



Research Article

Genesis and magmatic evolution assessment of Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit, Bam, using zircon geochemistry

Alireza Zarasvandi¹✉, Sakine Soltani Mehr², Adel Saki³
Nader Taghipour⁴, Mohsen Rezaei⁵

¹ Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran, zarasvandi@scu.ac.ir

² Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran, soltanimehr@stu.scu.ac.ir

³ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran, adel_saki@scu.ac.ir

⁴ Associate Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran, taghipour@du.ac.ir

⁵ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran, m.rezaei@scu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 30 April 2026

Accepted: 14 June 2026

Keywords

Zircon Geochemistry

Porphyry Copper Mineralization

LA-ICP-MS

Kuh-E Kapout Deposit

SE Kerman Copper Magmatic Belt



10.22108/ijp.2026.148771.1386

Introduction

Porphyry Cu±Mo±Au deposits typically form from oxidized, water-rich magmas that undergo extensive fractional crystallization. Because hydrothermal alteration may modify whole-rock and mineral compositions, zircon is considered a reliable recorder of primary magmatic conditions. Zircon geochemical proxies such as Ce^{4+}/Ce^{3+} , Eu/Eu^* , $Ce/(U+Ti)$, $10^4(Eu/Eu^*)/Y$, $(Eu/Eu^*)/Yb_N$, Th/U , and Hf contents are commonly used to constrain magma oxidation state, water content, and magmatic evolution. The Kuh-e Kapout porphyry Cu deposit, located in the southern Kerman Copper Magmatic Belt (KMCB), is characterized by potassic and phyllic alteration associated with disseminated and veinlet-type Cu-sulfide mineralization. Previous studies suggest that amphiboles from fertile microquartz diorite intrusions crystallized at ~891 °C from water-rich (~7 wt.% H₂O) and relatively oxidized magmas near the Ni–NiO (NNO) buffer. In this study, LA-ICP-MS zircon trace-element data from microquartz diorite and microgranodiorite intrusions were used to evaluate magma oxidation state, water content, evolutionary trends, and magmatic fertility in the Kuh-e Kapout porphyry system.

Methodology

Field observations indicate that volcanic rocks are widely exposed in the study area, whereas intrusive bodies occur mainly at depth and are only locally exposed. Extensive porphyry-related alteration zones also complicate sampling. Therefore, drill-core logs and

borehole data were examined to identify intrusive phases and variations in alteration with depth. Samples were collected from the least-altered intervals, mainly within potassic alteration zones, of microquartz diorite (HBQD and DPQD) and microgranodiorite (GD03) intrusions. Zircon grains were separated by crushing, sieving, and

✉ Corresponding Author

To cite this article: Zarasvandi, A., Soltani Mehr, S., Saki, A., Taghipour, N., Rezaei, M. (2026) Genesis and magmatic evolution assessment of Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit, Bam, using zircon geochemistry. *Petrological Journal*, 17(3), 31-56.



washing, and subsequently handpicked under a binocular microscope. Selected grains were mounted in epoxy, polished, and imaged using reflected light, transmitted light, and cathodoluminescence to examine their internal structures. Trace and rare earth element concentrations were analyzed by LA-ICP-MS using a 193 nm Resolution SE laser coupled with an Agilent 7900 ICP-MS at the Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences.

Discussion

Zircon Geochemistry and Magmatic Evolution

Increasing Hf contents accompanied by decreasing zircon crystallization temperatures reflect the progressive evolution of intermediate to felsic magmas (Dilles et al., 2015). During magma differentiation, U and Th increase whereas Th/U decreases, while the crystallization of minerals such as amphibole, titanite, and apatite modifies zircon chemistry by increasing Yb/Gd and decreasing Th/U (Claiborne et al., 2010). Zircons from the HBQD microquartz diorite exhibit high Hf contents, together with high Eu/Eu* values (>0.4), indicating hydrous and oxidized magma conditions. The decrease in Th/U with increasing Hf and decreasing temperature suggests progressive magma differentiation during cooling. Increasing Yb/Gd coupled with decreasing Th/U indicates crystallization of hornblende and apatite prior to or contemporaneous with zircon formation. Zircons from the DPQD microquartz diorite display similar geochemical characteristics, including high Eu/Eu* values and fractionation trends reflecting amphibole–apatite crystallization. However, zircon crystallization temperatures show a slight increase during magma evolution. This pattern is best explained by thermal recharge through the injection of a hotter magma pulse with a composition similar to the resident melt, which increased the temperature of the magma reservoir without significantly altering its chemical composition. In contrast, zircons from the GD03 microgranodiorite show low Eu/Eu* values (<0.4), suggesting lower water content and/or oxygen fugacity. The decrease in Eu/Eu* with increasing Hf indicates plagioclase fractionation as the primary control on magma evolution.

Zircon Geochemistry as a Proxy for Magmatic Fertility

The capacity of magmas to retain and transport sulfur, a key requirement for porphyry Cu formation, is largely controlled by oxygen fugacity (fO_2) (Richards, 2015). Elevated fO_2 suppresses early sulfide saturation in silicate melts, allowing S, Cl, and chalcophile metals to remain in the melt until they partition into hydrothermal fluids (Leong et al., 2023). Zircon trace-element systematics provide a robust record of such conditions. In particular, increasing $Ce/\sqrt{(U \times Ti)}$ values reflect progressive oxidation during magma evolution (Loucks et al., 2020). Calculated ΔFMQ values for GD03, HBQD, and DPQD indicate generally oxidized

conditions with overlapping ranges. Magmatic water content is closely linked to redox evolution and plays a critical role in porphyry systems. The zircon index $10^4(Eu/Eu^*)/Yb_N$ has been proposed as a proxy for melt H_2O content (Loucks and Fiorentini, 2023). In shallow magmatic environments, exsolution of hydrothermal fluids reduces melt H_2O while increasing ΔFMQ due to preferential partitioning of Fe^{2+} and Cl^- into the fluid phase, which raises the Fe^{3+}/Fe^{2+} ratio of the residual melt. In GD03, increasing fO_2 accompanied by decreasing H_2O suggests hydrothermal fluid exsolution. The microquartz diorites show contrasting trends: HBQD zircons record an initial positive correlation between H_2O and fO_2 followed by increasing fO_2 during decreasing H_2O , consistent with fluid saturation and subsequent fluid release, whereas DPQD zircons display only a weak correlation and lack clear evidence for significant fluid exsolution. Zircon fertility discrimination diagrams (Lu et al., 2016) further differentiate the intrusions. The GD03 microgranodiorite plots predominantly within the barren field, whereas the HBQD and DPQD microquartz diorites plot within or close to the fertile domain due to their higher Eu/Eu* values. Higher $(Yb/Gd)_N$ ratios in HBQD also indicate stronger amphibole fractionation and higher melt water contents. The overall geochemical characteristics suggest that the HBQD microquartz diorite most likely represents the fertile magmatic source of porphyry Cu mineralization at the Kuh-e Kapout deposit.

Conclusion

- 1) Microquartz diorite intrusions (HBQD and DPQD) are fertile, whereas the microgranodiorite (GD03) is barren. High zircon Eu/Eu* ratios (>0.4) in the microquartz diorites indicate high magmatic water content, whereas low Eu/Eu* values (<0.4) in GD03 reflect a relatively low-water magma.
- 2) In the microquartz diorites, increasing $(Yb/Gd)_N$ and decreasing Th/U with increasing Hf suggest that magma evolution was mainly controlled by crystallization of amphibole, apatite, and/or titanite. In contrast, the decrease of Eu/Eu* with increasing Hf in GD03 indicates that magma evolution was dominated by plagioclase fractionation.
- 3) Although HBQD and DPQD show similar Eu/Eu* values, the influence of hornblende crystallization is more pronounced in HBQD.
- 4) The increase in zircon Eu/Eu* from the older GD03 intrusion to the younger HBQD and DPQD intrusions reflects an increase in magmatic water content and/or oxygen fugacity, likely related to tectonic changes and arc evolution.

Based on evidence for high water content, elevated fO_2 , and hydrothermal fluid exsolution, the HBQD microquartz diorite is interpreted as the most probable fertile magmatic source of porphyry Cu mineralization at the Kuh-e Kapout deposit.



زایش و تکامل ماگمایی کانسار مس پورفیری کوه کپوت، بم، بر پایه زمین‌شیمی زیرکن

علیرضا زراسوندی^۱ ، سکینه سلطانی‌مهر^۲، عادل ساکی^۳، نادر تقی‌پور^۴، محسن رضایی^۵

^۱ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران، zarasvandi@scu.ac.ir

^۲ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران، s-soltanimehr@stu.scu.ac.ir

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران، adel_saki@scu.ac.ir

^۴ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران، taghipour@du.ac.ir

^۵ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران، m.rezaei@scu.ac.ir

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۵/۰۲/۱۰

تاریخ پذیرش ۱۴۰۵/۰۳/۲۴

کلید واژه‌ها

زمین‌شیمی زیرکن

کانه‌زایی مس پورفیری

LA-ICP-MS

کانسار کوه کپوت

بخش جنوبی کمربند ماگمایی مس کرمان

چکیده

کانسار مس پورفیری کوه کپوت در شمال بم و بخش جنوبی کمربند ماگمایی مس کرمان KMCB جای دارد. در این منطقه، توده‌های آذرین درونی میکروگرانودیوریتی و میکروکوارتزادیوریتی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن جای‌گیر شده‌اند. برای بررسی فرایندهای پیدایش و تکامل کانسار، ترکیب عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب زیرکن‌های جداسازی‌شده از دو توده میکروکوارتزادیوریت (نمونه HBQD) و (نمونه DPQD) و یک توده میکروگرانودیوریت (نمونه GD03) با به‌کارگیری روش LA-ICP-MS بررسی شدند. الگوی غنی‌شدگی عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE)، همراه با ناهنجاری مثبت Ce و ناهنجاری منفی ضعیف تا شدید Eu، خاستگاه ماگمایی زیرکن‌های بررسی‌شده را نشان می‌دهد. دمای تبلور زیرکن‌ها در گستره ۶۵۹ تا ۷۸۰ درجه سانتیگراد برآورد شد و مقادیرهای ΔFMQ نیز گویای شرایط اکسیدان مذاب‌های مادر این توده‌هاست. نسبت Eu/Eu^* در زیرکن‌های توده‌های میکروکوارتزادیوریت مقدارهای بالایی ($Eu/Eu^* > 0.4$) را نشان می‌دهد گویای محتوای آب و/یا شرایط اکسیداسیون بالای مذاب است. بر پایه مقدارهای Eu/Eu^* زیرکن، این توده‌ها در گستره توده‌های بارور جای می‌گیرند. روند نزدیک به ثابت Eu/Eu^* در برابر Hf، همراه با افزایش نسبت $(Yb/Gd)_N$ در برابر Hf، تکامل مذاب‌های میکروکوارتزادیوریتی با چیرگی تبلور آمفیبول و آپاتیت را نشان می‌دهد که خود گویای محتوای بالای آب در این مذاب‌هاست. در برابر، توده میکروگرانودیوریت با مقدارهای کم Eu/Eu^* زیرکن



 نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: زراسوندی، ع.، سلطانی‌مهر، س.، ساکی، ع.، تقی‌پور، ن.، رضایی، م. (۱۴۰۵) زایش و تکامل ماگمایی کانسار مس پورفیری کوه کپوت، بم، بر پایه زمین‌شیمی زیرکن. پترولوژی، ۱۷ (۳)، ۳۱-۵۶.



($Eu/Eu^* < 0.4$) از مذابی با محتوای آب کمتر ریشه گرفته است و از توده‌های نابارور به‌شمار می‌رود. همچنین، روند کاهشی Eu/Eu^* در برابر Hf گویای تکامل این مذاب با تأثیر از تبلور پلاژیوکلاز است. داده‌های به‌دست‌آمده از بررسی مغزه‌های حفاری و لاگینگ لیتولوژی نشان می‌دهد توده میکروگرانودیوریت فاز کهن‌تر و توده‌های میکروکوارتزیدیوریت فازهای پسین‌تر ماگماتیسم منطقه را تشکیل می‌دهند. افزایش نسبت Eu/Eu^* در زیرکن‌ها از توده کهن‌تر به‌سوی توده‌های جوان‌تر، نشان‌دهنده تکامل ماگماتیسم شمال به‌سوی پیدایش مذاب‌هایی غنی از آب است. این فرایند پتانسیل کانه‌زایی را افزایش داده و منطقه را به هدفی مناسب برای پی‌جویی سامانه‌های مس پورفیری تبدیل کرده است. وجود شواهد خروج سیال‌های گرمایی از مذاب آبدار و اکسیدان HBQD، این توده را به‌عنوان فاز اصلی وابسته به کانه‌زایی معرفی می‌کند. تمایز میان نقش توده‌های میکروکوارتزیدیوریتی در فرایند کانه‌زایی، که در این پژوهش بررسی شده است، در پژوهش‌های پیشین گزارش نشده است.

مقدمه

کانسارهای $Cu \pm Mo \pm Au$ پورفیری تأمین‌کننده ۷۵٪، ۵۰٪ و ۲۰٪ از نیاز جهانی به عنصرهای مس، مولیبدن و طلا هستند (Sillitoe, 2010). وجود مذاب‌هایی با فوگاسیته بالای اکسیژن ($\Delta FMQ +1, +2$)، محتوای بالای آب ($\leq 4\%$ درصدوزنی آب) و درجه بالایی از تبلوربخشی، از نیازهای پیدایش این کانسارها هستند (Pizarro et al., 2020). برای ارزیابی ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی ماگما، مانند محتوای آب و درجه اکسایش و تکامل سامانه سیلیکاته، شاخصه‌های زمین‌شیمیایی گوناگونی پیشنهاد شده‌اند. این شاخصه‌ها، بر پایه شیمی کانی و یا ترکیب سنگ کل، تعریف شده‌اند. در مجموعه‌ای از پژوهش‌های گوناگون، زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al., 2025, 2023, 2015)، با به‌کارگیری شیمی کانی‌های نشانگر سامانه‌های پورفیری (آمفیبول، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مگنتیت) و ترکیب سنگ کل، به ارزیابی شرایط لازم برای باروری و امکان کانه‌زایی مذاب‌های کمر بند ماگمایی مس کرمان پرداخته‌اند. با این حال، دگرسانی‌های وابسته به پیدایش کانسار، می‌تواند به تغییر در شیمی بسیاری از کانی‌ها و ترکیب سنگ کل بیانجامد (Large et al., 2020). کانی فرعی زیرکن در بسیاری از سنگ‌های آذرین اسیدی تا حدواسط یافت می‌شود (Large et al., 2020). این کانی که در برابر دگرسانی و هوازدگی سرشت مقاومی

دارد و نیز سرعت بسیار کم انتشار یون‌های چهارظرفیتی در ساختار آن به حفظ ترکیب اولیه آن می‌انجامد، توجه پژوهشگران را به خود جلب کرده است (Blonch et al., 2022). در ساختار بلورین این کانی، عنصرهای فرعی با ظرفیت‌های یونی گوناگون، جانشین Zr^{4+} , Sn^{4+} , Th^{4+} , U^{4+} , Hf^{4+} , Si^{4+} , Ti^{4+} , Ge^{4+} می‌شوند (Finch and Hanchar, 2003). از این‌رو، زیرکن از میزبان‌های اصلی عنصرهای خاکی کمیاب در سنگ‌های آذرین و دگرگونی است (Hoskin and Schaltegger, 2003). یون‌های اکسایش‌یافته‌ای مانند Ce^{4+} ($0.97 \text{ \AA}$) و Eu^{3+} ($0.97 \text{ \AA}$) در مقایسه با گونه‌های احیایی این عنصرها (Ce^{3+}) با شعاع یونی $1.14 \text{ \AA}$ و Eu^{2+} با شعاع یونی $1.25 \text{ \AA}$ با سهولت بیشتری در ساختار بلورین زیرکن جانشین Zr^{4+} می‌شوند (Burnham and Berry, 2012). از این‌رو، شاخصه‌هایی مانند $Ce^{4+}/Ce^{3+} > 0.3$ و $Eu/Eu^* > 0.3$ در ترکیب زیرکن، به بالابودن فوگاسیته اکسیژن ماگما وابسته هستند (Ballard et al., 2002). همچنین، نسبت $Ce/(U+Ti)$ (Loucks et al., 2020) که برای ترکیب زیرکن اندازه‌گیری می‌شود، برای ارزیابی شرایط اکسایشی سامانه پیشنهاد شده است. لو و همکاران (Lu et al., 2016) نسبت‌های $Eu/Eu^* > 0.3$ و $(Eu/Eu^*)/Y > 1$ و $10^4 \times (Eu/Eu^*)/Yb_N$ (Loucks et al., 2024) نسبت در ترکیب زیرکن را به‌عنوان شاخصه‌هایی در بررسی محتوای آب ماگما پیشنهاد کرده‌اند.

