها ۵/۵ درصدوزنی است. هرچند این میزان LOI کمی بالاست؛ اما نمودار شکل ۴-A نشان می‌دهد همه نمونه‌های منطقه سریدون در گستره نادگرسان جای می‌گیرند. نمونه‌های تجزیه‌شده، همگی از مغزه‌های پهنه پتاسیک برگزیده شده‌اند و از آنجایی که در دگرسانی پتاسیک، میزان افزودگی-کاهیدگی کمترین اندازه است، می‌توان گفت کاربرد ترکیب شیمیایی نمونه‌ها برای تفسیرهای زمین‌شیمیایی و سنگ‌زایی کاربرد دارد؛ هر چند در تفسیر نمودارها بیشتر به نمونه‌های با LOI کمتر توجه شده است.

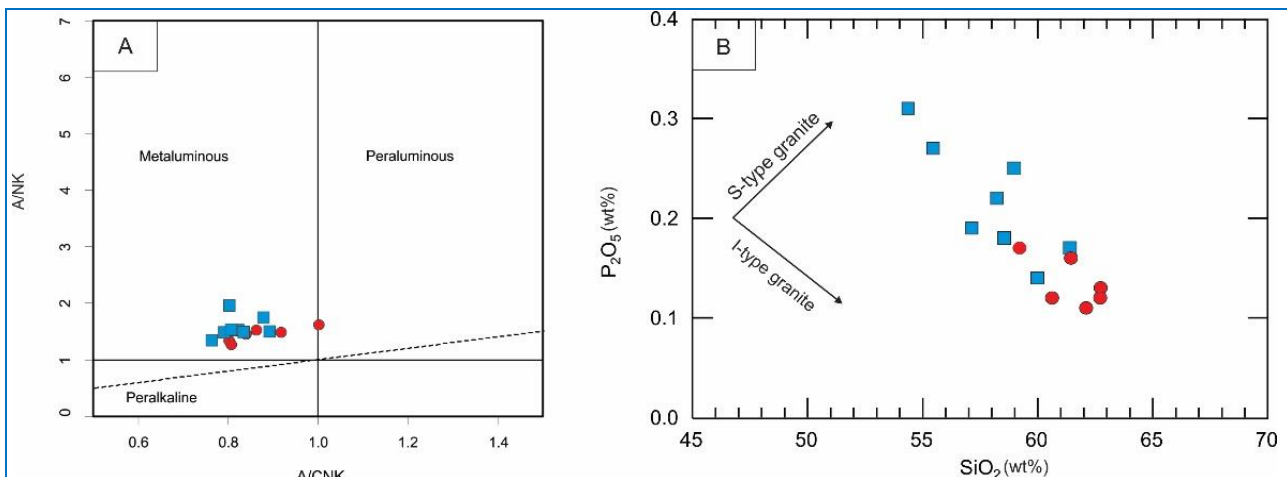
سریدون پورفیری سرشت متآلومینوس با گرایش محدود به پراآلومینوس دارد و دیگر توده‌های آذرین درونی در منطقه سریدون سرشت متآلومینوس دارند.

برای شناسایی درجه غنی‌شدگی آلومین در نمونه‌های منطقه سریدون، نمودار A/CNK در برابر A/NK به کار برده شد (شکل ۵-۸). بر پایه نمودار رسم‌شده توده آذرین درونی



هستند (Chappell, 1999; Li et al., 2024). از دیدگاه سنگ‌نگاری، نبود کانی‌های شاخص سرشار از آلومینیم (مانند: مسکوویت اولیه، گارنت و کردیریت) در توده آذرین درونی منطقه سریدون نشان می‌دهد هیچ‌کدام از آنها ویژگی‌های گرانیته‌های گروه S را نشان نمی‌دهند. حضور هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های منطقه سریدون شواهد سنگ‌شناسی قانع‌کننده‌ای برای اثبات گروه I بودن آنها ارائه می‌کند (Miller, 1985; Clemens et al., 2011; Chappell and White, 2001; Qi et al., 2023).

همبستگی میان دو اکسید اصلی SiO_2 و P_2O_5 نقش مهمی در شناسایی نوع ماگمای اصلی دارد (Qi et al., 2023). بر پایه نمودار نسبت SiO_2 در برابر P_2O_5 (شکل ۵-۸) نمونه‌های منطقه سریدون روند کاهشی را نشان می‌دهند و این نشان‌دهنده گروه I این نمونه‌هاست (Chappell and White, 1992; Wolf and Wyllie, 1994; Chappell, 1999; Wu et al., 2003; Qi et al., 2023). از دیدگاه زمین‌شیمیایی نیز توده‌های آذرین درونی منطقه سریدون با سرشت متآلومینوس تا گرایش محدود پراآلومینوس نشان‌دهنده گرانیته‌های نوع I



شکل ۵. ترکیب توده‌های آذرین درونی کانسار مس پورفیری سریدون در (A) نمودار A/CNK versus A/NK (Shand, 1943)؛ (B) نمودار SiO₂ در برابر P₂O₅ (برگرفته از (Chappell, 1999)).

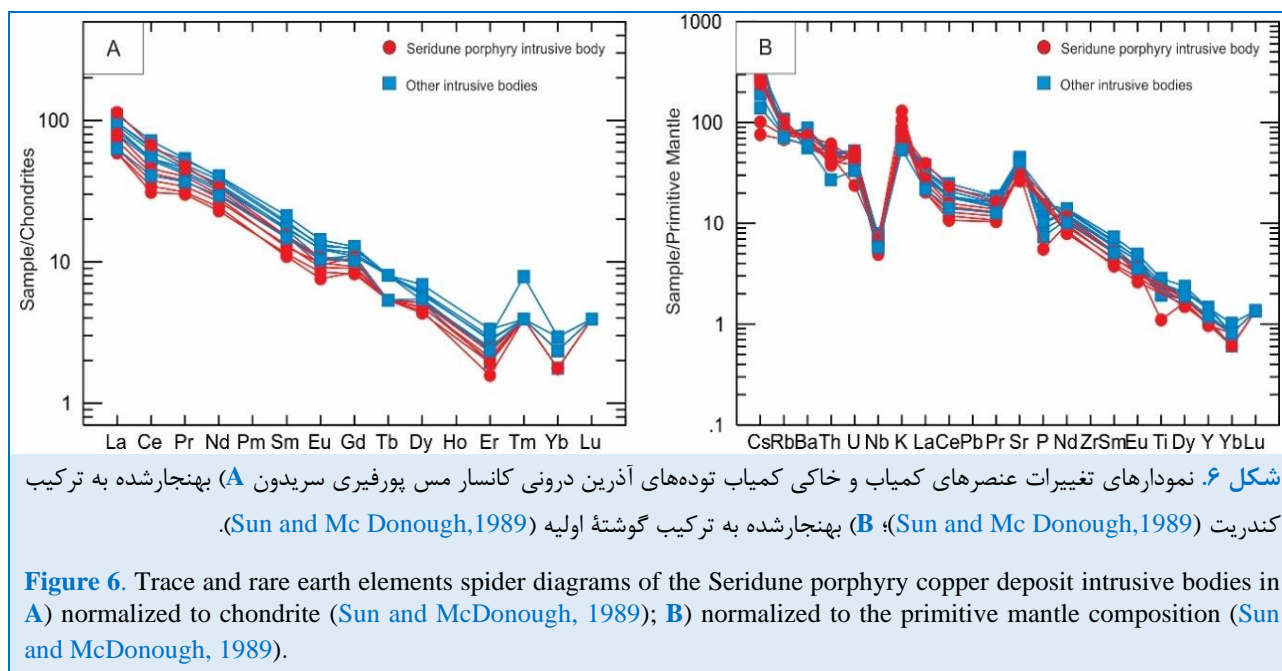
Figure 5. Composition of intrusive bodies in the Seridune porphyry copper deposit on **A)** A/CNK versus A/NK diagram (Shand, 1943); **B)** SiO₂ versus P₂O₅ diagram (After Chappell, 1999).