LA-ICP-MS روی عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب زیرکن‌های توده‌های میکروکوارتزیدیوریت و میکروگرانودیوریت کانسار مس پورفیری کوه کیوت، به بررسی ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی، روند زایش، تکامل و پتانسیل باروری توده‌های بررسی‌شده در این کانسار می‌پردازیم. داده‌های به‌دست‌آمده از زمین‌زمان‌سنجی دقیق زیرکن، نشان می‌دهند رشد این کانی در بازه زمانی چند هزار ساله، می‌تواند ادامه داشته باشد (Large et al., 2020). بر این پایه، برای بررسی دقیق روند تکامل مذاب، در هر توده، یک کانی زیرکن در دو نقطه و روی لایه‌های رشدی زیرکن، بخش درونی و لایه‌های بیرونی‌تر، تجزیه شد و دیگر بخش‌ها روی زیرکن‌های گوناگون (از هر توده) تجزیه شده‌اند. این کار بررسی دقیق تغییر در روند تکامل توده‌های بررسی‌شده را امکان‌پذیر می‌کند. همچنین، سنجش داده‌های به‌دست‌آمده از این بررسی با پژوهش‌های پیشین، امکان ارزیابی میزان دقت زیرکن، در ثبت رخداد‌های سامانه ماگمایی، در این منطقه را فراهم می‌کند.

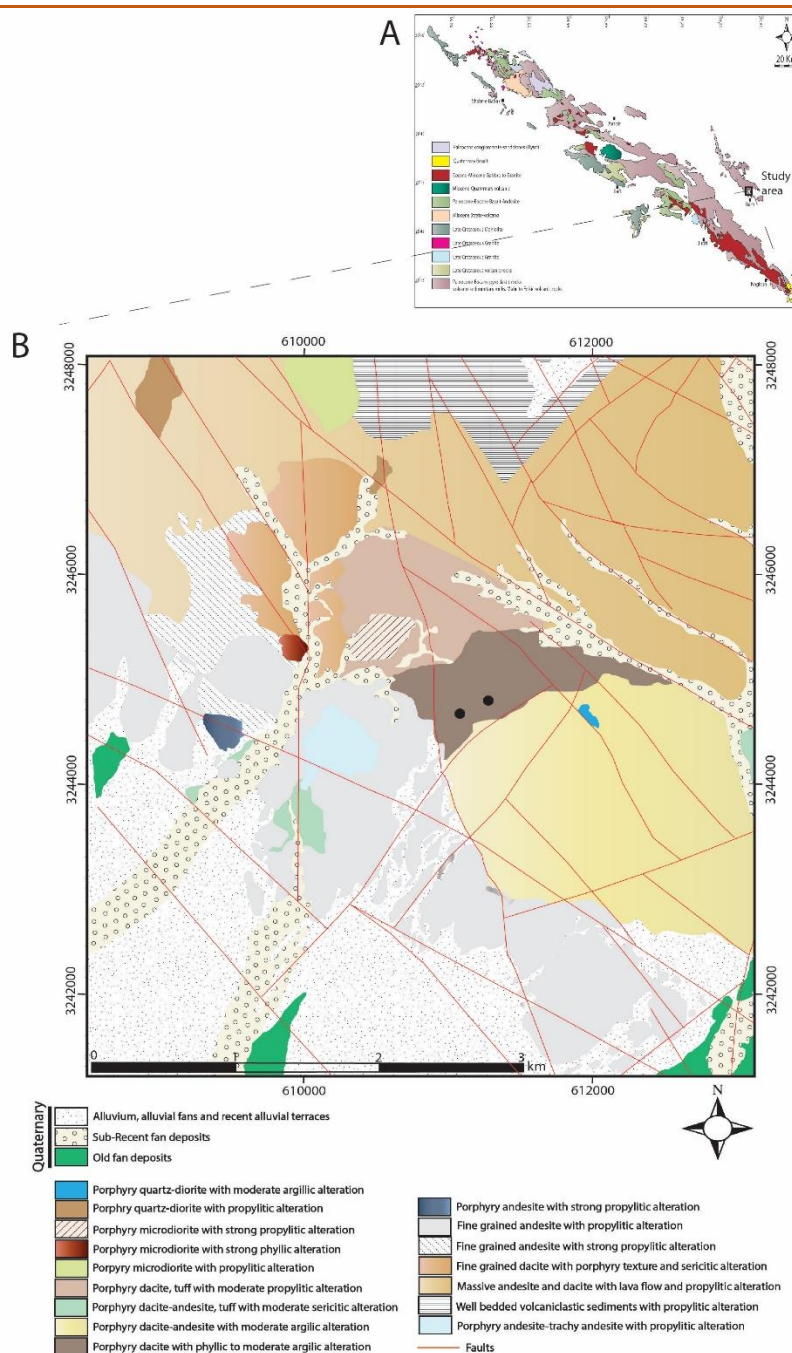
زمین‌شناسی منطقه

کمربند ماگمایی مس کرمان (KMCB)، با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و در گستره‌ای به درازای ۴۰۰ کیلومتر و پهنای ۴۰-۵۰ کیلومتر در بخش جنوب‌خاوری ارومیه-دختر جای گرفته است. این کمربند، مجموعه‌ای از توده‌های آذرین وابسته به فروورانش و برخورد/پس از برخورد را می‌زبانی می‌کند (شکل ۱-۱). تکامل تکتونوماگمایی KMCB، با فروورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی، در هنگام ائوسن متأثر شده است (Shafiei, 2010). فروورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس، نزدیک به ۲۰۰ میلیون سال پیش، آغاز شده است (Stampfli and Borel, 2002). آغاز برخورد میان صفحه آفر-عربی و کرانه ایران مرکزی در میانه ائوسن-پایان اولیگوسن آغاز شده و تا میانه میوسن ادامه داشته است (Agard et al., 2005).

افزون بر این، روند افزایشی مقدارهای Hf زیرکن و روند کاهش Th/U زیرکن، به درجه تکامل مذاب وابسته است (Dilles et al., 2015). همچنین، نسبت‌هایی مانند $(Eu/Eu^*)/Y > 1$ ، $Ce/Nd > 1$ ، $Eu/Eu^* > 0.4$ ، $(Eu/Eu^*)/Y > 1 \times 10^4$ ، $(Ce/Nd)/Y > 0.1$ و $Dy/Yb < 0.3$ (Lu et al., 2016) در شناسایی توده‌های بارور از گونه‌های نابارور بر پایه شیمی زیرکن، کاربرد دارند.

کانسار مس پورفیری کوه کیوت در شمال شهرستان بم و در بخش جنوبی کمربند ماگمایی مس کرمان (KMCB) جای دارد. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین درونی منطقه دچار دگرسانی‌های شاخص سامانه‌های پورفیری شده‌اند. پهنه‌های فیلیک (کوارتز-پیریت-سریسیت) و پتاسیک (کوارتز-بیوتیت-انیدریت-مگنتیت) مهم‌ترین دگرسانی‌های وابسته به توده‌های میکروکوارتزیدیوریت بارور هستند و کانه‌زایی سولفیدهای مس بیشتر به صورت پراکنده و رگه‌ای در این پهنه رخ داده‌اند. در ژرفای بیش از ۸۰۰ متر نیز مجموعه‌ای از پتاسیم‌فلدسپار، کلریت، سریسیت و انیدریت همراه با مگنتیت و پیریت‌های ریزدانه دیده شده است (Zarasvandi et al., 2024). زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al., 2025) نشان داده‌اند تبلور آمفیبول‌های توده‌های میکروکوارتزیدیوریتی بارور در دمای نزدیک به ۸۹۱/۵ درجه سانتیگراد و با محتوای آب نزدیک به ۷/۰۲ درصدوزنی انجام شده است؛ فوگاسیت اکسیژن سامانه در هنگام تبلور این کانی‌ها در گستره بافر NNO (بافر نیکل-نیکل اکسید) گزارش شده است.

بررسی‌های گوناگونی روی سامانه‌های پورفیری و برای یافتن شاخصه‌های شناسایی توده‌های بارور از گونه‌های نابارور، تعیین خاستگاه و تعریف ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی ماگما، بر پایه ترکیب عنصری و ایزوتوپی زیرکن در ایران و جهان انجام شده است (Asadi, 2018; Pizarro et al., 2020; Sepidbar et al., 2021; Shafaii Moghadam et al., 2022; Lu et al., 2016). در این پژوهش، افزون بر پیشنهاد داده‌های تجزیه



شکل ۱. A) نقشه زمین‌شناسی بخش جنوبی UDMB برگرفته از شفایی مقدم و همکاران (Shafaii Moghadam et al., 2022)؛ **B)** نقشه سنگ‌شناسی کانسار مس پورفیری کوه کپوت (با اندکی تعدیل از Zarasvandi et al., 2025). نقاط تیره‌رنگ محل گمانه‌های حفاری را نشان می‌دهند. نمونه‌های توده میکروکوارتز دیوریت HBQD از مغزه‌های حفاری ژرفای ۵۷۶ و ۶۲۵ متری و نمونه‌های توده میکروگرانودیوریت GD03 از ژرفای ۹۱۲ و ۱۰۶۰ متری و نمونه‌های میکروکوارتز دیوریت DPQD از ژرفای ۷۳۱ و ۷۳۷ متری، برداشت شده است.

Figure 1. A) Geological map of the southern part of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt (UDMB), modified after Shafaii Moghadam et al. (2022); **B)** Lithological map of Kuh-e-Kapout Cu porphyry deposit (slightly modified from Zarasvandi et al., 2025). Dark-colored spots indicate the locations of drill holes. Samples of the HBQD micro-quartz diorite unit were collected from drill cores at depths of 576 m and 625 m. Additionally, samples of the GD03 microgranodiorite unit were retrieved from depths of 912 m and 1060 m; and samples of the DPQD microquartz diorite unit were obtained from depths of 731 m and 737 m.

کمربند ماگمایی مس کرمان (KMCB) میزبان بخش چشمگیری از کانه‌زایی‌های مس پورفیری ایران است. پیدایش کانسارهای مس پورفیری KMCB در پی فعالیت‌های تکتونو-ماگمایی و فلززایی سنوزوییک کمربند مس کرمان و در محیط پس از برخورد روی داده است (Asadi, 2018). به باور اسدی (Asadi, 2018)، پیدایش کانسارهای مس پورفیری KMCB، در دو دوره زمانی (۱) اولیگوسن آغازین تا پایانی (۲۳/۳ - ۳۳/۹ میلیون سال پیش) که با پیدایش سنگ‌های آذرین درونی گونه جبال بارز همراه بوده است و به پیدایش کانسارهای مس پورفیری کوچک، در ارتباط با توده‌های کالک‌آلکالن عادی انجامیده است؛ و (۲) میوسن آغازین تا پلیوسن آغازین (۳/۶ - ۱۷ میلیون سال پیش) که با پیدایش گرانیتوئیدهای گونه کوه پنج، کانه‌زایی‌های متوسط تا بزرگی همانند سرچشمه، وابسته به کالک‌آلکالن‌های شبه‌آداکیتی پتاسیک را پدید آورده است.

کانسار مس پورفیری کوه کپوت در مختصات $58^{\circ}07'6''$ تا $58^{\circ}10'38''$ طول جغرافیایی خاوری و $29^{\circ}17'23''$ تا $29^{\circ}20'39''$ عرض جغرافیایی شمالی، در شمال شهرستان بم و در گستره کوه‌های جبال بارز جای دارد (Zarasvandi et al., 2025) (شکل ۱-B). به‌طور کلی، فعالیت‌های آتشفشانی این منطقه سرشت کالک‌آلکالن دارند (Zarasvandi et al., 2024). بررسی‌های میدانی نشان می‌دهند واحدهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن با ترکیب داسیت، آندزیت ریزدانه، از کهن‌ترین و اصلی‌ترین واحدهای سنگی منطقه هستند. کانی‌شناسی آندزیت‌ها و داسیت‌ها با داشتن کوارتز، کلسیت، پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، بیوتیت و هورنبلند شناخته می‌شود (Zarasvandi et al., 2025) که با دگرسانی‌های پروپیلیتیک، آرژیلیک/گرایزن و سریسیتی‌شدن، دگرسان شده‌اند. این واحدهای آتشفشانی با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری، بخش بزرگی از منطقه را پوشانده‌اند (شکل ۱-B). بررسی مغزه‌های حفاری نشان می‌دهد واحدهای داسیت-آندزیت را می‌توان

تا ژرفای ۴۰ متری ردیابی کرد. تعیین محل دقیق همبری میان واحدهای آتشفشانی و توده‌های آذرین درونی را به‌علت شدت هاله دگرسانی نمی‌توان شناسایی کرد؛ اما گمان می‌رود با افزایش ژرفا ترکیب از دیوریت به کوارتزادیوریت تغییر می‌کند (Zaheri, 2024). دگرسانی پروپیلیتیک با رگچه‌های نواری کوارتز، همراه با بلورهای درشت کلسیت، هماتیت و انیدریت پهنه بزرگی از منطقه را می‌پوشاند. گسترش دگرسانی آرژیلیک کمتر است (Zarasvandi et al., 2025). توده‌های آذرین درونی کم‌ژرفا، با ترکیب میکروکوارتزادیوریت و میکروگرانودیوریت، درون واحدهای آتشفشانی منطقه نفوذ کرده‌اند و سپس با لایه‌هایی از توف‌های ائوسن و رسوبات مخروط افکنه کواترنر پوشیده شده‌اند. کانه‌زایی در منطقه، پیامد جایگیری کم‌ژرفا و فعالیت‌های گرمایی استوک‌های پورفیری میکروکوارتزادیوریت است و به دگرسانی گسترده سنگ دیواره انجامیده است (Zarasvandi et al., 2025) و خود با دگرسانی پتاسیک همراه است. در بخش‌های کم‌ژرفا، پهنه دگرسانی کوارتز-سریسیت-پیریت گسترش دارد؛ اما در سطوح ژرف‌تر، دگرسانی پتاسیک شناخته می‌شود. شواهد ساختاری نشان می‌دهند گسل‌ها و شکستگی‌ها نقش مهمی در کنترل پراکندگی پهنه‌های دگرسانی و مسیر حرکت سیال‌های گرمایی داشته‌اند. این ویژگی گویای تأثیر مستقیم فعالیت‌های زمین‌ساختی بر فرایندهای دگرسانی و کانه‌زایی در منطقه است. واپسین مرحله ماگماتیسم منطقه به‌صورت دایک‌های میکرودیوریتی در سطح رخنمون دارد که بیشترشان نشانه‌هایی از دگرسانی پروپیلیتیک را نشان می‌دهند (Zarasvandi et al., 2025). بررسی دقیق مغزه‌های حفاری به‌همراه داده‌های به‌دست‌آمده از لاگینگ لیتولوژیک، گویای وجود روابط بریدگی میان واحدهای میکروگرانودیوریت و میکروکوارتزادیوریت است. در برخی بازه‌های حفاری، توده‌های میکروکوارتزادیوریتی به‌صورت فازهای آذرین درونی در راستای شکستگی‌ها و پهنه‌های کنترل‌شده

دانه‌های زیرکن در اپوکسی و برای آشکارسازی میان‌بارها و ساختار درونی، کانی‌ها پالیش شد و تصویرهای نور بازتابی، کاتدولومینسانس و نور گذری از آنها تهیه شد (شکل ۳). تجزیه زیرکن‌ها با به‌کارگیری روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی همراه با لیزر ابلیشن (LA-ICP-MS) با بهره‌گیری از سامانه لیزر ۱۹۳ نانومتری Resolution SE، متصل به دستگاه Agilent 7900 ICP-MS در آزمایشگاه تکامل لیتوسفر، مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین انجام شد. تجزیه‌ها با به‌کارگیری پرتوی لیزر به قطر ۳۰ میکرومتر، با نرخ تکرار ثابت ۶ هرتز و چگالی انرژی ۲۰ ژول بر سانتیمتر مربع انجام شده‌اند. هر تجزیه دربردارنده ۲۰ ثانیه جمع‌آوری داده‌های پس‌زمینه گاز و به‌دنبال آن حداکثر ۴۰ ثانیه تابش لیزر و جمع‌آوری سیگنال بوده است. زیرکن ۹۱۵۰۰ (استاندارد بیرونی) برای تصحیح شناسایی عنصری و NIST SRM 610 (استاندارد بیرونی) و سیلیسیم (استاندارد درونی) برای کالیبراسیون عنصرهای فرعی از استانداردهای به‌کاررفته در این آزمایش هستند. کالیبراسیون دستگاه به شکل مکرر پس از تجزیه ۱۰ نقطه با به‌کارگیری استانداردهای یادشده انجام شده است. در جدول ۱، داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب زیرکن‌ها، آورده شده‌اند. همچنین، رسم نمودارهای عنکبوتی با به‌کارگیری نرم‌افزار GCDKit انجام شده است.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های آتشفشانی داسیتی با زمینه ریزدانه، بازمانده‌هایی از بلورهای اولیه (پلاژیوکلاز-پتاسیم‌فلدسپار و کوارتز) دارند. این کانی‌های اولیه در پی از دگرسانی‌های فلیک و آرژیلیک، به‌شدت سرپسیتی و رسی شده‌اند (شکل‌های ۲-A، ۲-B و ۲-C). توده میکروکوارتز دیوریت (شکل ۲-D)، HBQD، در نمونه دستی، نمایی روشن دارد (شکل ۲-D). بافت پورفیری سنگ از کانی‌های پلاژیوکلاز (۲-۷ میلیمتر)، بیوتیت (۳ میلیمتر) و هورنبلند (۱-۴ میلیمتر) ساخته شده است (شکل ۲-D).

ساختاری در درون واحدهای میکروگرانودیوریتی گسترش یافته‌اند. الگوی آذرین درونی واحدهای میکروکوارتز دیوریتی در درون میکروگرانودیوریت، گویای جایگیری پسین این توده‌ها نسبت به سنگ میزبان است. بر این پایه و با استناد به روابط بریدگی دیده‌شده در مغزه‌های حفاری، میکروگرانودیوریت فاز آذرین درونی کهن‌تر و میکروکوارتز دیوریت‌ها پالس‌های ماگمایی جوان‌تر هستند که در مرحله‌ای پسین‌تر از فعالیت ماگمایی منطقه جایگیر شده است، تفسیر می‌شود.

روش انجام پژوهش

پیمایش‌های میدانی و بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی، گویای گسترش وسیع واحدهای آتشفشانی در منطقه است. تنها در بخش‌هایی محدود، رخنمون‌هایی سطحی از توده‌های آذرین درونی، دیده می‌شوند (شکل ۱-B). وجود دگرسانی‌های گوناگون وابسته به سامانه‌های پورفیری (شکل ۱-B)، کار نمونه‌برداری را چالش‌برانگیز می‌کند. بررسی مغزه‌های حفاری مجموعه‌ای از گمانه‌ها، گویای تغییر در گونه دگرسانی به‌سوی ژرفا و وجود مجموعه‌ای از توده‌های آذرین درونی میکروکوارتز دیوریتی و میکروگرانودیوریتی است. از این‌رو، بر پایه داده‌های به‌دست‌آمده از لاگ‌های حفاری و اطلاعات گمانه، گمانه‌های مناسب برگزیده شدند (شکل ۱-B) و با اینکه زیرکن کانی مقاومی است، برای پرهیز از هرگونه انحراف از ترکیب اولیه کانی، برداشت نمونه از بخش‌هایی با کمترین دگرسانی (پتاسیک) انجام شد. این برداشت‌ها از توده‌های میکروکوارتز دیوریت (HBQD) (با کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار، بیوتیت و هورنبلند) و DPQD (پلاژیوکلاز، کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار و بیوتیت به میزان محدود) و توده میکروگرانودیوریت GD03 (پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، کوارتز، بیوتیت بیشتر در زمینه ریزدانه سنگ) بوده است (شکل ۱-B). پس از خردایش، الک‌کردن و شستشوی نمونه‌ها، جداسازی کانی‌های زیرکن در زیر میکروسکوپ بینوکولار انجام شد. با نهادن

جدول ۱. داده‌های عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب (بر پایه ppm) به‌دست‌آمده از تجزیه LA-ICP-MS زیرکن‌های توده‌های میکروکوارتزادیوریت (نمونه‌های HBQD و DPQD) و میکروگرانودیوریت (نمونه GD03) کانسار کوه کیوت.

Table 1. REE and trace elements LA-ICP-MS analysis data (in ppm) of zircons from the Kuh-e-Kapout deposit microquartz-diorite (samples: HBQD, DPQD) and microgranodiorite (sample: GD03) intrusions.

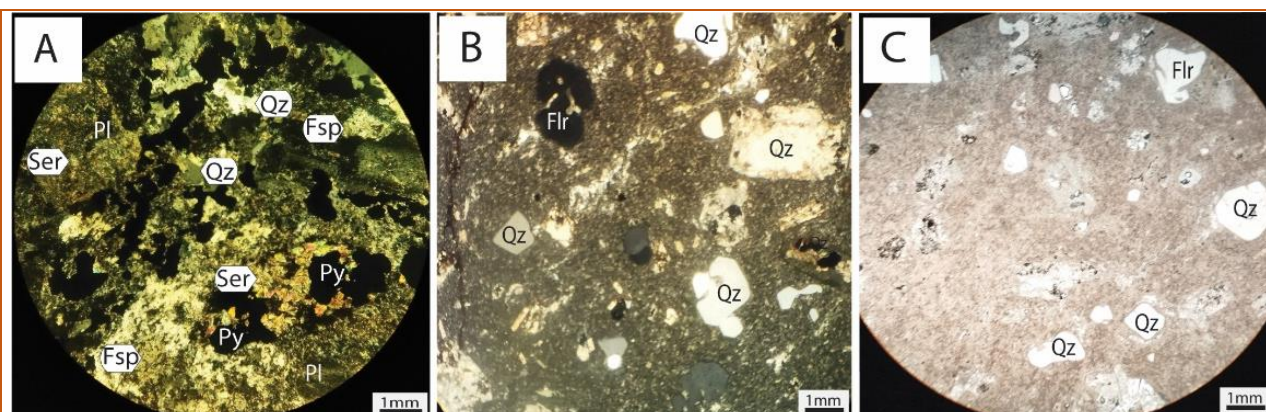
Samples No.	HBQD					DPQD		GD03			
La	0.64	0.01	0.00	0.00	0.00	1.43	3.83	4.62	3.30	4.21	3.55
Ce	27.75	13.99	12.12	18.13	13.55	23.56	24.95	30.73	23.96	22.22	24.62
Pr	0.15	0.03	0.05	0.03	0.04	0.47	1.11	1.46	1.24	1.26	1.10
Nd	1.61	0.90	0.82	0.65	0.63	2.91	5.16	8.26	7.46	6.27	7.31
Sm	2.35	1.67	1.38	1.57	1.53	2.75	2.45	5.81	7.17	4.74	6.19
Eu	1.27	0.92	0.70	0.94	0.85	1.24	1.00	1.11	0.58	1.12	1.30
Gd	14.19	11.17	9.28	11.46	9.58	16.17	11.52	31.93	38.85	25.19	34.84
Tb	4.36	3.96	2.72	4.30	3.20	5.12	5.17	10.89	13.88	10.09	11.97
Dy	59.45	52.17	37.47	60.32	54.87	71.78	55.59	170.25	170.27	134.89	182.61
Ho	22.79	24.39	19.93	24.89	21.07	28.26	23.84	62.11	69.71	44.56	63.08
Er	101.15	132.15	86.95	149.55	113.08	144.93	132.58	297.84	314.59	234.11	297.43
Tm	28.50	29.25	26.53	31.11	28.55	31.23	30.42	69.46	70.86	60.00	64.36
Yb	295.86	326.11	253.31	324.43	320.11	306.86	323.27	640.10	623.51	535.58	674.21
Lu	59.62	74.45	68.92	88.99	81.51	78.15	81.69	118.17	130.05	107.38	114.92
Hf	12176.12	11291.14	12743.89	13071.68	11702.96	10199.82	11311.01	10729.47	11336.86	9817.19	9510.04
Ti	3.22	3.27	1.82	2.79	2.97	2.43	3.22	6.16	2.15	7.13	6.61
Eu/Eu*	0.67	0.65	0.6	0.68	0.68	0.57	0.58	0.25	0.11	0.31	0.27
Th/U	0.56	0.33	0.30	0.30	0.29	0.47	0.32	0.75	0.48	0.71	0.67
Yb/Gd	25.71	36.02	33.67	34.92	41.22	23.41	34.63	24.73	19.80	26.23	23.87
Dy/Yb	0.20	0.16	0.15	0.19	0.17	0.23	0.17	0.27	0.27	0.25	0.27
Ce/(UxTi)	0.54	0.40	0.52	0.55	0.43	0.74	0.68	0.51	0.67	0.41	0.43
ΔFMQ	1.22	0.7	1.15	1.25	0.83	1.75	1.62	1.1	1.6	0.73	0.83
T °C	705	707	659	693	699	682	706	765	670	780	773

میزان ۵۵-۵۰ درصد حجمی حضور دارند. بیوتیت، هورنبلند، کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار از دیگر کانی‌های سازنده سنگ هستند (شکل‌های E-۲ و F-۲). در بیشتر موارد، قالبی بیوتیتی‌شده از هورنبلند دیده می‌شود. کانی‌های فرومنیزین، به میزان ۳۰-۲۵ درصد حجمی حضور دارند. مجموع حضور کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار به میزان ۲۰-۱۵ درصد حجمی دیده می‌شود.

شکل‌های E-۲ و F-۲، تصویرهای PPL و XPL از مقطع میکروسکوپی توده HBQD را نشان می‌دهند؛ بررسی مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهد زمینه ریزدانه سنگ، از پلاژیوکلاز-کوارتز-پتاسیم‌فلدسپار-بیوتیت ساخته شده است. پلاژیوکلازها با بافت پلی‌سینتیک، فراوان‌ترین کانی‌های سازنده سنگ هستند و بیشتر نشانه‌های سرسیتی‌شدن از خود نشان می‌دهند (شکل F-۲)؛ و به

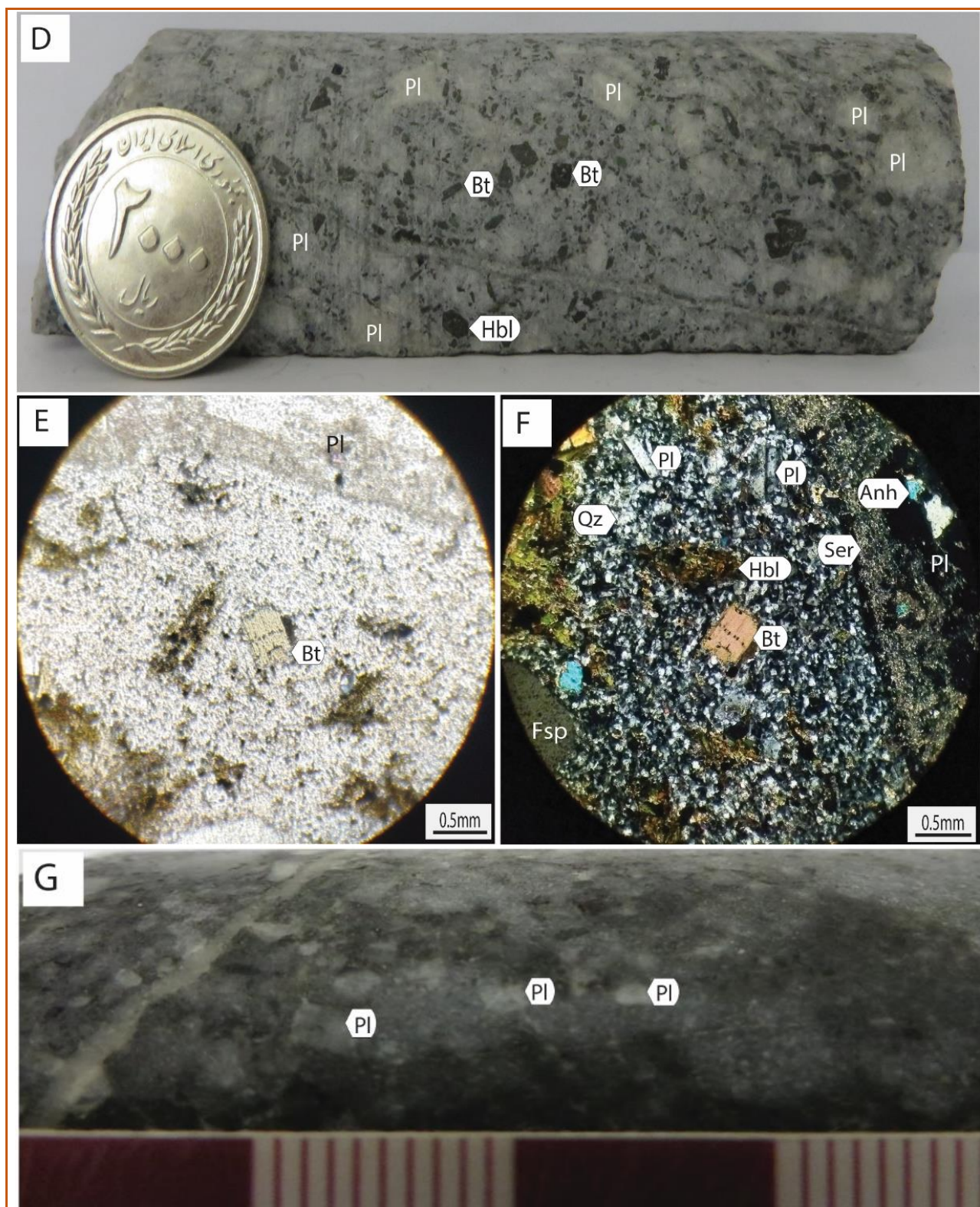
درصد حجمی) از کانی‌های اصلی سنگ هستند. پلاژیوکلازها و پتاسیم‌فلدسپارها، بیشتر نشانه‌های سریستی شدن دارند. حضور بیوتیت اندک است. در پی دگرسانی، کانی‌های فرومنیزین اولیه با محصولات ثانویه دگرسانی، جانشین شده‌اند. زمینه سنگ ریزدانه است و از کوارتز، پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار ساخته شده است (شکل‌های H-۲ و I-۲).