قابل چشمپوشی Eu و آنومالی منفی عنصرهای Er و Yb و آنومالی مثبت Tm به روشنی دیده می‌شود. غنی‌شدگی عنصر Tm نمونه‌های منطقه سریدون می‌تواند نشان‌دهنده تغییر در نوسان Tm در شرایط اکسایش باشد (Tanaka et al., 1979). تهی‌شدگی در عنصرهای Y و Yb به تبلوربخشی هورنبلند، آپاتیت، ایلمنیت و/یا گارنت در طول تکامل ماگما پیوند داده می‌شود (Guo et al., 2009) که این مسئله با مطالعات سنگ‌شناسی انجام‌شده در توده‌های آذرین درونی سریدون و به‌طور ویژه حضور کانی‌های هورنبلند و آپاتیت در نمونه‌ها همخوانی دارد. هائو و همکاران (Hao et al., 2024) نیز کاهش میزان Y در نمونه‌های با کانه‌زایی مس را به جدایش طولانی مدت ماگما و جدایش هورنبلند در سیستم‌های همگرا منتسب می‌دانند. بر پایه الگوهای رسم‌شده عنصرهای کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989؛ شکل ۶-B)، توده‌های آذرین درونی منطقه سریدون همگی غنی‌شدگی عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (LILEs؛ به‌عنوان نمونه، Ba و Rb)، آنومالی منفی عنصرهای با قدرت میدان بالا (HFSEs؛ برای نمونه Nb، P، Ti) و ناهنجاری‌های مثبت Sr دارند که از ویژگی‌های گرانیوتوئیدهای وابسته به کمان آتشفشانی در پهنه‌های فرورانش به‌شمار می‌روند (Wilson, 1989). با وجود این، آرایش پوسته‌ای هم می‌تواند این

رفتار عنصرهای کمیاب در سیستم‌های ماگمایی می‌تواند اطلاعات بسیار ارزشمندی درباره خاستگاه سنگ‌ها و فرایندهایی که در طول تکامل سپری کرده‌اند ارائه دهد (Belousova et al., 2010; Béguélin et al., 2019; Rollinson, 2021). نمودارهای بهنجار شده REE گویای درجه جدایش هستند و بینشی درباره غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی سنگ‌های منطقه سریدون در مقایسه با استانداردهایی مانند ترکیب کندریت، مورب و گوشته اولیه و غیره ارائه می‌دهند (Sun and Mc Donough, 1989; Barrat et al., 2012; Bedard, 2014; Abbasov, 2023). تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب نمونه‌های آذرین درونی منطقه سریدون در نمودار بهنجار شده به ترکیب کندریت (Sun and Mc Donough, 1989) در شکل ۶-۲ نشان شده است. الگوی همانند و یکنواخت تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب در سنگ‌های منطقه سریدون نشان‌دهنده ساز و کار پیدایش و خاستگاه همانند آنهاست. در این نمودار غنی‌شدگی آشکار در عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) در مقایسه با عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) دیده می‌شود که این غنی‌شدگی در عنصرهای LREE به‌معنای کارکرد تبلوربخشی در نمونه‌های منطقه سریدون است (Rollinson et al., 2021). این الگو همانند الگوی فرورانش در کرانه فعال قاره است. در نمودار رسم‌شده نمونه‌های منطقه سریدون آنومالی

ویژگی‌ها را افزایش دهد (Rollinson, 1993). ناهنجاری منفی Y، Nb و Ta در توده‌های گرانیتوئیدی نشان‌دهنده پیدایش ماگما در یک محیط وابسته به فرورانش است (Mohamed and Hassanen, 1997; Li et al., 2019;) (Zhong et al., 2021a; Zhong et al. 2021b). افزون‌بر آن، کاهش Nb و Ta می‌تواند نشان‌دهنده برخاستن ماگما از پوسته و یا آلودگی شدید با مواد پوسته‌ای باشد (Hao et al., 2023). شاید ناحیه خاستگاه ماگمای سازنده توده آذرین درونی سریدون پورفیری در یک محیط فرورانشی با مواد پوسته‌ای آلوده شده است (Fitton et al., 1991). غنی‌شدگی در عنصر به‌شدت ناسازگار Rb احتمالاً نشان‌دهنده جدایش شدید در طول صعود ماگماست (Hao

et al., 2023). این توده‌ها در پلاژیوکلازها و پتاسیم در پتاسیم‌فلدسپارها مانند ارتوکلاز می‌شوند (Norman et al., 2005, Sun et al., 2022). این موضوع نشان می‌دهد غنی‌شدگی Sr و Ba شاید به جدایش پلاژیوکلازها و پتاسیم‌فلدسپارها وابسته باشد. با توجه به بررسی‌های سنگ‌نگاری ناهنجاری‌های منفی Eu را می‌توان نادیده گرفت و می‌تواند نشان‌دهنده شرایط اکسایش ماگما هنگام تبلور بخشی باشد؛ اما کاهش چشمگیر Nb، Ti و P در نمونه‌های منطقه سریدون، می‌تواند در چارچوب تبلور آمفیبول توجیه شود (Yang et al., 2008; Yang et al., 2012; Ji et al., 2009; Hou et al., 2012).



شکل ۶. نمودارهای تغییرات عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب توده‌های آذرین درونی کانسار مس پورفیری سریدون (A) بهنجار شده به ترکیب کندریت (Sun and Mc Donough, 1989)؛ (B) بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989).

Figure 6. Trace and rare earth elements spider diagrams of the Seridune porphyry copper deposit intrusive bodies in (A) normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989); (B) normalized to the primitive mantle composition (Sun and McDonough, 1989).

نمونه‌های منطقه سریدون با سرشت متآلومینوس فلدسپار با همراهی هورنبلند متبلور می‌شود. حضور کانی‌های فرومنیزین مانند هورنبلند و بیوتیت، کانی‌های فرعی آپاتیت و زیرکن و کانی‌های کدر و نبود کانی‌های غنی از Al مانند کردیریت، کروندوم و توپاز در این سنگ‌ها موید سرشت متآلومینوس سنگ‌های منطقه سریدون است و گرایش ضعیف به سرشت پراآلومینوس آنها می‌تواند به میزان آب در ناحیه ذوب (Waight, et al., 1998) و یا تبلور هورنبلند در هنگام تبلور بخشی (Zen, 1986) بستگی داشته باشد. افزون‌بر آن، سرشت متآلومینوس تا گرایش

سنگ‌زایی

توده آذرین درونی سریدون پورفیری سرشت متآلومینوس و گرایش محدود به پراآلومینوس دارد و توده‌های آذرین درونی دیگر در منطقه سریدون سرشت متآلومینوس نشان می‌دهند. باور بر این است که در سنگ‌های با سرشت متآلومینوس، Al در پیدایش فلدسپارها مصرف می‌شود و کلسیم اضافی در پیدایش فازهای بلوری کلسیم‌دار، مانند اوژیت و هورنبلند به کار می‌رود (Frost et al. 2001; Okunola et al. 2023).