توده میکروکوارتز دیوریت (DPQD)، در نمونه دستی چهره‌ای تیره‌رنگ دارد (شکل G-۲). بلورهای پلاژیوکلاز (۳ تا ۱ میلی‌متر)، به همراه پتاسیم‌فلدسپار، بافت پورفیری سنگ را پدید آورده‌اند (شکل‌های H-۲ و I-۲). پلاژیوکلاز (۴۵-۴۰ درصد حجمی) فراوان‌ترین کانی سازنده سنگ است و به همراه کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار (مجموعاً ۳۰-۲۵



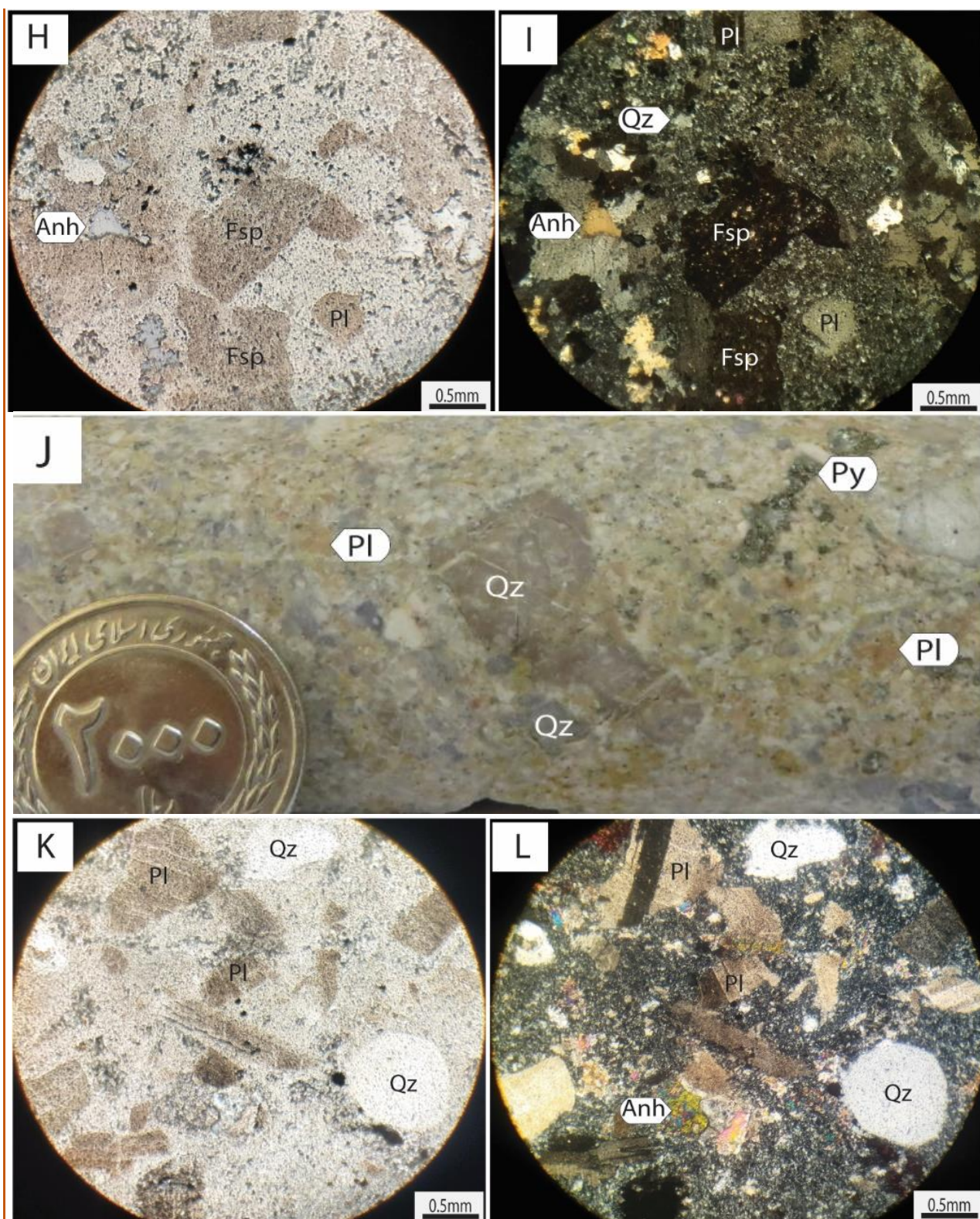
شکل ۲. A) بازمانده‌ای از درشت‌بلور پلاژیوکلاز سریستی‌شده، کوارتز، پیریت و سریست (تصویر XPL از توده آتشفشانی داسیتی با دگرسانی فیلیک؛ **B)** تصویر XPL و **C)** تصویر PPL از دگرسانی آرژیلیک و یا گرایزن سنگ‌های آتشفشانی داسیتی و زمینه سنگ کاملاً با کانی‌های رسی جایگزین شده است و کانی‌های کوارتز، فلوئوریت دیده می‌شوند؛ **D)** تصویر نمونه دستی از میکروکوارتز دیوریت HBQD، بافت پورفیری سنگ در نمونه دستی از بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند ساخته شده است؛ **E)** تصویر PPL و **F)** تصویر XPL از کانی بیوتیت و بازمانده‌ای از هورنبلند در حال دگرسانی، به همراه پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، انیدریت و درشت‌بلور پلاژیوکلاز که در حال سریستی‌شدن است در میکروکوارتز دیوریت نمونه HBQD؛ **G)** تصویر نمونه دستی از کانی‌های پلاژیوکلاز که بافت پورفیری توده میکروکوارتز دیوریت نمونه DPQD را پدید آورده‌اند؛ **H)** تصویر PPL و **I)** تصویر XPL از بافت پورفیری، پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار با نشانه‌هایی از سریستی‌شدن، زمینه ریزدانه سنگ، پلاژیوکلاز-کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار در مقطع میکروسکوپی میکروکوارتز دیوریت DPQD؛ **J)** تصویر نمونه دستی از بلورهای درشت کوارتز به همراه پلاژیوکلاز، بافت پورفیری در میکروگرانودیوریت نمونه GD03؛ **K)** تصویر PPL و **L)** تصویر XPL از کوارتز و پلاژیوکلاز که بافت پورفیری توده میکروگرانودیوریت را پدید آورده‌اند به همراه زمینه ریزدانه‌ای از پلاژیوکلاز، کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار؛ **M)** و **N)** تصویرهای XPL از زیرکن در نمونه‌های میکروکوارتز دیوریت. کوتاه‌نوشت نام کانی‌ها از وار (Warr, 2021).

Figure 2. A) Cross-polarized light (XPL) image of a dacitic volcanic rock with phyllic alteration, showing a relict of sericitized plagioclase phenocryst, quartz, pyrite, and sericite; **B)** XPL and **C)** Plane-polarized light (PPL) images of argillic and/or greisen alteration in dacitic volcanic rocks, where the rock matrix is completely replaced by clay minerals, accompanied by quartz and fluorite; **D)** Hand-specimen photograph of the HBQD microquartz diorite, displaying a porphyritic texture composed of plagioclase, biotite, and hornblende phenocrysts; **E)** PPL and **F)** XPL photomicrographs of the HBQD microquartz diorite, showing biotite and a relict of altering hornblende, associated with K-feldspar, plagioclase, anhydrite, and a sericitized plagioclase phenocryst; **G)** Hand-specimen photograph of the DPQD microquartz diorite, showing plagioclase crystals forming a porphyritic texture; **H)** PPL and **I)** XPL photomicrographs of the DPQD microquartz diorite, showing a porphyritic texture with plagioclase and K-feldspar exhibiting evidence of sericitization, within a fine-grained matrix of plagioclase, quartz, and K-feldspar; **J)** Hand-specimen photograph of the GD03 microgranodiorite, displaying a porphyritic texture with coarse-grained quartz and plagioclase crystals; **K)** PPL and **L)** XPL photomicrographs of the microgranodiorite showing porphyritic quartz and plagioclase in a fine-grained groundmass of plagioclase, quartz, and K-feldspar; **M)** and **N)** XPL images of zircon grains in the microquartz diorite samples. Mineral abbreviations are after Warr (2021).



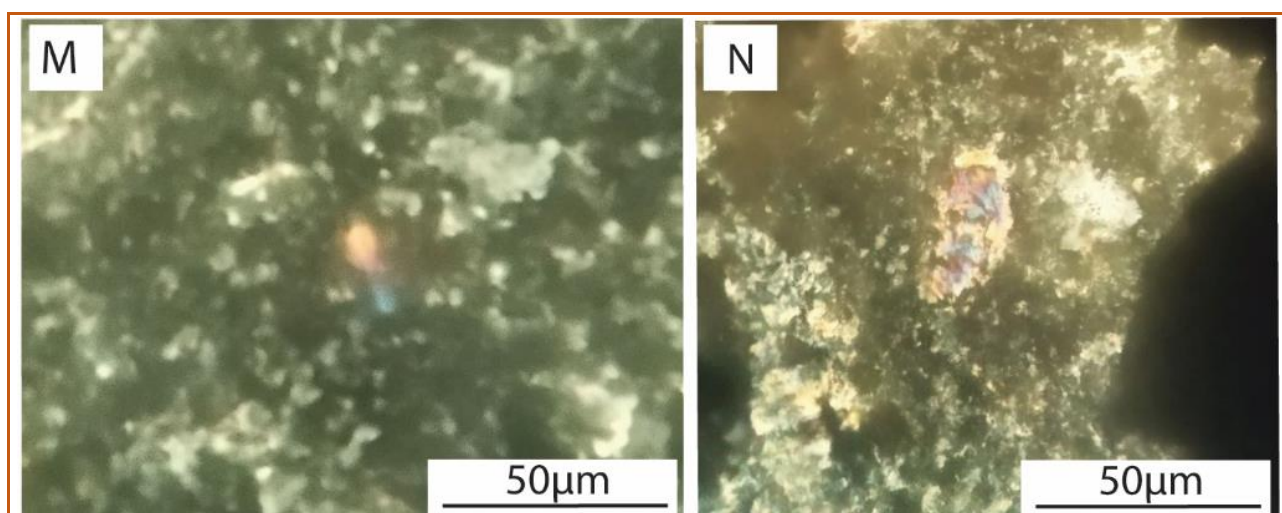
شکل ۲. ادامه.

Figure 2. Continued.



شکل ۲. ادامه.

Figure 2. Continued.



شکل ۲. ادامه.

Figure 2. Continued.

داده‌های همانند از کانسارهای چوکیکاماتا، سرچشمه و ارمی) در نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب کندریت را نمایش می‌دهند. در این شکل، الگوی عنصرهای خاکی کمیاب در همه این نمونه‌ها، گویای طرح کلی زیرکن‌های کمان‌های ماگمایی است که با غنی‌شدگی از HREE، تهی‌شدگی از LREE، ناهنجاری مثبت Ce و ناهنجاری منفی Eu (با شدت متغیر از قوی تا ضعیف) شناخته می‌شوند (Hoskin and Schaltegger, 2003).

میزان Hf زیرکن‌های توده میکروگرانودیوریتی (GD03) از ۹۵۱۰ تا ۱۱۳۳۷ ppm و دمای تبلور زیرکن‌ها از 670 ± 22 تا 780 ± 25 درجه سانتیگراد متغیر است. میزان Eu/Eu^* زیرکن این توده از ۰/۳۱ تا ۰/۱۱ نوسان دارد. نسبت Eu/Eu^* زیرکن‌های GD03، با افزایش Hf زیرکن روندی کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۵-۱). میزان $(Yb/Gd)_N$ زیرکن‌های این توده، از ۱۹/۸ تا ۲۶/۲ و میزان Th/U زیرکن از ۰/۴۸ تا ۰/۷۵ متغیر است (جدول ۱). نسبت Th/U زیرکن‌های این توده، با افزایش Hf، کاهش می‌یابد (شکل ۵-۲). نسبت $(Yb/Gd)_N$ زیرکن‌های GD03، روند نزدیکی به ثابتی با افزایش Hf، نشان می‌دهد (شکل ۵-۳).

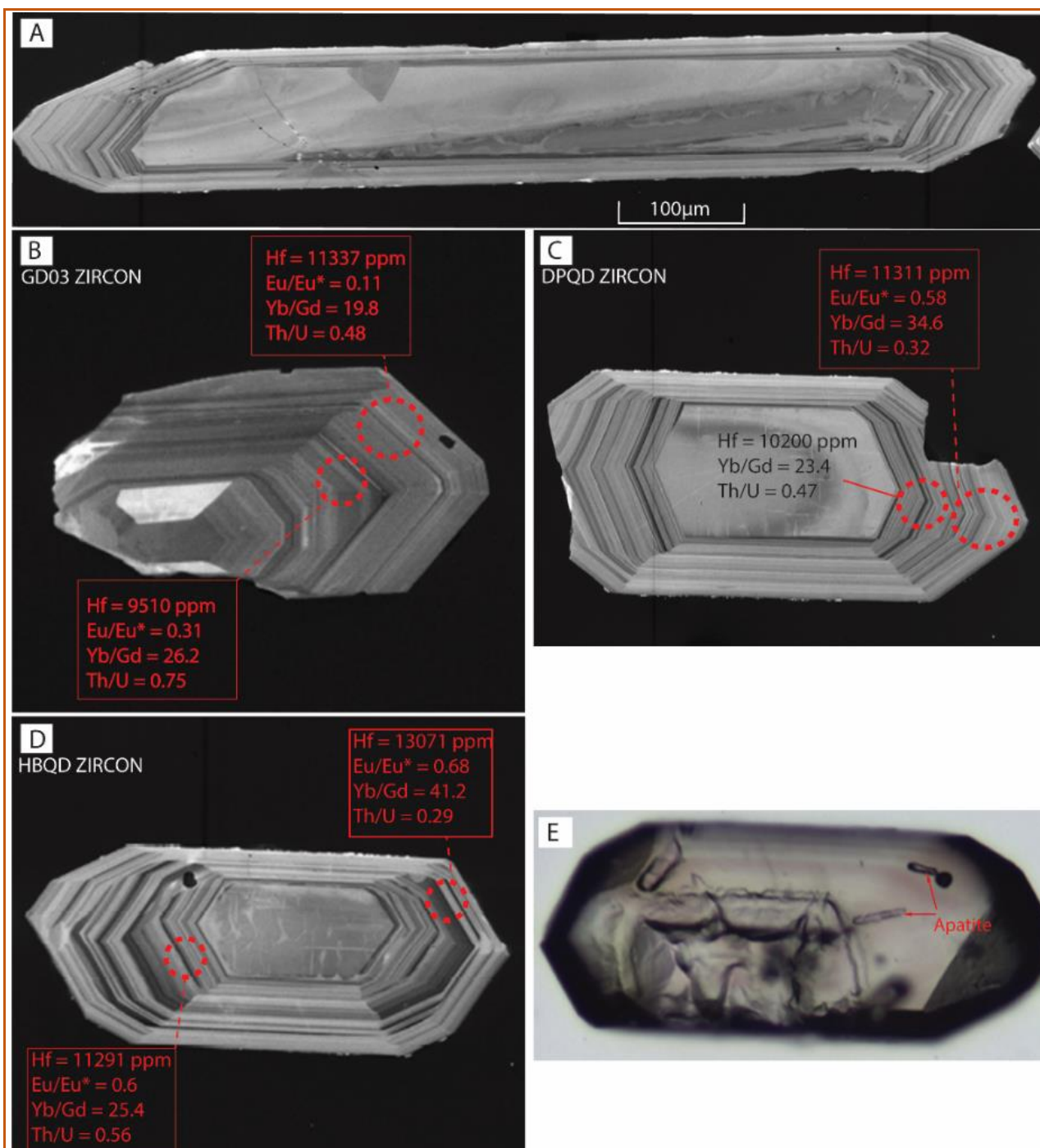
رنگ توده میکروگرانودیوریتی GD03 در نمونه دستی، روشن است (شکل ۲-۱) و بلورهای درشت پلاژیوکلاز و کوارتز (تا بیش از ۱ سانتیمتر)، بافت پورفیری سنگ را می‌سازند (شکل ۲-۲). در مقاطع میکروسکوپی، زمینه سنگ ریزدانه است و از پلاژیوکلاز-کوارتز-پتاسیم‌فلدسپار ساخته شده است (شکل‌های ۲-۲ و ۲-۳). پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی سازنده سنگ است و ۴۵-۵۰ درصد حجمی سنگ را فراگرفته است (شکل‌های ۲-۲ و ۲-۳). کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار از دیگر کانی‌های اصلی سازنده سنگ هستند (شکل‌های ۲-۲ و ۲-۳).

نتایج

زمین‌شیمی و ریخت‌شناسی زیرکن

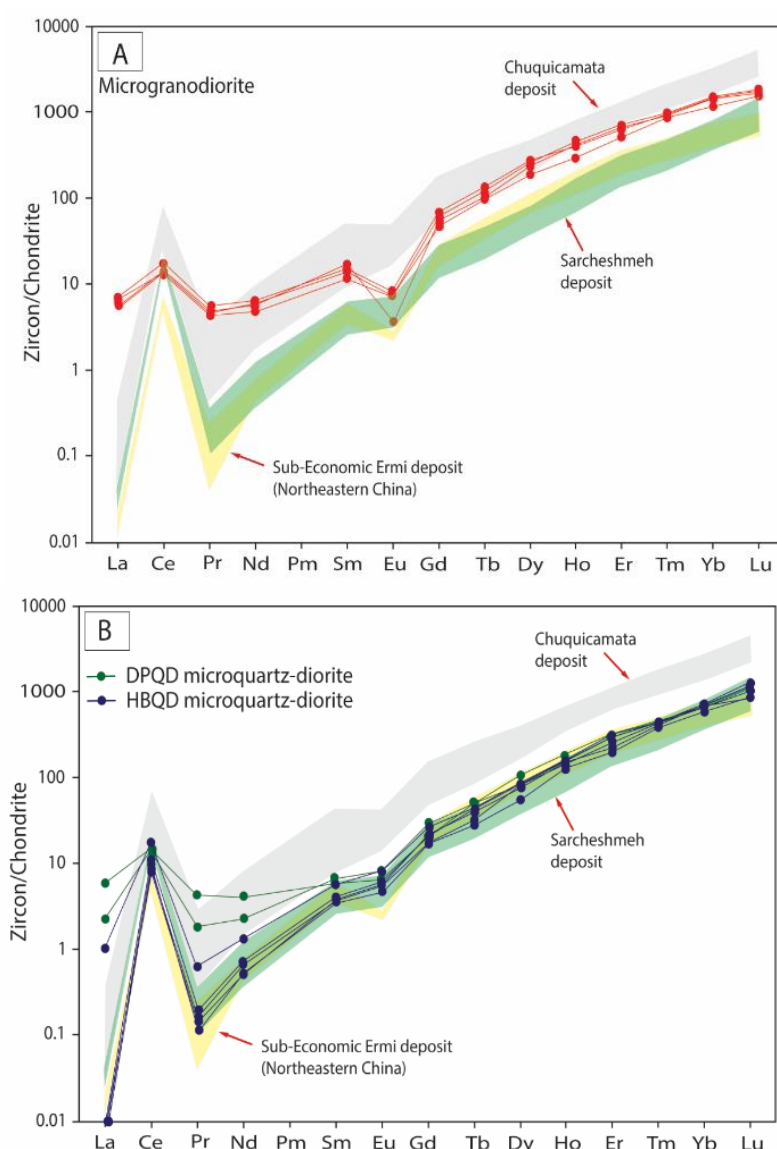
زیرکن‌های کانسار کوه کپوت، به فرم منشوری هستند و ۱۰۰ تا بیش از ۵۰۰ نانومتر درازا دارند (شکل ۳). نسبت پهنا به درازا این کانی‌ها از ۱:۱ تا ۱:۵ در نوسان است. تصویرهای کاتدولومینسانس نشان‌دهنده هسته‌های درشت با پهنه‌بندی ضعیف و گاهی همگن و حاشیه‌هایی با پهنه‌بندی مشخص است (شکل ۳).

شکل‌های ۴-۱ و ۴-۲، الگوی عنصرهای خاکی کمیاب زیرکن‌های میکروگرانودیوریتی GD03، میکروکوارتز دیوریت‌های HBQD و DPQD، (به‌همراه



شکل ۳. تصویرهای کاتدولومینسانس زیرکن‌های کانسار کوه کپوت. **A)** تصویر کاتدولومینسانس زیرکن در نمونه HBQD، پیدایش منشور سوزنی‌شکل زیرکن با نسبت پهنا به درازا ۱:۵؛ **B, C, D)** به ترتیب تصویرهای کاتدولومینسانس زیرکن‌های توده‌های GD03، DPQD و HBQD (در این تصویرها تغییرات Hf، Eu/Eu*، Yb/Gd و Th/U با رشد کانی نشان داده شده است)؛ **E)** میان‌بارهای آپاتیت در درون زیرکن در تصویر نور گذری از زیرکنی مربوط به توده HBQD.

Figure 3. Cathodoluminescence (CL) images of zircon grains from the Kuh-e-Kaput deposit. **A)** CL image of a zircon grain from the HBQD sample, showing an acicular prismatic habit with an aspect ratio (width-to-length) of 1:5; **B, C, D)** CL images of zircon grains from the GD03, DPQD, and HBQD units, respectively (displaying variations in Hf, Eu/Eu*, Yb/Gd, and Th/U ratios during mineral growth); **E)** Transmitted-light photomicrograph of a zircon grain from the HBQD unit, showing apatite inclusions within the host zircon.



شکل ۴. نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای: **A)** توده میکروگرانودیوریت؛ **B)** توده‌های میکروکوارتز دیوریتی HBQD و DPQD. داده‌های چوکیکاماتا از پیزارو و همکاران (Pizarro et al., 2020)، داده‌های سرچشمه از لو و همکاران (Lu et al., 2016)، داده‌های ارمی از لیو و همکاران (Liu et al., 2025).

Figure 4. Chondrite-normalized spider diagram (data from McDonough and Sun, 1995) for: **A)** Microgranodiorite intrusion; **B)** HBQD and DPQD microquartz-diorite intrusions. Data for Chuquicamata are from Pizarro et al. (2020), data for Sarcheshmeh are from Lu et al. (2016), and data for Ermi are from Liu et al. (2025).

تا ۰/۶۸ در نوسان است و با افزایش Hf زیرکن روند نزدیک به ثابتی را نشان می‌دهد (شکل ۵-۸).

همچنین، میزان $(Yb/Gd)_N$ و Th/U در ترکیب زیرکن‌های این توده، به ترتیب بین ۲۵/۴ تا ۴۱/۲ و ۰/۲۹ تا ۰/۵۶ در نوسان است (جدول ۱) و با افزایش Hf، به ترتیب روند افزایشی و کاهش‌ی نشان می‌دهند (شکل‌های ۵-۸ و ۵-۹).

دمای تبلور زیرکن‌های توده میکروکوارتز دیوریت HBQD، کمتر از میکروگرانودیوریت است و از 659 ± 22 تا 707 ± 22 درجه سانتیگراد تغییر می‌کند؛ میزان Hf زیرکن‌های HBQD، از ۱۱۲۹۱ تا ۱۳۰۷۱ ppm در تغییر است و با کاهش دما، افزایش می‌یابد (شکل ۵-۸). نسبت Eu/Eu^* زیرکن توده میکروکوارتز دیوریتی HBQD از ۰/۶

و Th/U زیرکن به ترتیب ۲۳/۴ تا ۳۴/۶ و ۰/۳۲ تا ۰/۴۷ تغییر می کند (جدول ۱) و با افزایش Hf، به ترتیب روند افزایشی و کاهشی نشان می دهند (شکل های ۵-C و ۵-D).
جدول ۲، مقادارهای Hf، نسبت های Eu/Eu^* ، Th/U و $(Yb/Gd)_N$ را میان توده های بررسی شده در این پژوهش و کانسارهای سرچشمه، چوکیکاماتا و کانسار غیر اقتصادی ارمی مقایسه می کند.

D. میزان هافنیم زیرکن های توده میکروکوارتز دیوریتی DPQD میزان ۱۰۲۰۰ تا ۱۱۳۱۱ ppm را نشان می دهد؛ دمای تبلور این کانی ها گستره 682 ± 22 تا 706 ± 23 درجه سانتیگراد را نشان می دهد؛ دمای تبلور زیرکن های DPQD با افزایش میزان Hf زیرکن، تا اندازه ای افزایش پیدا می کند (شکل ۵-B). میزان Eu/Eu^* زیرکن به طور میانگین میزان ۰/۵۸ را نشان می دهد. همچنین، میزان $(Yb/Gd)_N$ زیرکن

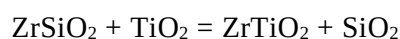
جدول ۲. مقایسه داده های زمین شیمیایی و دمای تبلور زیرکن های توده های میکروکوارتز دیوریت HBQD، DPQD و توده میکروگرانودیوریت GD03 با زیرکن های کانسارهای چوکیکاماتا، سرچشمه و ارمی. داده های زیرکن های کانسار چوکیکاماتا از پیزارو و همکاران (Pizarro et al., 2020)، داده های زیرکن های کانسار سرچشمه از لو و همکاران (Lu et al., 2016) و داده های زیرکن های ارمی از لیو و همکاران (Liu et al., 2025).

Table 2. Comparison of zircon geochemical data and zircon crystallization temperatures of the HBQD and DPQD microquartz-diorite intrusions and the GD03 microgranodiorite intrusion with corresponding zircon data from the Chuquicamata, Sarcheshmeh, and Ermi deposits. Data for Chuquicamata are from (Pizarro et al., 2020), those for Sarcheshmeh are from Lu et al. (2016), and those for Ermi are from Liu et al. (2025).

Sample Type	Microquartz-diorite HBQD	Microquartz-diorite DPQD	Microgranodiorite GD03	Sarcheshmeh	Chuquicamata deposit	Ermi deposit (Sub-Economic)
Hf (ppm)	11291-13071	10200-11311	9510-11337	8973-11590	>8750	9301-10863
Eu/Eu*	0.6-0.68	0.58-0.57	0.11-0.31	0.41-0.92	>0.4	0.21-0.31
(Yb/Gd) _N	25-41	23-34	19.8-26	17-61	-	23-29
Th/U	0.56-0.29	0.47-0.32	0.75-0.48	1.04-0.27	1-0.1	0.84-0.58
T°C	659-707	682-706	670-780	-	639-761	684-805

دما و شرایط اکسایش تبلور زیرکن

میزان غلظت و تمرکز Ti در زیرکن به دما، فشار، α_{SiO_2} و α_{TiO_2} مذابی که زیرکن از آن متبلور می شود بستگی دارد (Ferry and Watson, 2007). دماسنجی بر پایه میزان Ti در ساختار زیرکن بر پایه واکنش تبادلی زیر است:



فری و واتسون (Ferry and Watson, 2007) رابطه زیر را برای دماسنجی بر پایه زمین شیمی زیرکن پیشنهاد کرده اند:

$$\log (\text{ppm Ti-in-zircon}) = (711.5 \pm 0.072) - (4800 \pm 86)/T(^{\circ}\text{K}) - \log (\alpha_{SiO_2}) + \log (\alpha_{TiO_2})$$

کالیبراسیون این معادله برای فشار ۱ گیگاپاسکال و با

مقایسه داده های جدول ۲ نشان می دهد تغییرات میزان Hf، زیرکن های بررسی شده، با کانسارهای بزرگی مانند سرچشمه و چوکیکاماتا و نیز با کانسار غیر اقتصادی ارمی، تفاوت معناداری نشان نمی دهد. نسبت Eu/Eu^* زیرکن های توده های میکروکوارتز دیوریت همخوانی معناداری با میزان این نسبت در زیرکن های سرچشمه و چوکیکاماتا نشان می دهد. همچنین، در مقایسه با توده های میکروکوارتز دیوریتی (با بازه تغییرات $(Yb/Gd)_N$ برابر با ۲۵ تا ۴۱ و ۲۳ تا ۳۴)، مقدار این نسبت در زیرکن های سرچشمه بازه بزرگی (۱۷ تا ۶۱) را نشان می دهد. به جز کانسار غیر اقتصادی ارمی که تبلور زیرکن ها، در بازه دمایی بزرگی از ۸۰۵ تا ۶۸۴ درجه سانتیگراد رخ داده است، بازه دمایی تبلور زیرکن های بررسی شده با کانسار چوکیکاماتا، همپوشانی دارد.

در این پژوهش، ناهنجاری Ce بر پایه روش لادر و همکاران (Loader et al., 2017) و فوگاسیته اکسیژن بر پایه روش لاکس و همکاران (Loucks et al., 2020)، به‌دست آورده شده‌اند.

میزان $Ce/\sqrt{(U \times Ti)}$ برای توده میکروگرانودیوریت برابر با ۰/۴۱ تا ۰/۶۷ و برای توده‌های میکروکوارتزیدیوریت برابر با ۰/۴ تا ۰/۷۴ است. و میزان ΔFMQ برای توده میکروگرانودیوریتی از 0.11 ± 0.73 تا 0.1 ± 1.6 و برای توده‌های میکروکوارتزیدیوریتی از 0.11 ± 0.7 تا 0.1 ± 1.75 در نوسان است. ناهنجاری Eu (Eu/Eu^*) در ساختار زیرکن شاخصی برای برآورد فوگاسیته اکسیژن مذاب (Lee et al., 2021)، میزان آب ماگما (Lu et al., 2016) و یا گاززدایی (SO_2) ماگما (Dilles et al., 2015) دانسته شده است. در بررسی‌های گوناگون، شناسایی توده‌های بارور از گونه‌های عقیم در بخش مرکزی آسیا، شیلی، پرو و شمال آمریکا بر پایه نسبت $Eu/Eu^* > 0.4$ انجام شده است (Lee et al., 2021; Dilles et al., 2015).

بحث

زمین‌شیمی زیرکن و تکامل ماگما

بررسی‌های گوناگون (Dilles et al., 2015; Hong et al., 2024)، رابطه میان افزایش هافنیم و کاهش دمای تبلور زیرکن را پیامد تکامل ماگمای حد واسط/فلسیک دانسته‌اند. همچنین، با تکامل مذاب، میزان عنصرهایی مانند U و Th افزایش و نسبت Th/U کاهش می‌یابد (Claiborne et al., 2010). افزون بر این، کانی‌های همایندی که هم‌زمان و یا پیش از اشباع مذاب سیلیکاته از زیرکن متبلور شده‌اند، از دیگر عوامل کنترل‌کننده زمین‌شیمی زیرکن است. تبلور کانی‌هایی مانند آمفیبول، عنصرهای Gd و Th به افزایش نسبت Yb/Gd و کاهش میزان Th/U در ساختار زیرکن می‌انجامد (Rezeau et al., 2019).