است، چه در زمان فرورانش و یا برخورد دیده می‌شوند. رده‌بندی ژنتیکی گرانیتوئیدها بر پایه میزان مشارکت پوسته، گوشته یا اجزای مختلط درگیر هنگام سنگ‌زایی آنها است (Altherr et al., 2000; Chen et al., 2002,) و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی (Kaygusuz et al., 2014). برای شناسایی منبع ماگما اهمیت بسیاری دارد (Sylvester, 1998; Chappell and White, 1992). بر پایه نمودارهای عنکبوتی، توده‌های آذرین درونی منطقه سریدون با ترکیب سنگ‌نگاری گرانودیوریت، کوارتزموزنونیت و مونزونیت از عنصرهای LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عنصرهای LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE با آنومالی منفی Nb، Hf، Zr و Ti به‌همراه کانی‌های آبداری مانند بیوتیت و آمفیبول نشان‌دهنده ماگماهای فوران‌یافته در محیط فرورانشی و ماگماتیسیم وابسته به کمان است (Wilson, 1989; Ringwood, 1990; Xiaoming et al., 2007). تهنی‌شدگی از عنصرهای HFSE اگرچه شاید تا اندازه‌ای پیامد آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای تهنی از این عنصرها در هنگام صعود و جایگزینی آن در پهنه‌های فرورانش و پس از آن باشد، اما بسیاری از پژوهشگران (Ionov and Hofman, 1995; Ayers, 1997; Stalder et al., 1998)، نامحلول بودن این عنصرها در فاز سیال آبگین دگرنهادکننده گوشته و به‌جای ماندن آنها در فازهای پسمانده دیرگداز درون تیغه اقیانوسی فرورونده (مانند روتیل، ایلمنیت، آمفیبول تیتانیم‌دار، اسفن، آپاتیت و زیرکن) را عامل اصلی این امر می‌دانند. تحرک و حلالیت بالای عنصرهای LILE در این سیال‌ها و انتقال آنها از تیغه اقیانوسی فرورونده به درون گوه گوشته‌ای محل خاستگاه ماگما و همچنین، نامحلول و نامتحرک بودن عنصرهای HFSE در این رخداد، نقش مهمی در پراکندگی این عنصرها در سنگ‌های ماگمایی پهنه‌های کمانی دارد. آنومالی منفی عنصر Nb که ویژگی سنگ‌های قاره‌ای است می‌تواند نشان‌دهنده مشارکت پوسته قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). ماکادو و همکاران (Machado et al., 2005)، تهنی‌شدگی Nb در قیاس با

ضعیف به پرآلومینوس این واحدهای سنگی می‌تواند بازتابی از آلودگی ماگمای مادر با بخش‌های میانی تا بالای پوسته قاره‌ای باشد (Ayoola, 2022).

گرانیتوئیدهای کالک‌آلکانل نوع I با پتاسیم بالا بیشتر در دو محیط زمین‌ساختی پدید می‌آیند (Tang et al., 2022): (۱) محیط‌های کرانه فعال قاره‌ای همانند نوع آندی. در این شرایط گمان می‌رود تیغه اقیانوسی در حال فرورانش، دچار آزدایی شده و آب آزاد شده گوه گوشته‌ای را دگرنهاد و دچار ذوب‌بخشی کرده است و ماگمای مادر را پدید آورده است؛ (۲) محیط‌های پس از برخورد همانند کمر بند کوه‌زایی کالدونین. در این شرایط ماگمای مادر از افزایش ستبرای پوسته در هنگام برخورد و به‌دنبال آن، کاهش فشار پس از برخورد ریشه می‌گیرد (Roberts and Clemens, 1993; Tang et al., 2022).

از آنجایی که نمودارهای پیشنهادی برای محیط زمین‌ساختی احتمالی هستند، نمی‌توانند تأیید قاطعی بر یک محیط خاص زمین‌ساختی باشند. غلظت عنصرهای سازنده یک ماگما به غلظت عنصرها در ناحیه خاستگاه، میزان ذوب، فرایندهای تبلوربخشی و تأثیر آرایش پوسته‌ای بستگی دارد. عنصرهای کمیاب نامتحرک در مقایسه با عنصرهای دیگر، سرشت ماگمای اولیه را بهتر آشکار می‌سازند؛ زیرا در شرایط گرمایی، هوازگی و بالاتر از درجات دگرگونی میانگین، کمابیش پایدار خواهند بود و غلظت‌های کم آنها نیز با روش‌های تجزیه کمابیش ساده با دقت بالا اندازه‌گیری می‌شوند (Rollinson, 1986). در شناسایی محیط زمین‌ساختی منطقه سریدون نمودار Yb در برابر Ta به کار برده شد (شکل A-۷). توده آذرین درونی منطقه سریدون به خوبی ویژگی‌های محیط‌های وابسته به کمان آتشفشانی را نشان می‌دهد.

گرانیتوئیدها کمابیش در هر محیط زمین‌ساختی زمین‌شناسی قاره‌ای یافت می‌شوند. خاستگاه آنها در شناخت تکامل سنگ‌کره و فرایندهای ژئودینامیکی که در طول تاریخ زمین روی می‌دهند بسیار مهم است. گرانیتوئیدها با حجم چشمگیری در مناطقی که پوسته قاره‌ای به علت رژیم زمین‌ساختی همگرا ضخیم شده

واکنش با پوسته قاره‌ای محتمل است. از آنجایی که سنگ کره قاره‌ای می‌تواند منبع بزرگی برای عنصرهای ناسازگار LILE باشد (Brooks et al., 1976; Carlson, 1984)، آرایش پوسته‌ای نیز با افزایش میزان عنصرهای ناسازگار (مانند: Rb و Ba, K) و کاهش Y, Ti, Zr و Nb همراه خواهد بود. به‌کارگیری نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb برای بررسی آرایش پوسته‌ای کارآمد است (Pearce and Peat, 1995). در این نمودار آرایه گشته‌ای با میانگین داده‌های N-MORB, E-MORB, OIB آشکار می‌شود. ماگماهای با مؤلفه فرورانش به‌سوی مقدار بالای نسبت Th/Yb و بیرون آرایه گشته‌ای جای می‌گیرند. نمونه‌های سریدون نیز در نمودار رسم‌شده در گستره بیرون از آرایه گشته‌ای و در راستای مقادیر بالای نسبت Th/Nb جای دارند (شکل ۷-۱). این روند زمین‌شیمیایی در توده‌های آذرین درونی سریدون به‌خوبی گویای ویژگی‌های ماگماهای وابسته به کمان و تأثیر غنی‌شدگی با پوسته قاره‌ای است (Pearce et al., 1984). مقدار بالای Th/Nb نیز نشان‌دهنده مشارکت بیشتر پوسته در ناحیه ذوب نسبت به محلول‌های برآمده از تیغه اقیانوسی فرورونده است.