میزان U و Th در زیرکن‌های HBQD بازه تغییرات بزرگی دارد و از ۸۱۱ تا ۲۹۹ ppm برای اورانیم و ۴۵۶ تا ۹۶

فرض اشباع‌بودن سامانه از SiO_2 و TiO_2 انجام گرفته است ($\alpha_{SiO_2} = 1/\alpha_{TiO_2}$). با وجود این، به‌دلیل پیدایش کانسارهای پورفیری در ژرفا و فشار نزدیک به سطح (Sillitoe, 2010)، می‌توان از تأثیر فشار بر این میزان چشم‌پوشی کرد (Pizarro et al., 2020). نبود تیتانیت در نمونه‌ها و حضور کوارتزهای ماگمایی نشان می‌دهد برای اکتیویته TiO_2 و SiO_2 به‌ترتیب مقادیرهای ۰/۵ و ۱ پذیرفتنی است. دمای به‌دست‌آمده برای تبلور زیرکن نشان‌دهنده پیدایش زیرکن‌های میکروگرانودیوریت در دمای ۶۷۰-۷۸۰ درجه سانتیگراد و تبلور زیرکن‌های میکروکوارتزیدیوریت‌ها در دمای ۶۵۹-۷۰۸ درجه سانتیگراد است.

بررسی‌های آزمایشگاهی نشان داده‌اند ناهنجاری Ce در ترکیب زیرکن به فوگاسیته اکسیژن مذاب وابسته است (Trail et al., 2012). تعیین دقیق ناهنجاری Ce ($Ce/Ce^* = Ce_N / (La_N \times Pr_N)^{0.5}$) در ساختار زیرکن چالش‌برانگیز است؛ زیرا غلظت La و Pr در ساختار این کانی بسیار کم (Hoskin and Schaltegger, 2003) و نزدیک به آستانه آشکارسازی دستگاه است (Loader et al., 2017). همچنین، محاسبه نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} با به‌کارگیری روش بالارد و همکاران (Ballard et al., 2002) که بر پایه کرنش شبکه بلورین کانی^۱ پایه‌گذاری شده است، محاسباتی پیچیده دارد. لادر و همکاران (Loader et al., 2017) روش نوینی برای به‌دست‌آوردن ناهنجاری Ce (Ce/Ce^{*2}) پیشنهاد کرده‌اند. همچنین، لاکس و همکاران (Loucks et al., 2020) رابطه $Ce/\sqrt{(U \times Ti)}$ را برای محاسبه فوگاسیته اکسیژن مذاب با به‌کارگیری شیمی زیرکن پیشنهاد کرده‌اند. مهم‌ترین ویژگی این رابطه وابسته‌نبودن آن به دما، فشار و محتوای آب مذاب است (Loucks et al., 2020). میزان ΔFMQ را می‌توان با به‌کارگیری رابطه زیر به‌دست آورد (Loucks et al., 2020):

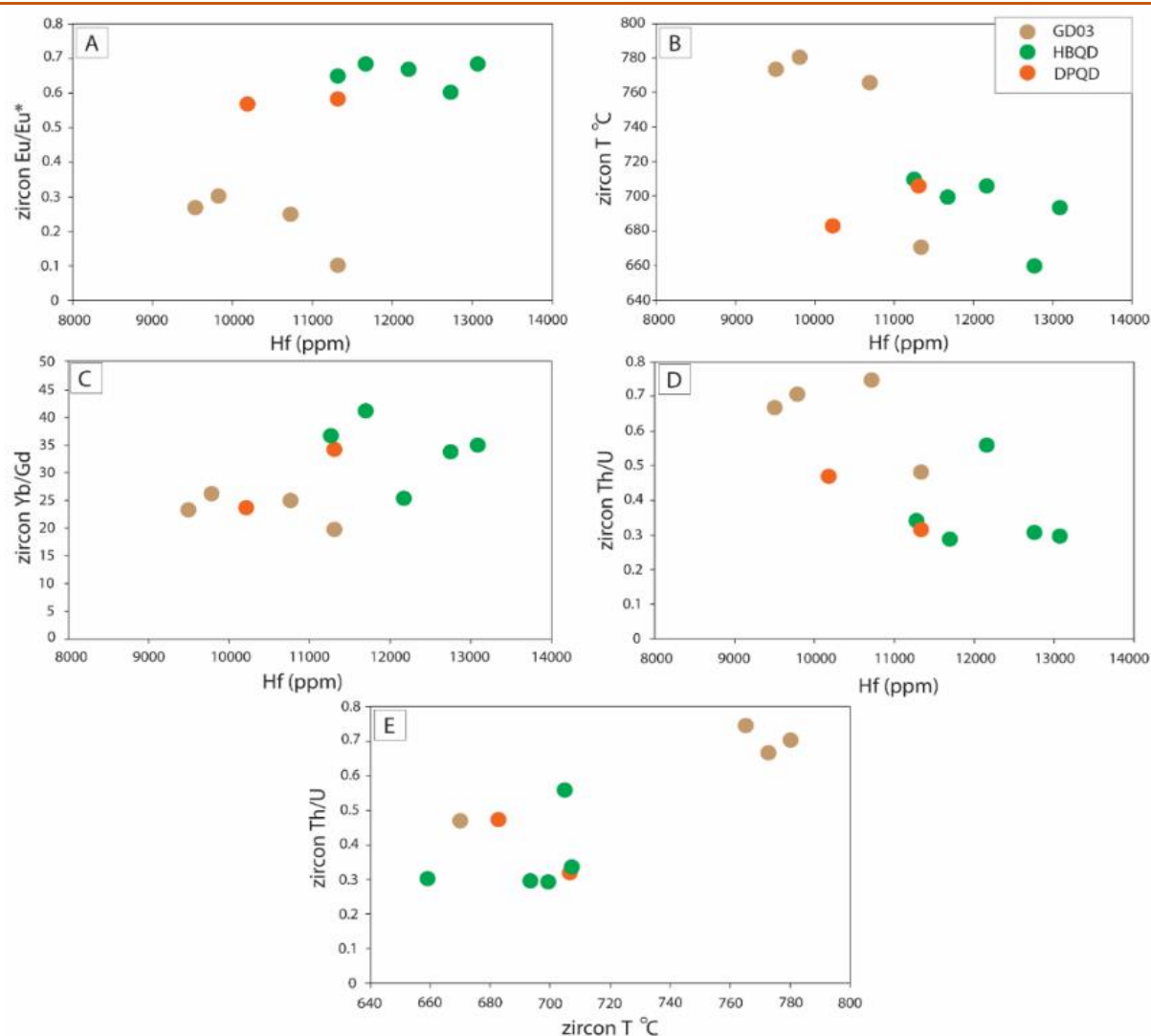
$$\Delta FMQ = 3.998 \pm 0.124 \times \log(Ce/\sqrt{(U \times Ti)}) + 2.284 (\pm 0.101)$$

¹ lattice-strain

² $Ce/Ce^* = Ce_N / [(Nd_N)^2 / Sm_N]$

نشان‌دهنده روند روبه‌پیشرفت جدایش بلوری ماگمایی است. هم‌زمانی این رخداد با کاهش میزان Ti زیرکن (دمای تبلور زیرکن)، نشان می‌دهد مذاب، هم‌زمان با تفریق در حال سرد شدن نیز هست (Large et al., 2020). شکل‌های ۵-D و ۵-E، نشان‌دهنده کاهش نسبت Th/U هم‌زمان با افزایش Hf، و کاهش دما، هم‌زمان با کاهش Th/U، در ترکیب زیرکن‌های HBQD است که نشان‌دهنده تبلور زیرکن‌های این توده از مذابی در حال جدایش بلوری و سرد شدن است.

ppm برای توریم، در نوسان است و میزان Th/U نیز از ۰/۵۶ تا ۰/۲۹ در تغییر است (جدول ۱). بیشترین میزان Hf در زیرکن‌های این توده دیده می‌شود (۱۳۰۷۱ تا ۱۱۲۹۱ ppm) (جدول ۱). مقدارهای بالای Eu/Eu* در ترکیب زیرکن، به محتوای بالای آب (Lu et al., 2016) و یا فوگاسیته اکسیژن (Ballard et al., 2002) ماگما بستگی دارد. شکل ۵-A، نشان می‌دهد نسبت Eu/Eu* زیرکن‌های HBQD بالاست (۴/ > Eu/Eu*). به باور لارج و همکاران (Large et al., 2020)، روند کاهشی Th/U و افزایش Hf زیرکن،



شکل ۵. نمودارهای چگونگی تغییر دما و نسبت عنصرهای فرعی زیرکن بر پایه تغییرات Hf: (A) نمودار Hf در برابر Eu/Eu*؛ (B) نمودار دما در برابر Hf؛ (C) نمودار Yb/Gd در برابر Hf؛ (D) نمودار Th/U در برابر Hf؛ (E) نمودار Th/U در برابر دمای تبلور زیرکن‌ها. **Figure 5.** Diagrams illustrating plots in temperature and zircon trace-element ratios as a function of Hf content. A) Hf versus Eu/Eu* plot; B) Hf versus temperature plot; C) Hf versus Yb/Gd plot; D) Hf versus Th/U plot; E) zircon crystallization temperature versus Th/U plot.

بیشتر و با ترکیبی همانند ترکیب مذاب میکروکوارتز دیوریتی DPQD، وارد آشیانه ماگمایی شده و تنها به عنوان یک ورودی گرمایی رفتار کرده است؛ بی‌آنکه تعادل شیمیایی آشیانه ماگمایی را تغییر دهد.

میزان Eu/Eu^* در ترکیب زیرکن‌های میکروگرانودیوریت GD03 کم است ($Eu/Eu^* < 0.4$) (شکل ۵-۸) که نشان دهنده کم بودن محتوای آب و یا فوگاسیته اکسیژن ماگماست. دمای تبلور زیرکن‌های GD03 با افزایش میزان Hf کاهش پیدا می‌کند (شکل ۵-۸B)؛ همچنین، در نمودارهای Hf در برابر Th/U و دمای تبلور، روند کاهشی نشان می‌دهند (شکل‌های ۵-۸D و ۵-۸E). این ویژگی تکامل مذاب میکروگرانودیوریتی هم‌زمان با سرد شدن ماگما را نشان می‌دهد. با این حال، روند کاهشی زیرکن‌های GD03 در نمودار Eu/Eu^* در برابر Hf نشان می‌دهد مسیر تکامل توده میکروگرانودیوریتی با آنچه که پیشتر، درباره میکروکوارتز دیوریت‌ها گفته شد یکسان نیست (شکل ۵-۸A). در توده میکروگرانودیوریت، روند کاهشی Eu/Eu^* در ترکیب تکامل ماگما، نشان دهنده کاهش عنصر Eu در مذاب در پی تبلور پلاژیوکلاز است. به گفته دیگر، تکامل ماگمای میکروگرانودیوریتی با تبلور پلاژیوکلاز کنترل شده است.

گفتنی است اختلاف دمای تبلور زیرکن‌های GD03، بازه دمایی ۷۸۰ تا ۶۷۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد (جدول ۱). توجه به میزان Th/U (که شاخصه‌ای در بررسی میزان تکامل ماگماست) نشان می‌دهد زیرکن‌های با کمترین دما (۶۷۰ درجه سانتیگراد)، کمترین میزان Th/U (۰/۴۸) را دارند. در مقایسه با بیشترین دمای تبلور (۷۸۰ درجه سانتیگراد) که برای زیرکنی با بیشترین میزان Th/U (۰/۷۵) است. این ویژگی، افزون بر اینکه گویای هم‌زمانی تکامل ماگما با کاهش دماست، نشان دهنده پیدایش و تبلور زیرکن در بازه زمانی از حیات ماگمای سیلیکاته است. در پژوهش‌های دیگر (Paolillo et al., 2021; Liu et al., 2025) چنین بازه دمایی

روند افزایشی و کاهشی زیرکن‌های HBQD که به ترتیب در نمودارهای Hf در برابر Yb/Gd و Th/U، به چشم می‌خورد، نشان دهنده تبلور آمفیبول، آپاتیت و یا تیتانیت، هم‌زمان و یا پیش از زیرکن است (Rezeau et al., 2019). (شکل‌های ۵-۸C و ۵-۸D). در همخوانی با محتوای بالای آب مذاب، این ویژگی نشان می‌دهد تکامل ماگمای میکروکوارتز دیوریتی HBQD، با تبلور کانی‌های هورنبلند، آپاتیت و یا تیتانیت کنترل شده است. در بررسی مقاطع میکروسکوپی تیتانیت دیده نشده است؛ اما حضور میان‌بارهای آپاتیت در کانی‌های زیرکن نشان دهنده تبلور این کانی هم‌زمان و یا پیش از پیدایش زیرکن‌هاست (شکل ۳-۸E).

همانند HBQD، میزان نسبت Eu/Eu^* زیرکن‌های میکروکوارتز دیوریت DPQD، نیز بالا است ($Eu/Eu^* > 0.4$). زیرکن‌های این توده نیز، در نمودار Yb/Gd و Th/U در برابر Hf به ترتیب روند افزایشی و کاهشی نشان می‌دهند (شکل‌های ۵-۸C و ۵-۸D) که نشان دهنده تأثیر تبلور هورنبلند، آپاتیت و تیتانیت بر شیمی زیرکن و روند تکامل مذاب است؛ اما دمای تبلور زیرکن‌های DPQD با تکامل مذاب افزایش پیدا کرده است (شکل‌های ۵-۸B و ۵-۸E)؛ بررسی رابطه دما با تغییرات Th/U (شکل ۵-۸E)، زیرکن‌های DPQD، نشان می‌دهد افزایش دمای تبلور زیرکن‌ها، هم‌زمان با کاهش Th/U روی داده است (به گفته دیگر، مذاب در حال تکامل است؛ اما دما افزایش نسبی داشته است). یک دلیل احتمالی برای چنین روندی، تزریق پالس‌های جدید ماگمایی به درون آشیانه ماگمایی است. پائولیو و همکاران (Paolillo et al., 2022)، افزایش دمای تبلور زیرکن، هم‌زمان با افزایش Th/U، کاهش Yb/Gd و کاهش Hf زیرکن، از بخش‌های درونی‌تر به سوی لایه‌های بیرونی‌تر زیرکن را پیامد تزریق فازهای مذاب مافیک، به درون آشیانه ماگمایی می‌دانند. از آنجایی که افزایش دمای تبلور زیرکن‌های DPQD، با تغییر معنادار در شیمی کانی همراه نیست، چه بسا فاز جدید ماگمایی با دمای

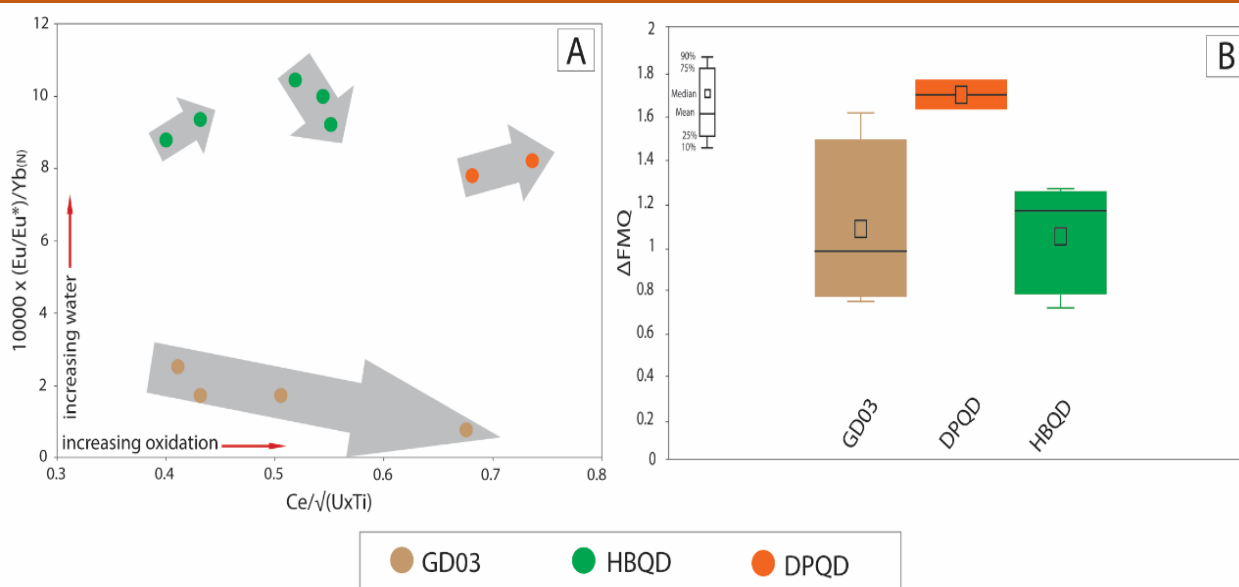
برای تبلور زیرکن گزارش شده است. فوگاسیته اکسیژن این توده‌ها همپوشانی بالایی نشان می‌دهد (شکل ۶-۲).

بررسی‌های پیشین رابطه مستقیم میان میزان Fe^{3+}/Fe^{2+} و درصدوزنی H_2O ماگما را نشان داده‌اند (Tollan and Hermann, 2019). لاکس و فیورنتینی (Loucks and Fiorentini, 2023)، نسبت $10^4 \times (Eu/Eu^*)/Yb_N$ در ساختار زیرکن را به‌عنوان شاخصه‌ای در تخمین محتوای H_2O ماگما پیشنهاد کرده‌اند. به باور لاکس و فیورنتینی (Loucks and Fiorentini, 2023)، با خروج سیال‌های گرمابی از ماگمای سیلیکاته در ژرفای نزدیک به سطح و نیمه‌آتشفشانی، محتوای آب ماگما کاهش و ΔFMQ افزایش خواهد یافت. افزایش fO_2 در مذاب پیامد تمرکز Fe^{2+} به همراه Cl^- در سیال‌های گرمابی و افزایش نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} در مذاب سیلیکاته است.

زمین‌شیمی کانی‌نشانگر زیرکن در شناسایی باروری مذاب

از مهم‌ترین ویژگی‌های مذاب‌های بارور، توان نگاه‌داشت و حمل گوگرد است. این مهم در گرو فوگاسیته اکسیژن مذاب است (Richards, 2015). بالابودن فوگاسیته اکسیژن مذاب، با جلوگیری از خروج زودهنگام سولفید از سامانه سیلیکاته، امکان تمرکز بیشینه S ، Cl و عنصرهای فلزی در سیال‌های گرمابی را فراهم می‌کند (Leong et al., 2023). روند افزایشی میزان $Ce/\sqrt{(U \times Ti)}$ در زیرکن‌ها هم‌زمان با تکامل مذاب نشان‌دهنده افزایش fO_2 مذاب است (Loucks et al., 2020).

میزان ΔFMQ به‌دست‌آورده‌شده از رابطه $Ce/\sqrt{(U \times Ti)}$ نشان می‌دهد این میزان برای زیرکن‌های GD03 از ۰/۷۳ تا ۱/۶ و برای HBQD از ۱/۲۵-۰/۷ و برای DPQD از ۱/۷۵-۱/۶۲ در تغییر است (شکل ۶-۲).



شکل ۶. A) نمودار $Ce/\sqrt{(U \times Ti)}$ در برابر $10^4 \times (Eu/Eu^*)/Yb_N$ برای بررسی چگونگی تغییرات فوگاسیته اکسیژن مذاب هم‌زمان با تغییرات محتوای آب ماگما (با اندکی تعدیل از Loucks and Fiorentini, 2023)؛ **B)** نمایش چگونگی تغییر فوگاسیته اکسیژن توده‌های HBQD، DPQD و GD03 در نمودارهای Box-and-Whisker. روش به‌دست‌آوردن ΔFMQ در متن توضیح داده شده است. **Figure 6.A)** $Ce/\sqrt{(U \times Ti)}$ versus $10^4 \times (Eu/Eu^*)/Yb_N$ diagram, illustrating the variation in magma oxygen fugacity relative to magmatic water content (modified after Loucks and Fiorentini, 2023); **B)** Box-and-Whisker plots showing the oxygen fugacity variations (expressed as ΔFMQ) of the HBQD, DPQD, and GD03 units. The calculation method for ΔFMQ is detailed in the text.

نمودار $Ce/\sqrt{(U \times Ti)}$ در برابر $10^4 \times (Eu/Eu^*)/Yb_N$ (شکل ۶-۱) نشان می‌دهد افزایش فوگاسیته اکسیژن مذاب، هم‌زمان با کاهش محتوای آب توده میکروگرانودیوریت، نشان‌دهنده تأثیر خروج سیال‌های گرمایی بر افزایش فوگاسیته اکسیژن این توده است (شکل ۶-۲)؛ اما توده‌های میکروکوارتزیدیوریتی پیچیدگی بیشتری نشان می‌دهند. این زیرکن‌ها (توده HBQD) روند دوگانه‌ای را به نمایش می‌گذارند (شکل ۶-۳). نخست محتوای آب و فوگاسیته اکسیژن ماگمای HBQD رابطه‌ای مثبت و افزایشی نشان می‌دهد و در ادامه با کاهش محتوای آب ماگما فوگاسیته اکسیژن آن افزایش می‌یابد (شکل ۶-۴). زیرکن‌های توده DPQD روند مثبت و افزایشی کمابیش ضعیفی میان فوگاسیته اکسیژن و محتوای آب ماگما نشان می‌دهند (شکل ۶-۵)؛ در این توده با افزایش $10^4 \times (Eu/Eu^*)/Yb_N$ از ۷/۹ تا ۸/۲، میزان $Ce/\sqrt{(U \times Ti)}$ از ۰/۶۸ تا ۰/۷۴ افزایش می‌یابد (شکل ۶-۶). رابطه مثبت و افزایشی در میزان آب و فوگاسیته اکسیژن مذاب که در توده DPQD و بخشی از زیرکن‌های توده HBQD دیده می‌شود را می‌توان پیامد تمرکز ترجیحی Fe^{2+} در ساختار کانی‌هایی مانند هورنبلند (Goltz et al., 2022) دانست. الگویی که زیرکن‌های HBQD در شکل ۶-۷، به نمایش گذاشته‌اند (نخست افزایشی و سپس کاهشی) می‌تواند به مرحله اشباع شدن ماگما از سیال‌های گرمایی و به دنبال آن خروج سیال‌های گرمایی وابسته باشد. درباره زیرکن‌های DPQD، چنین رابطه‌ای دیده نمی‌شود. به گفته دیگر، شواهدی که گویای خروج سیال‌های گرمایی از میکروکوارتزیدیوریت DPQD باشد وجود ندارد.

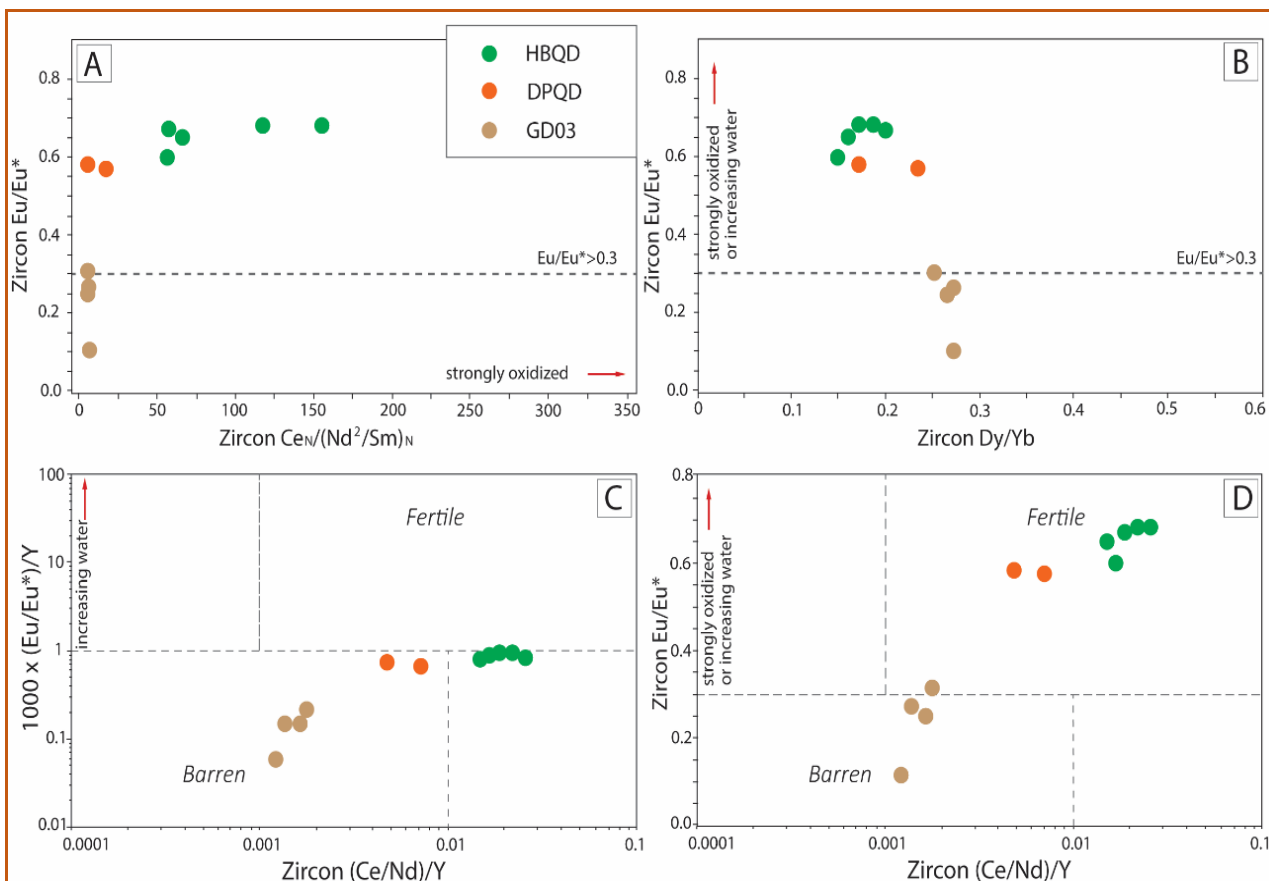
در بررسی‌های لو و همکاران (Lu et al., 2016) روی حجم بزرگی از داده‌های زیرکن، نسبت‌هایی مانند، $Eu/Eu^* > 0/3$ ، $1000 \times (Eu/Eu^*)/Y < 1$ ، $(Ce/Nd)/Y > 0/01$ و $Dy/Yb < 0/3$ برای شناسایی توده‌های بارور از نابارور پیشنهاد شده‌اند. شکل ۷ روند زیرکن‌های کانسار کوه کپوت را نشان می‌دهد. بر پایه همه

شاخصه‌های یادشده، توده میکروگرانودیوریت در گستره نابارور جای می‌گیرد (شکل‌های ۷-۱، ۷-۲، ۷-۳ و ۷-۴)؛ اما میکروکوارتزیدیوریت‌های HBQD و DPQD با میزان بالای $Eu/Eu^* (> 0/4)$ در گستره توده‌های بارور جای گرفته‌اند (شکل‌های ۷-۵ و ۷-۶). هر سه توده HBQD، GD03 و DPQD نسبت $Dy/Yb < 0/3$ دارند (جدول ۱) و در نمودار $(Ce/Nd)/Y$ در برابر Eu/Eu^* ، توده‌های میکروکوارتزیدیوریتی در گستره بارور جای گرفته‌اند (شکل ۷-۷). در نمودار $(Ce/Nd)/Y$ در برابر $1000 \times (Eu/Eu^*)/Y$ دو توده میکروگرانودیوریت و میکروکوارتزیدیوریت DPQD در گستره نابارور جای گرفته‌اند؛ اما توده HBQD با داشتن $1000 \times (Eu/Eu^*)/Y \approx 1$ (۰/۹۸ - ۰/۸۳) در مرز گستره بارور جای گرفته است (شکل ۷-۸). به باور لو و همکاران (Lu et al., 2016)، بالابودن نسبت $(Ce/Nd)/Y$ (۰/۱) ($>$) در زیرکن‌های توده‌های بارور پیامد تبلور بخشی هورنبلند و در پی آن تخلیه مذاب آب‌دار از عنصر Y است. گمان می‌رود با اینکه شاخصه هیدرومتر $10^4 \times (Eu/Eu^*)/Yb_N$ و نسبت Eu/Eu^* زیرکن‌ها در هر دو توده میکروکوارتزیدیوریتی همانند هستند، اما ویژگی‌های وابسته به تبلور هورنبلند در توده HBQD بیشتر از DPQD دیده می‌شود. اختلافی که در نسبت $(Yb/Gd)_N$ در این توده‌ها دیده می‌شود گواهی بر این تفاوت است. نسبت $(Yb/Gd)_N$ برای HBQD و DPQD به ترتیب از ۲۵ تا ۴۱ و ۲۳ تا ۳۴ تغییر می‌کند (جدول ۱). بالاتر بودن این میزان در میکروکوارتزیدیوریت HBQD نشان‌دهنده تخلیه MREE‌ها با تبلور کانی‌هایی مانند هورنبلند از ترکیب مذاب میکروکوارتزیدیوریتی است. بررسی مقاطع میکروسکوپی دو توده نیز این اختلاف را نشان می‌دهد.

همان‌گونه که پیشتر نیز گفته شد، بر پایه بررسی مغزه‌های حفاری و داده‌های لاگینگ لیتولوژی، توده نابارور میکروگرانودیوریتی GD03 فاز کهن و توده‌های میکروکوارتزیدیوریتی (با پتانسیل باروری)، فازهای جدید فعالیت‌های ماگمایی شمال بم را نمایندگی می‌کنند. نکته

et al., 2002; Dilles et al., 2015; Nathwani et al., 2021). این نوسان‌ها پیامد تغییر در فوگاسیته اکسیژن مذاب (Ballard et al., 2002)، محتوای آب مذاب (Lu et al., 2016) و میزان این نسبت در ماگمای مادر (Nathwani et al., 2021) دانسته شده است.

مهم این است که کاهش سن توده‌های آذرین درونی کانسار کوه کپوت، با افزایش نسبت Eu/Eu^* زیرکن‌های این توده‌ها همراه است. تغییر در میزان Eu/Eu^* زیرکن در بازه فعالیت‌های آذرین کمرندهای مس پورفیری در گذار از سامانه‌های پیش از کان‌زایی به‌سوی توده‌های بارور، در پژوهش‌های بسیاری دیده شده است (Ballard



شکل ۷. شناسایی توده‌های بارور از گونه‌های نابارور در کانسار کوه کپوت بر پایه شاخصه‌های مهم زیرکن. (A) نسبت $\text{Ce}_N/(\text{Nd}^2/\text{Sm})_N$ در برابر Eu/Eu^* ; (B) Dy/Yb در برابر Eu/Eu^* ; (C) نمودار $(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ در برابر $1000 \times (\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Y}$; (D) نمودار $(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ در برابر Eu/Eu^* . (Lu et al., 2016) و همکاران (Lee et al., 2017) و لو و همکاران (Lu et al., 2016).