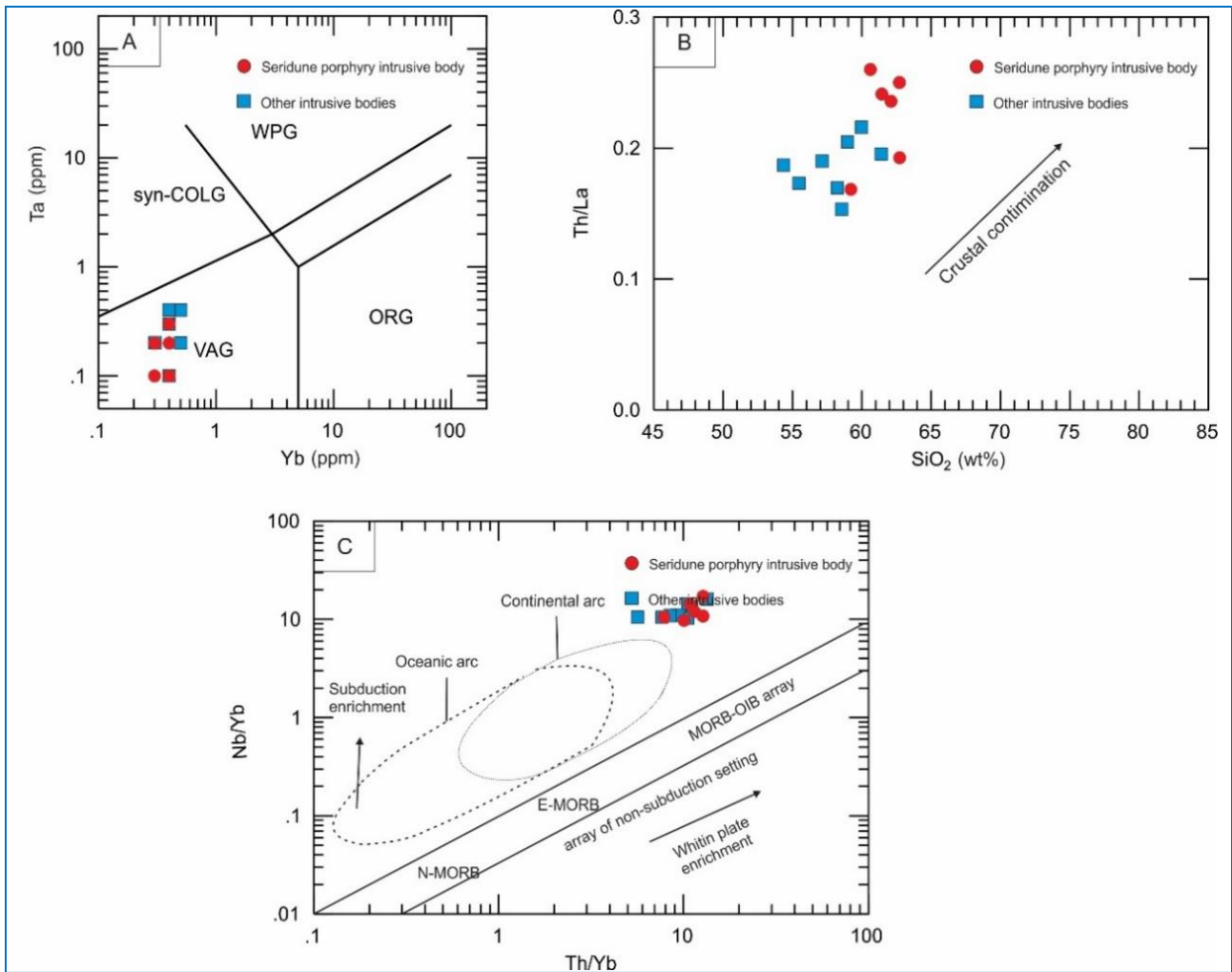
چندین الگو برای خاستگاه گرانیتوئیدها پیشنهاد شده است: تبلوربخشی از ماگمای برخاسته از گوشته (Chappell and White, 1974)، میگماتیزاسیون ماگمایی (Jahn et al., 2000)، ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته (Wu et al., 2000; Koepke et al., 2004) و خاستگاه‌گرفتن از یک نقطه داغ^۳ در پوسته ژرف (Annen et al., 2006; Solano et al., 2012). در این میان، به نظریه تبلوربخشی از ماگمای برخاسته از گوشته و نیز نظریه ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته، برای پیدایش سنگ‌های فلسیک پدیدآمده در پهنه‌های وابسته به فرورانش و کمان کرانه فعال قاره‌ای توجه ویژه‌ای شده است. در کمان کرانه فعال قاره‌ای، ماگمای برخاسته از پوسته اقیانوسی فرورونده ترکیب حد واسط دارد؛ اما ماگمای جداشده از گوه گشته‌ای ترکیب بازی دارد (Defant and Durmond, 1990; Peacock et al., 1994). ماگمای بازالتی برخاسته از گوشته به پوسته قاره‌ای سرد در بالای پهنه

عنصرهای LILE را پیامد دو فرایند (۱) افزوده‌شدن یک سیال سرشار از عنصرهای LILE و تهی از Nb به گوه گشته‌ای و یا (۲) تمرکز ترجیحی Nb در آمفیبول نسبت به دیگر فازها می‌دانند. با در نظر گرفتن فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی، این مسئله نشان می‌دهد توده‌های آذرین درونی منطقه سریدون باید در یک شرایط فرورانشی و وابسته به کمان پدید آمده باشند. هنگام فرورانش پوسته اقیانوسی، عنصرهای نامتحرک مانند Nb و Ti در صفحه فرورونده به‌جای مانده‌اند؛ اما عنصرهای متحرک Rb, K, Ba, Sr را فاز سیلیکاتی و یا سیال آبی از صفحه فرورونده جدا کرده و گوشته سنگ‌کره‌ای را از این عنصرهای متحرک غنی کرده است. از این رو، نمونه‌ها ویژگی‌های وابسته به کمان بودن مانند ناهنجاری منفی شدید Nb را نشان می‌دهند. همچنین، آلودگی ماگما با پوسته قاره‌ای هنگام صعود گدازه نیز به تقویت ویژگی‌های وابسته به کمان بودن این ماگماها کمک کرده است. این ویژگی‌ها در ماگماهای آرایش‌یافته با پوسته و همچنین، ماگماهای با خاستگاه پوسته‌ای و ماگماهای برخاسته از گوشته سنگ‌کره‌ای دگرنهادشده (توسط فرایندهای فرورانش پیشین) نیز دیده شده است (Turner et al., 1996; Pearce, 2008). گرانیت‌های گروه I کانی‌های اصلی هورنبلند و اسفن را دارند. ذوب‌بخشی گوه گشته‌ای و در پی آن سنگ‌های آذرین پوسته‌ای ژرف در پهنه‌های فرورانش و کرانه‌های فعال قاره‌ای موجب پیدایش این نوع از گرانیت‌ها می‌شود (Chappell and White, 2001). در حقیقت در کمربندهای کوهزایی این نوع گرانیت‌ها در پی برهم‌کنش ماگماهای مادر با پوسته قاره‌ای از راه فرایندهای آمیزش ماگمایی و یا آرایش و هضم با تبلوربخشی (AFC) پدید می‌آیند (Dilek et al., 2009). همچنین، اجزای پوسته سرشار از Th (۳/۵) بخش در میلیون) هستند (Taylor and McLennan, 1985). مقدار Th بالا (۳/۵ - ۵/۲) بخش در میلیون)، مگر در سه نمونه، در نمونه‌های منطقه سریدون نیز می‌تواند گویای اثرات آلودگی پوسته باشد (Kaygusuz et al., 2014). بر پایه نمودار SiO₂ در برابر Th/La (شکل ۷-۲) کارکرد فرایندهای پدیدآورنده مانند آرایش و هضم با تبلوربخشی ناشی از

³ hotspot

ماگمای حاصل از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای در این ناحیه رخ می‌دهد. سپس ماگمای پدیدآمده تحت‌تأثیر فرایند تبلور بخشی دامنه گسترده‌ای از سنگ‌های گرانیتوئیدی را پدید خواهد آورد.