Figure 7. Discrimination of fertile versus barren intrusive suites in the Kuh-e-Kaput deposit based on key zircon geochemical indicators. **A)** $\text{Ce}_N/(\text{Nd}^2/\text{Sm})_N$ versus Eu/Eu^* ; **B)** Dy/Yb versus Eu/Eu^* ; **C)** $(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ versus $1000 \times (\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Y}$; **D)** $(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ versus Eu/Eu^* . Fertile and barren fields are compiled from Lee et al. (2017) and Lu et al. (2016).

نشان می‌دهد فعالیت‌های ماگمایی در این منطقه، به‌سوی پیدایش مذاب‌هایی با محتوای بالاتر آب، گرایش پیدا کرده است. به باور اسدی (Asadi, 2018)، پیدایش کانسارهای مس پورفیری کمرند مس کرمان، در محیط پس از برخورد روی

زیرکن تنها می‌تواند روند تکامل ماگما در بخش‌های میانی تا بالایی پوسته قاره‌ای را بازتاب دهد (Large et al., 2020)؛ اما افزایش نسبت Eu/Eu^* زیرکن‌ها، از توده کهن‌تر (GD03) به‌سوی توده‌های جوان‌تر (HBQD, DPQD) (شکل ۷-A)،

Th/U با افزایش Hf، در ترکیب زیرکن‌های توده‌های میکروکوارتز دیوریتی نشان می‌دهد تبلور کانی‌های آمفیبول، آپاتیت و یا تیتانیت، تکامل این توده‌ها را کنترل کرده است. در حالی که، روند کاهشی Eu/Eu^* با افزایش Hf که در زیرکن‌های GD03، دیده می‌شود، گویای تکامل مذاب GD03 با تبلور پلاژیوکلاز است.

۴- با اینکه مقدار Eu/Eu^* در زیرکن‌های توده‌های میکروکوارتز دیوریت HBQD و DPQD همانند هستند؛ تأثیر تبلور هورنبلند بر تکامل مذاب HBQD آشکارتر است.

۵- افزایش نسبت Eu/Eu^* زیرکن، از توده میکروگرانودیوریت کهن‌تر (GD03) به سوی توده‌های میکروکوارتز دیوریت جدیدتر (HBQD و DPQD) نشان‌دهنده افزایش محتوای آب و یا فوگاسیتة اکسیژن و پتانسیل باروری ماگما، در پاسخ به تغییرات زمین‌ساختی منطقه و تکامل کمان، دانسته می‌شود.

۶- بر پایه شواهدی مانند محتوای بالای آب، fO_2 بالا و شواهدی مبنی بر برون‌زد سیال‌های گرمایی از یک توده آبدار و اکسیدان، توده میکروکوارتز دیوریتی HBQD، مستعدترین خاستگاه کانه‌زایی مس پورفیری کوه کپوت، شناخته شد.

سپاس‌گزاری

این پژوهش با حمایت مالی بنیاد ملی علم ایران (INSF) در قالب پژوهانه به شماره ۴۰۳۱۰۶۹ و مصوب مورخ ۱۴۰۳/۰۳/۱۲، به انجام رسیده است. بدین‌وسیله نویسندگان مراتب سپاس‌گزاری صمیمانه خود را از بنیاد ملی علم ایران، به پاس حمایت‌های ارزشمند آن بنیاد در انجام این مطالعه ابراز می‌دارند.

داده است. پس شاید همانند آنچه در بررسی ناتوانی و همکاران (Nathwani et al., 2021) روی کانسار کوئلاوکو^۳ در جنوب پرو گزارش شده است، این تغییر در محتوای آب ماگما را بتوان پیامد تغییرات زمین‌ساختی منطقه دانست. به هر روی، بر پایه شواهد مبنی بر محتوای بالای آب و بالابودن فوگاسیتة اکسیژن مذاب و نیز وجود شواهد مبنی بر برون‌زد سیال‌های گرمایی از مذابی آبدار و اکسیدان، میکروکوارتز دیوریت HBQD محتمل‌ترین منبع ماگمایی در پیدایش کانه‌زایی مس پورفیری کانسار کوه کپوت، دانسته می‌شود.

برداشت

۱- زیرکن‌های کانسار کوه کپوت، با غنی‌شدگی عنصرهای HREE در برابر تهی‌شدگی عنصرهای LREE، ویژگی‌های زیرکن‌های ماگمایی را نشان می‌دهند. بر پایه دماسنجی، زیرکن‌های توده میکروگرانودیوریت در دمای ۶۷۰-۷۸۰ درجه سانتیگراد و زیرکن‌های میکروکوارتز دیوریت در دمای ۶۵۹-۷۰۸ درجه سانتیگراد پدید آمده‌اند. همچنین، فوگاسیتة اکسیژن به‌دست‌آمده برای ماگما در هنگام تبلور زیرکن‌ها گویای بازه ΔFMQ برابر با 0.1 ± 0.16 تا 0.11 ± 0.73 برای توده میکروگرانودیوریت و بازه 0.11 ± 0.7 تا 0.1 ± 1.75 برای توده‌های میکروکوارتز دیوریت است.

۲- توده‌های میکروکوارتز دیوریتی بارور و توده میکروگرانودیوریت نابارور هستند. مقدارهای بالای نسبت Eu/Eu^* ($Eu/Eu^* > 0.4$) در ترکیب زیرکن‌های توده‌های میکروکوارتز دیوریتی، نشان‌دهنده محتوای بالای آب، در ترکیب این توده‌هاست؛ اما میزان کم نسبت Eu/Eu^* ($Eu/Eu^* < 0.4$)، در ترکیب زیرکن‌های میکروگرانودیوریت GD03 نشان‌دهنده محتوای کم آب در این توده است.

۳- روندهای افزایشی نسبت $(Yb/Gd)_N$ و کاهشی نسبت

³ Quellaveco

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, 401–419.
- Asadi, S. (2018) Triggers for the generation of post-collisional porphyry Cu systems in the Kerman magmatic copper belt, Iran: New constraints from elemental and isotopic (Sr–Nd–Hf). *Gondwana Research*, 64, 97–121. <http://doi.org/10.1016/j.gr.2018.06.008>
- Ballard, J.R., Palin, J.M., and Campbell, I.H. (2002) Relative oxidation states of magmas inferred from Ce^{IV}/Ce^{III} in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(3), 347–64. <http://doi.org/10.1007/s00410-002-0402-5>
- Bloch, E.M., Jollands, M.C., Tollan, P., Plane, F., Bouvier, A.S., Hervig, R., Berry, A.J., Zaubitzer, C., Escrig, S., Müntener, O., and others. (2022) Diffusion anisotropy of Ti in zircon and implications for Ti-in-zircon thermometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 578, 117317.
- Burnham, A.D., and Berry, A.J. (2012) An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 95, 196–212. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.07.034>
- Claiborne, L.L., Miller, C.F., and Wooden, J.L. (2010) Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 511–531.
- Dilles, J., Kent, A., and Wooden, J. (2015) Zircon compositional evidence for sulfur-degassing from ore-forming arc magmas. *Economic Geology*, 110(1), 241–51. <http://econgeol.geoscienceworld.org>
- Ferry, J.M., and Watson, E.B. (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4), 429–37. <http://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Finch, R.J., and Hanchar, J.M. (2003) Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53, 1–25.
- Goltz, A.E., Krawczynski, M.J., McCanta, M.C., and Darby Dyar, M. (2022) Experimental calibration of an Fe³⁺/Fe²⁺-in-amphibole oxybarometer and its application to shallow magmatic processes at Shiveluch Volcano, Kamchatka. *American Mineralogist*, 107(11), 2084–100. <https://doi.org/10.2138/am-2022-8031>
- Hong, W., Fabris, A., Gilbert, S., Wade, B.P., Collins, A.S., Wise, T., and Reid, A.J. (2024) Using zircon and apatite chemistry to fingerprint porphyry Cu–Mo ± Au mineralization in the Delamerian Orogen, South Australia. *Mineralium Deposita*, 59, 1619–1640. <https://doi.org/10.1007/s00126-024-01287-y>
- Hoskin, P., and Schaltegger, U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Mineral Geochemistry*, 53, 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>
- Large, S.J.E., Wotzlaw, J.F., Guillong, M., Von Quadt, A., and Heinrich, C.A. (2020) Resolving the timescales of magmatic and hydrothermal processes associated with porphyry deposit formation using zircon U–Pb petrochronology. *Geochronology*, 2, 209–230. <https://doi.org/10.5194/gchron-2-209-2020>
- Lee, R.G., Dilles, J.H., Tosdal, R.M., Wooden, J.L., and Mazdab, F.K. (2017) Magmatic evolution of granodiorite intrusions at the El Salvador Porphyry Cu deposit, Chile, based on trace element composition and U/Pb age of zircons. *Economic Geology*, 112, 245–273. <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.2.245>
- Lee, R.G., Byrne, K., D'Angelo, M., Hart, C.J.R., Hollings, P., Gleeson, S.A., and Alfaro, M. (2021) Using zircon trace element composition to assess porphyry copper potential of the Guichon Creek batholith and Highland Valley Copper deposit, south-central British Columbia. *Mineralium Deposita*, 56(2). <https://doi.org/10.1007/s00126-020-00961-1>

- Leong, T.S.J., Mavrogenes, J.A., and Arculus, R.J. (2023) Water-sulfur-rich, oxidised adakite magmas are likely porphyry copper progenitors. *Scientific Reports*, 13.
- Liu, Y., Yang, Z., Brzozowski, M.J., Hao, H., Sun, J., and Zhang, Y. (2025) Magma fO_2 and Volatiles in the Sub-Economic Ermi Porphyry Cu System in Northeastern China: Implications for Porphyry Cu Fertility, *Journal of Petrology*, 66. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaf038>
- Loader, M.A., Wilkinson, J.J., and Armstrong, R.N. (2017) The effect of ti–tanite crystallisation on Eu and Ce anomalies in zircon and its implications for the assessment of porphyry Cu deposit fertility. *Earth and Planetary Science Letters*, 472, 107–119. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.05.010>
- Lu, Y.J., Loucks, R.R., Fiorentini, T.M., McCuaig, C., Evans, N.J., Yang, Z.M., Hou, Z.Q., Kirkland, C.L., Parra-Avila, L.A., and Kobussen, A. (2016) Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au deposits. *SEG Special Publication* 19:329–347.
- Loucks, R.R., and Fiorentini, M.L. (2023) Oxidation of magmas during gain and loss of H₂O recorded by trace elements in zircon. *Earth and Planetary Science Letters*, 622, 118377. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118377>
- Loucks, R.R., Fiorentini, M., and Henríquez, G. (2020) New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon. *Journal of Petrology*, 61(3). <http://doi.org/10.1093/petrology/egaa034>
- Loucks, R.R., Henríquez, G., and Fiorentini, M. (2024) Zircon and whole-rock trace element indicators of magmatic hydration state and oxidation state discriminate copper ore-forming from barren arc magmas. *Economic Geology*, 119, 511–523. <http://doi.org/10.5382/econgeo.5071>
- McDonough, W.F., and Sun, S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4), 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Nathwani, C.L., Simmons, A.T., Large, S.J.E., Wilkinson, J.J., Buret, Y., and Ihlenfeld, C. (2021) From long-lived batholith construction to giant porphyry copper deposit formation: petrological and zircon chemical evolution of the Quellaveco District, Southern Peru. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 176(2), 12. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01766-1>
- Paolillo, L., Chiaradia, M., and Ulianov, A. (2022) Zircon Petrochronology of the Kışladağ Porphyry Au Deposit (Turkey). *Economic Geology*, 117(2), 401–422. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4864>
- Paolillo, L., Chiaradia, M., and Ulianov, A. (2022) Zircon Petrochronology of the Kışladağ Porphyry au Deposit (Turkey). *Economic Geology*, 117, 401–422. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4864>
- Pizarro, H., Campos, E., Bouzari, F., Rousse, S., Bissig, T., Gregoire, M., and Riquelme, R. (2020) Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits. *Ore Geology Reviews*, 126, 103771. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103771>
- Sepidbar, F., Karsli, O., Palin, R.M., and Casetta, F. (2021) Cenozoic temporal variation of crustal thickness in the Urumieh-Dokhtar and Alborz magmatic belts, Iran. *Lithos*, 400–401, 106401. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106401>
- Rezeau, H., Moritz, R., Wotzlaw, J.F., Hovakimyan, S., and Tayan, R. (2019) Zircon Petrochronology of the Meghri-Ordubad Pluton, Lesser Caucasus: Fingerprinting Igneous Processes and Implications for the Exploration of Porphyry Cu-Mo Deposits. *Economic Geology*, 114(7), 1365–88.
- Richards, J.P. (2015) The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: implications for metallogeny. *Lithos*, 233, 27–45.
- Sepidbar, F., Karsli, O., Palin, R.M., and Casetta, F. (2021) Cenozoic temporal variation of crustal thickness in the Urumieh-Dokhtar and Alborz magmatic belts, Iran. *Lithos*, 400–401, 106401. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106401>
- Shafaii Moghadam, H., Li, Q.L., Griffin, W.L., Stern, R.J., Santos, J.F., Ducea, M.N., Ottley, C.J.,

- Karsli, O., Sepidbar, F., and O'Reilly, S.Y. (2022) Temporal changes in subduction- to collision-related magmatism in the Neotethyan orogen: The Southeast Iran example. *Earth-Science Review*, 226, 103930. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103930>
- 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, 27–36.
- Sillitoe, R.H. (2010) Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105(1), 3–41. https://doi.org/10.2113/gseco_ngeo.105.1.3
- Stampfli, G., Borel, G.D., Cavazza, W., Mosar, J., and Ziegler, P. (2002) Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the western Tethys and PeriTethyan domain. (IGCP Project 369). *Episodes*, 24, 222–228.
- Tollan, P., and Hermann, J. (2019) Arc magmas oxidized by water dissociation and hydrogen incorporation in orthopyroxene. *Nature Geoscience*, 12, 67–71.
- Trail, D., Bruce Watson, E., and Tailby, N.D. (2012) Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 97, 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.032>
- Warr, L.N. (2021) IMA-CNMNC approved ainal symbols. *Mineralogical Magazine*, 85(3), 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Zaheri, F. (2024) Physicochemical attributes of potassic to phyllic transition in the Koh-Kapout porphyry Cu deposit: Constraints from biotite chemistry, 89 p. M.Sc. Thesis, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran (In Persian).
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J.G., Taheri, M., Asadi, S., and Heidari, M. (2023) Magnetite chemistry of the Sarkuh Porphyry Cu deposit, Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Iran: A record of deviation from the path sulfide mineralization in the porphyry copper systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 249, 107213. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107213>
- Zarasvandi, A., Haghighat Jou, N., Taghipour, N., Rezaei, M., Raith, J.G., Amiri Hoseini, M., and Zarasvandi, G. (2025) Mineral chemistry of porphyry indicator minerals in Kuh-e-Kapout Cu porphyry deposit, Kerman Cenozoic Magmatic Arc: Petrogenetic and exploration implications. *Geochemistry*, 31(85), 126327. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2025.126327>
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Lentz, D., Adelpour, M., and Pourkaseb, H. (2015) Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Iran. *Ore Geology Reviews*, 70, 407–423. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.01.010>
- Zarasvandi, A., Haghighat Jou, N., Taghipour, N., Rezaei, M., Amiri Hoseini, M., and Zarasvandi G. (2024) Geochemistry of trace and rare earth elements of the productive intrusions in the Kuh-Kapout porphyry copper deposit, Urumieh–Dokhtar magmatic arc. *Petrological Journal*, 58, 21–54. <http://doi.org/10.22108/ijp.2024.141370.1332>