فرورانش، مرز میان پوسته و گوشته نفوذ کرده است. در مرحله بعد این ماگمای مافیک باعث ذوب سنگ‌های پوسته زیرین می‌شود (Bacon and Drittt 1988; Grove and Donnelly-Nolan, 1986). آمیزش ماگمای بازیک با



شکل ۷. نمودارهای محیط تکتونو-ماگمایی و شناسایی آلودگی پوسته توده‌های آذرین درونی کانسار مس پورفیری سریدون (A) در برابر Ta (Pearce et al., 1984)؛ (B) نمودار SiO₂ در برابر Th/Nb برای شناسایی آلودگی پوسته (Chang et al., 2020)؛ (C) نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce and Peat, 1995) (SYN-COLG: Syn Collision Granite; WPG: Within Plate Granite; ORG: Oceanic Ridge Granite; VAG: Volcanic Arc Granite). گرانیت کمان آتشفشانی).

شاید ماگمای بازالتی برخاسته از گوه گوشته‌ای دگرنهاد (توسط سیال‌های جدا شده از پوسته اقیانوسی فرورونده) در مرز میان پوسته و گوشته گرمای لازم برای ذوب سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم کند. در مرحله بعد،

ماگمای پدیدآمده هنگام صعود شاید دچار فرایند آلایش شود و سنگ‌های فلسیک گرانیتوئیدی را بسازد (Guffanti et al., 1996). از این رو، در این شرایط نیز ماگمای بازالتی ریشه گرفته از گوشته دگرنهاد در پوسته زیرین انباشته

شاید ماگمای بازالتی برخاسته از گوه گوشته‌ای دگرنهاد (توسط سیال‌های جدا شده از پوسته اقیانوسی فرورونده) در مرز میان پوسته و گوشته گرمای لازم برای ذوب سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم کند. در مرحله بعد،

سریدون سرشت کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا دارند. سنگ‌های پورفیری سریدون از نوع گرانیتویدهای گروه I و از نظر درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم، سرشت متاآلومینوس هستند و گرایش محدودی به پرآلومینوس دارند. توده‌های آذرین درونی دیگر در منطقه سریدون سرشت متاآلومینوس نشان می‌دهند. گمان می‌رود محیط زمین‌ساختی کانسار سریدون گویای محیط وابسته به کمان در کرانه فعال قاره‌ای باشد که با توجه به پیشینه زمین‌شناسی منطقه در مقیاس ناحیه‌ای، زمین‌ساخت منطقه به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی وابسته باشد. پس پیشنهاد می‌شود ناحیه خاستگاه توده‌های آذرین درونی کانسار سریدون، یک محیط وابسته به فرورانش بوده است. در این ناحیه ماگمای بازیک پدیدآمده در پی ذوب گوه گوشت‌های دگرنهاده در پهنه فرورانش در پی صعود، به بخش‌هایی قاعده‌ای پوسته زیرین نفوذ کرده و در این بخش انباشته شده است. با توجه غنی‌شدگی نمونه‌های منطقه سریدون در عنصرهای ناسازگار K، Th، Rb، La، Ce و Nd، و آنومالی منفی Ti، P، Nb و Eu، توده‌های آذرین درونی سریدون با گدازه‌های برخاسته از پوسته زیرین سازگار است (Searle and Fryer 1986; Harris et al. 1986; Chappell and White 1992). چه‌بسا در منطقه سریدون ماگمای بازیک برخاسته از گوشته باعث ذوب‌بخشی سنگ‌های متابازیک پوسته زیرین شده است و این امر شرایط گسترش ماگمای فلسیک در این منطقه را فراهم کرده است. پس توده‌های آذرین درونی سریدون در یک محیط وابسته به فرورانش و در پی ذوب‌بخشی پوسته زیرین پدید آمده‌اند. در پایان، ماگمای حاصل از ذوب بخش‌های زیرین پوسته با صعود به بخش‌های کم‌ژرفاتر، تحت‌تأثیر آرایش با پوسته بالایی قرار گرفته است.

سپاس‌گزاری

این پژوهش با حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی دانشگاه شهید باهنر کرمان و شرکت ملی صنایع مس ایران انجام شده است. از این‌رو، نگارندگان نهایت سپاس خود را از سازمان‌های مربوطه اعلام می‌کنند. همچنین، نگارندگان از سردبیر گرامی و همچنین، داوران گرامی مجله پتروولوژی که با راهنمایی‌های ارزنده خود باعث بهبود کیفیت مقاله شدند سپاس‌گزاری می‌کنند.

شده است و ذوب چنین خاستگاهی می‌تواند ماگماهایی با ویژگی‌های ماگماهای پهنه‌های فرورانشی را پدید بیاورد (Richards and Kerrich, 2007; Richards, 2009). محیط زمین‌ساختی پیدایش توده‌های آذرین درونی کانسار سریدون نشان از یک محیط وابسته به کمان آتشفشان در کرانه‌ی فعال قاره‌ای دارد و گمان می‌رود در پیوند با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی در زمان ترشیری باشد. شاید در ناحیه سریدون ماگمای بازیک پدیدآمده در پی ذوب گوه گوشته‌ای دگرنهاده در پهنه فرورانش در پی صعود، به بخش‌هایی قاعده‌ای پوسته زیرین نفوذ کرده و در این بخش انباشته شده است. با توجه غنی‌شدگی نمونه‌های منطقه سریدون در عنصرهای ناسازگار K، Th، Rb، La، Ce و Nd، و آنومالی منفی Ti، P، Nb و Eu، توده‌های آذرین درونی سریدون با گدازه‌های برخاسته از پوسته زیرین سازگار است (Searle and Fryer 1986; Harris et al. 1986; Chappell and White 1992). چه‌بسا در منطقه سریدون ماگمای بازیک برخاسته از گوشته باعث ذوب‌بخشی سنگ‌های متابازیک پوسته زیرین شده است و این امر شرایط گسترش ماگمای فلسیک در این منطقه را فراهم کرده است. پس توده‌های آذرین درونی سریدون در یک محیط وابسته به فرورانش و در پی ذوب‌بخشی پوسته زیرین پدید آمده‌اند. در پایان، ماگمای حاصل از ذوب بخش‌های زیرین پوسته با صعود به بخش‌های کم‌ژرفاتر، تحت‌تأثیر آرایش با پوسته بالایی قرار گرفته است.

برداشت

کانسار سریدون پورفیری دربردارنده توده‌های آذرین درونی با دامنه ترکیبی گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و مونزونیت است. توده سریدون پورفیری که مسئول کانه‌زایی در منطقه است ترکیب گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت دارد. با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی ماگمای سازنده توده‌های آذرین درونی کانسار

References

Abbasov, K. (2023) Geochemical characteristics of the Gadabay intrusion complex in the study of magma evolution and tectonic pattern of the region (Lesser caucasus, Azerbaijan territory). ANAS

- transactions, *Earth Sciences*, 1, 70-80. <https://doi.org/10.33677/ggianas20230100095>
- Abedi, M., Torabi, S., and Norouzi, G. (2013) Application of fuzzy AHP method to integrate geophysical data in a prospect scale, a case study: Seridune copper deposit. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 54(2), 145-164. <https://doi.org/10.4430/bgta0085>
- Abedi, M., Kashani, S.B.M., Norouzi, G.-H., and Yousefi, M. (2017) A deposit scale mineral prospectivity analysis: A comparison of various knowledge-driven approaches for porphyry copper targeting in Seridune. *Iran. Journal of African Earth Sciences*, 128, 127-146. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.09.028>
- 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>
- Aghazadeh, M. (2016) Zircon Hf isotope of Iranian porphyry copper deposits: Constraints on the source of porphyry Cu magma. *Petrological Journal*, 7(28), 1-20 (in Persian). <https://doi.org/10.22108/ijp.2016.21226>
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., and Kreuzer, H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50(1-3), 51-73. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00052-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00052-3)
- Annen, C., Blundy, J., and Sparks, R. (2006) The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3), 505-539. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi084>
- 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>
- Ayers, J.C., Dittmer, S.K., and Layne, G.D. (1997) Partitioning of elements between peridotite and H₂O at 2.0–3.0 GPa and 900–1100 C, and application to models of subduction zone processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3-4), 381-398. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00096-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00096-4)
- Ayoola, O.R. (2022) An appraisal of the geochemistry and geotectonic settings of the pan african rocks around akure and are-ekiti and environments, Southwestern, Nigeria. *Chemical and Environmental Science Archives*, 2(4), 46-62. <https://doi.org/10.47587/CESA.2022.2404>
- Bacon, C.R., and Druitt, T.H. (1988) Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to mineralogy and petrology*, 98, 224-256. <https://doi.org/10.1007/BF00402114>
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3), 605-626. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1)
- Barrat, J., Zanda, B., Moynier, F., Bollinger, C., Liorzou, C., and Bayon, G. (2012) Geochemistry of CI chondrites: Major and trace elements, and Cu and Zn isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 83, 79-92. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.12.011>
- Barzegar, H. (2007) *Geology, petrology and geochemical characteristics of alteration zones within the Seridune prospect, Kerman, Iran Aachen, Techn. Hochsch., Diss.*
- Bazin, D., and Hübner, H. (1969) *Copper deposits in Iran. Geological Survey of Iran, Teheran, Iran.*
- Bedard, J.H. (2014) Parameterizations of calcic clinopyroxene—Melt trace element partition coefficients. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(2), 303-336. <https://doi.org/10.1002/2013GC005112>
- Béguelin, P., Bizimis, M., McIntosh, E.C., Cousens, B., and Clague, D.A. (2019) Sources vs processes: Unraveling the compositional heterogeneity of rejuvenated-type Hawaiian magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 514, 119-129. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.03.011>
- Belousova, E., Kostitsyn, Y., Griffin, W., Begg, G., O'reilly, S., and Pearson, N. (2010) The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, 119(3-4), 457-466. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>

- Berberian, M., King, G. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2), 210-265. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.03.011>
- Bergemann, C., Jung, S., Berndt, J., Stracke, A., and Hauff, F. (2014) Generation of magnesian, high-K alkali-calcic granites and granodiorites from amphibolitic continental crust in the Damara orogen. Namibia. *Lithos*, 198, 217-233. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.03.033>
- Brooks, P., Eglinton, G., Gaskell, S., McHugh, D., Maxwell, J., and Philp, R. (1976) Lipids of recent sediments, Part I: straight-chain hydrocarbons and carboxylic acids of some temperate lacustrine and sub-tropical lagoonal/tidal flat sediments. *Chemical Geology*, 18(1), 21-38. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(76\)90058-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(76)90058-9)
- Carlson, R.W. (1984) Isotopic constraints on Columbia River flood basalt genesis and the nature of the subcontinental mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(11), 2357-2372. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90231-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90231-X)
- Chang, Z., Dong, G., Mo, X., Dong, P., and Li, H. (2020). Early Cretaceous bimodal volcanic rocks in the Yinshan belt, North China Craton: age, petrogenesis, and geological significance. *International Journal of Earth Sciences*, 109, 2189-2207. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01895-9>
- Chappell, B.W. (1999) Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46(3), 535-551. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00086-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00086-3)
- Chappell, B.W., White, A. (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. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Chappell, B.W., White, A.J. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 489-499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Chappell, B.W., and White, A.J.R. (1974) Two contrasting granite type. *Pacific Geology*, 8, 173-174. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Chen, B., Jahn, B.-M., and Wei, C. (2002) Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China: trace element and Nd-Sr isotope evidence. *Lithos*, 60(1), 67-88. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00077-9](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00077-9)
- Chen, Y., Zhang, Y. (2008) Olivine dissolution in basaltic melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 4756-4777. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.07.014>
- Clemens, J., Stevens, G., and Farina, F. (2011) The enigmatic sources of I-type granites: the peritectic connexion. *Lithos*, 126(3-4), 174-181. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.07.004>
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y., and Babaei, A. (2010) Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian-Eurasian continental collision. *Lithos*, 115(1-4), 190-204. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.002>
- Defant, M.J., 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>
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N., Altunkaynak, S. (2009) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Reviews*, 52(4-6), 536-578. <https://doi.org/10.1080/00206810903360422>
- Dimitrijevic, M. (1973) Geology of Kerman region: institute for geological and mining exploration and investigation of nuclear and other mineral raw material, Beograd—Yugoslavia, Iran Geological Survey of Iran, Rept Yu/52.
- Ding, Y., Bu, X., Zhao, H., Zhong, S., and Liu, M. (2023). Petrogenesis of Early Cretaceous Granitoids in the Qingdao Area, Jiaodong Peninsula: Constraints from Zircon U-Pb Ages, Geochemistry and Sr-Nd-Hf Isotopes. *Minerals*, 13(7), 963. <https://doi.org/10.3390/min13070963>
- Fitton, J.G., James, D., and Leeman, W.P. (1991) Basic magmatism associated with late Cenozoic

- extension in the western United States: Compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B8), 13693-13711. <https://doi.org/10.1029/91JB00372>
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., and Frost, C.D. (2001). A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Ghorbani, M. (2013) *Geology of Iran*. 488 p., Arian Zemin, Tehran, Iran (in Persian).
- Grove, T., Donnelly-Nolan, J. (1986) The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: Implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 281-302. <https://doi.org/10.1007/BF00572157>
- Guffanti, M., Clyne, M.A., and Muffler, L.P. (1996) Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and minimum constraints on basalt influx to the lower crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2), 3003-3013. <https://doi.org/10.1029/95JB03463>
- Guo, F., Nakamura, E., Fan, W., Kobayashi, K., Li, C., and Gao, X. (2009) Mineralogical and geochemical constraints on magmatic evolution of Paleocene adakitic andesites from the Yanji area, NE China. *Lithos*, 112(3-4), 321-341. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.017>
- Gustafson, L.B., Hunt, J.P. (1975) The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70(5), 857-912. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.5.857>
- Hao, H., Campbell, I.H., and Park, J.-W. (2024) Critical differences between typical arc magmas and giant porphyry Cu±Au systems: Implications for exploration. *Journal of Petrology*, 65(6), ega058.
- Hao, Y., Guo, L., Feng, Y., Zhang, H., Somerville, I., Li, S., and Zhu, J. (2023) Petrogenesis and tectonic settings of epithermal mineralization-related granites in the Xinchenggou area, NE China. *Frontiers in Earth Science*, 11, 1062956. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1062956>
- Harris, N.B., Pearce, J.A., and Tindle, A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications, 19(1), 67-81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- Hezarkhani, A. (2006) Hydrothermal evolution of the Sar-Cheshmeh porphyry Cu–Mo deposit, Iran: evidence from fluid inclusions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(4-6), 409-422. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.11.003>
- Hou, Z., Yang, Z., Qu, X., Meng, X., Li, Z., Beaudoin, G., Rui, Z., Gao, Y., and Zaw, K. (2009) The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen. *Ore geology reviews*, 36(1-3), 25-51. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.09.006>
- Hou, Z., Zhang, H., Pan, X., and Yang, Z. (2011) Porphyry Cu (–Mo–Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geology Reviews*, 39(1-2), 21-45. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.09.002>
- Hou, Z., Zheng, Y., Yang, Z., and Yang, Z. (2012) Metallogensis of continental collision setting: Part I. Gangdese Cenozoic Porphyry Cu-Mo systems in Tibet. *Mineral Deposits*, 31(4), 647-670.
- Hughes, C. (1972) Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine*, 109(6), 513-527. <https://doi.org/10.1017/S0016756800042795>
- Ionov, D., Hofmann, A. (1995) Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters*, 131(3-4), 341-356. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00037-D](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00037-D)
- Jahn, B.-M., Wu, F., and Chen, B. (2000) Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 91(1-2), 181-193. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007367>
- Ji, W., Wu, F., Liu, C., and Chung, S. (2009) Geochronology and petrogenesis of granitic rocks in Gangdese batholith, southern Tibet. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 52(9), 1240-1261. <https://doi.org/10.1007/s11430-009-0131-y>

- Kan Iran Exploration Co. (2007) Geological map of seridune area, NICICO.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., Sipahi, F., İlbeyli, N., and Temizel, İ. (2014) LA-ICP MS zircon dating, whole-rock and Sr–Nd–Pb–O isotope geochemistry of the Camiboğazi pluton, Eastern Pontides, NE Turkey: implications for lithospheric mantle and lower crustal sources in arc-related I-type magmatism. *Lithos*, 192, 271-290. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.014>
- Kazemi Mehrnia, A., Rasa, I., Alirezaei, S., Asadi, H., and Karami, J. (2010) Alteration mapping at saridoon porphyry copper prospect using short wave infrared spectrometry (PIMA), ASTER satellite image and XRD. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 79, 3-12. <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.54987>
- Koepke, J., Feig, S.T., Snow, J., and Freise, M. (2004) Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146, 414-432. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0511-9>
- Leaman, P., Staude, J. (2002) Metallogenic evolution of the Western Tethys of Turkey and Iran. *MMAJ Forum on Asian miner. Resources*.
- Li, H., Li, G., Liu, H., Huang, H., Cao, H., and Dai Z. (2019) Origin of the Paleocene granite porphyry in the Daruo area of the western segment of the Lhasa terrane: zircon U-Pb geochronology, petrogeochemistry and Sr -Constraints on Nd-Pb-Hf isotopes. *Earth Sciences*, 44(7), 2275-2294.
- Li, X., Zheng, Y., Shen, Y., Wu, C., Wang, Z., Yang, Y., Wang, L., Xiao, Y., Dong, G., and Hou, Z. (2024) Comparison of Sn-related granitoids in subduction and collision settings by accessory mineral geochemistry: A case study in the Tengchong-Lianghe tin belt, SW China. *Ore geology reviews*, 105862. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105862>
- Loiselle, M. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America*, 11, 468.
- Machado, A., Lima, E., Chemale Jr, F., Morata, D., Oteíza, O., Almeida, D., Figueiredo, A., Alexandre, F., and Urrutia, J. (2005) Geochemistry constraints of Mesozoic–Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc. *Antarctica. Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4), 407-425. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.011>
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3), 411-429. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00076-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00076-0)
- McInnes, B., Evans, N., Belousova, E., and Griffin, W. (2003) Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: timing of mineralization and exhumation processes. *Science Research Report*, Australia. CSIRO, 41.
- McInnes, B.I., Evans, N.J., Fu, F.Q., and Garwin, S. (2005) Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 467-498. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.18>
- Middlemost, E.A. (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)
- Miller, C.F. (1985) Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *The Journal of Geology*, 93(6), 673-689. <https://doi.org/10.1086/628995>
- Mohamed, F.H., Hassanen, M.A. (1997) Geochemistry and petrogenesis of Sikait leucogranite, Egypt: an example of S-type granite in a metapelitic sequence. *Geologische Rundschau*, 86(1), 81-92. <https://doi.org/10.1007/s005310050123>
- Norman, M., Garcia, M.O., and Pietruszka, A.J. (2005) Trace-element distribution coefficients for pyroxenes, plagioclase, and olivine in evolved tholeiites from the 1955 eruption of Kilauea Volcano, Hawai'i, and petrogenesis of differentiated rift-zone lavas. *American Mineralogist*, 90(5-6), 888-899. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1780>
- Okunola, O.W., Olatunji, A.S., and Afolabi, A.O. (2023) Geology and Rare Earth Element Geochemistry of Magnesian Granitoids Within Proterozoic Schist Belt of Southwest Nigeria. *Materials and Geoenvironment*. <https://doi.org/10.2478/rmzmag-2023-0002>

- 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>
- Peacock, S.M., Rushmer, T., and Thompson, A. B. (1994). Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(1-2), 227-244. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90042-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90042-6)
- Pearce, J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4), 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce, J.A., Peate, D.W. (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual review of Earth and planetary sciences*, 23(1), 251-285.
- 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>
- Peccerillo, A., and Taylor, S. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pitcher, W.S. (1987) Granites and yet more granites forty years on. *Geologische Rundschau*, 76, 51-79. <https://doi.org/10.1007/BF01820573>
- Pourhosseini, F. (1981) Influential masses of Upper Cretaceous and Lower Miocene in northern Makran and Central Iran. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran.
- Qi, J., Tang, J., Lin, B., Yang, H., Tang, X., Tang, P., Fang, X., Zhang, T., Li, F., and Sun, M. (2023) Geochronology, Geochemistry, and Implications of Aplite Dyke in the Giant Jiama Porphyry Copper System, Tibet. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 97(5), 1406-1421. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.15037>
- Redmond, P.B., Einaudi, M.T. (2010) The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au deposit. I. Sequence of intrusions, vein formation, and sulfide deposition. Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado. <https://doi.org/10.5382/GB.41.006>
- 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., Kerrich, R. (2007) Special paper: adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology*, 102(4), 537-576. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.4.537>
- 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. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Rickwood, P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4), 247-263. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90028-5)
- Ringwood, A. (1990) Slab-mantle interactions: 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology*, 82, 187-207. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90081-H](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90081-H)
- Roberts, M.P., Clemens, J.D. (1993) Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21(9), 825-828. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021%3C0825:OOHPTA%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021%3C0825:OOHPTA%3E2.3.CO;2)
- Rollinson, H.R., Roberts, C.R. (1986) Ratio correlations and major element mobility in altered basalts and komatiites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93(1), 89-97. <https://doi.org/10.1007/BF00963587>
- Rollinson, H.R. (1993) Using geochemical data: evaluation. Presentation, Interpretation, 384 p. Routledge, London. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>

- Rollinson, H.R., Pease, V. (2021) Using geochemical data: to understand geological processes, 358 p. Cambridge University Press, London.
- Searle, M., and Fryer, B. (1986) Garnet, tourmaline and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the Higher Himalayas from Zaskar, Kulu, Lahoul and Kashmir. Geological Society, London, Special Publications, 19(1), 185-201. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.10>
- Shahriari, H., Ranjbar, H., Honarmand, M., and Carranza, E.J.M. (2014) Selection of less biased threshold angles for SAM classification using the real value–area fractal technique. Resource Geology, 64(4), 301-315. <https://doi.org/10.1111/rge.12042>
- Shand, S.J. (1943) Eruptive Rocks, p. 444. Wiley, London.
- Sillitoe, R.H. (2010) Porphyry copper systems. Economic Geology, 105(1), 3-41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sillitoe, R.H., Perelló, J. (2023) Exploration Guides for High-Grade Hypogene Porphyry Copper Deposits. SEG Newsletter (135), 13-25. <https://doi.org/10.5382/SEGnews.2023-135.fea-01>
- Skewes, M.A., Arévalo, A., Floody, R., Zuñiga, P.H., and Stern, C.R. (2002) The giant El Teniente breccia deposit: hypogene copper distribution and emplacement. Society of Economic Geologists (SEG), Littleton, Colorado, Special Publication, 9, 299-332. <https://doi.org/10.5382/SP.09.14>
- Solano, J., Jackson, M., Sparks, R., Blundy, J.D., and Annen, C. (2012) Melt segregation in deep crustal hot zones: a mechanism for chemical differentiation, crustal assimilation and the formation of evolved magmas. Journal of Petrology, 53(10), 1999-2026. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs041>
- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P., and Horn, I. (1998) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900–1200°C and 3.0–5.7 GPa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62(10), 1781-1801. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00101-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00101-X)
- Sun, S.-S., McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sun, C.H., Stern, R.J. (2001). Genesis of Mariana shoshonites: Contribution of the subduction component. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 106(B1), 589-608. <https://doi.org/10.1029/2000JB900342>
- Sun, F., Zhang, J.-b., Wang, R., Zhou, L.-m., Jeon, H., Li, Y.-y., Xue, Q.-w., Liu, S.-y., Guo, N., and Luo, C.-H. (2022) Magmatic evolution and formation of the giant Jiama porphyry-skarn deposit in southern Tibet. Ore geology reviews, 145, 104889. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104889>
- Sylvester, P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos, 45(1-4), 29-44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3)
- Taghipour, B., Ali Mackizadeh, M., and Farhad Ahmadnejad, V.M. (2014) Trace elements and REE(s) behaviour in hydrothermal alteration zones Sungun Cu-porphyry deposit, NE Iran. Petrological Journal, 18(3), 33-48 (in Persian).
- Tanaka, T., Davis, A.M., Grossman, I., Lattimer, J.M., Allen, J.M., Lee, T., Wasserburg, G.J. (1979) Chemical study of isotopically-unusual Allende inclusion. Lunar and Planetary Science X, 1203-1205.
- Tang, Y., Kong, H., Liu, B., Zong, Q., Wu, Q., Jiang, H., and Tan, F. (2022) Geochronology, Whole-Rock Geochemistry, and Sr–Nd–Hf Isotopes of Granitoids in the Tongshanling Ore Field, South China: Insights into Cu and W Metallogenic Specificity. Minerals, 12(7), 892. <https://doi.org/10.3390/min12070892>
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution, p 312. London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne: Blackwell Scientific.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., VanCalsteren, P., and

- Deng, W. (1996) Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37, 45-71. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.45>
- Waight, T.E., Weaver, S.D., and Muir, R.J., (1998) The Hohonu Batholith of North Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H₂O contents and generated during tectonic transition. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 130, 225–239. <https://doi.org/10.1007/s004100050362>
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*, 466 p. Uniwin Hyman, London.
- Wolf, M.B., Wyllie, P.J. (1994) Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(4), 369-383. <https://doi.org/10.1007/BF00320972>
- Wu, F.-Y., Jahn, B.-M., Wilde, S., and Sun, D.-Y. (2000) Phanerozoic crustal growth: U–Pb and Sr–Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. *Tectonophysics*, 328(1-2), 89-113. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00179-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00179-7)
- Wu, F.-Y., Jahn, B.-M., Wilde, S.A., Lo, C.-H., Yui, T.-F., Lin, Q., Ge, W.-C., and Sun, D.-Y. (2003) Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66(3-4), 241-273. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00222-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00222-0)
- Xiaoming, Q., Hou, Z., Zaw, K., and Youguo, L. (2007) Characteristics and genesis of Gangdese porphyry copper deposits in the southern Tibetan Plateau: Preliminary geochemical and geochronological results. *Ore Geology Reviews*, 31(1), 205-223. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.03.012>
- Yang, Z., Xie, Y., Li, G. M., and Xu, J. H. (2005) Characteristic and forming process of ore-forming fluids at Qulong copper deposit in Gangdise porphyry copper belt, Tibet. *Geology and Prospecting*, 42, 21-26.
- Yang, Z.-M., Hou, Z.-Q., Song, Y.-C., Li, Z.-Q., Xia, D.-X., and Pan, F. (2008) Qulong superlarge porphyry Cu deposit in Tibet: Geology, alteration and mineralization. *Mineral Deposits*, 27(3), 279-318.
- Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, M., and Reynolds, P. (2007) ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of alteration and petrogenesis of porphyry copper-related granitoids in the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad area, central Iran. *Exploration and Mining Geology*, 16(1-2), 11-24. <https://doi.org/10.2113/gsemg.16.1-2.11>
- Zen, E.-A. (1986) Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *Journal of Petrology*, 27(5), 1095-1117. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.5.1095>
- Zhong, S., Li, S., Feng, C., Gao, Y., Qu, H., Seltmann, R., He, S., Liu, G., Wang, X., and Dolgoplova, A. (2021a) Geochronology and geochemistry of mineralized and barren intrusive rocks in the Yemaquan polymetallic skarn deposit, northern Qinghai-Tibet Plateau: A zircon perspective. *Ore Geology Reviews*, 139, 104560. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104560>
- Zhong, S., Li, S., Feng, C., Liu, Y., Santosh, M., He, S., Qu, H., Liu, G., Seltmann, R., and Lai, Z. (2021b) Porphyry copper and skarn fertility of the northern Qinghai-Tibet Plateau collisional granitoids. *Earth-Science Reviews*, 214, 103524. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103524>

