



RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2025.1142



Petrogenesis and Economic Potential of the Almogholagh Intrusive Body, Using the Zircon Chemistry; Central Sanandaj-Sirjan Zone

Fatemeh Sarjoughian^{1*} , Kosar Allahvaysi² , Hossein Azizi³

¹ Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

² M.Sc., Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

³ Professor, Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 04 February 2025

Revised: 17 May 2025

Accepted: 20 May 2025

Keywords

Zircon chemistry
Mineralization
Almogholagh
Sanandaj-Sairjan zone
Iran

*Corresponding author

Fatemeh Sarjoughian

✉ fsarjoughian2@gmail.com

ABSTRACT

In this study, the mineralization potential of the Almogholagh intrusive rocks (Northwest Hamedan), Central Sanandaj-Sirjan Zone, was investigated using the chemical composition of zircon grains. The Almogholagh intrusive rocks comprises three main types of rocks: (1) diorite and gabbro, (2) syenite and quartz monzonite, and (3) granite. The primary minerals in these rocks include plagioclase, amphibole, orthoclase, and quartz, with minor occurrences of biotite and pyroxene. Diorite is associated with iron mineralization, forming Fe-rich veins and skarn deposits. Zircon, though a minor mineral, serves as a valuable tool for understanding the petrogenesis and ore-forming potential of the magma. The chemical composition of zircon was analyzed using LA-ICP-MS. The results indicate that the zircons are of magmatic origin and belong to the alkaline to sub-alkaline magmatic series. The geochemical signatures of the zircons suggest that the magma originated from the mantle and underwent contamination with continental crustal rocks during its ascent. This process, accompanied by magmatic fractionation and assimilation (AFC), led to the observed chemical characteristics. Additionally, the magma was formed under relatively low oxidation conditions, as indicated by slightly Eu/Eu^* , Ce/Ce^* , and $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ ratios. Based on these findings, the formation of Cu skarn and porphyry copper deposits is unlikely. However, the rocks fall within the Fe-skarn field, suggesting potential for iron mineralization. This study highlights the utility of zircon chemistry in evaluating the mineralization potential of intrusive rocks.

How to cite this article

Sarjoughian, F., Allahvaysi, K. and Azizi, A., 2025. Petrogenesis and Economic Potential of the Almogholagh Intrusive Body, Using the Zircon Chemistry; Central Sanandaj-Sirjan Zone. *Journal of Economic Geology*, 17(2): 91–121. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1142>



©2025 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Zircon is a highly durable and chemically resistant mineral that is commonly found in a variety of rock types. Its ability to retain detailed records of geological events makes it an invaluable tool for geologists (e.g., [Hoskin and Schaltegger, 2003](#)). In this study, we focus on the petrogenesis of the Almogholagh intrusive rocks and assess their mineralization potential by examining the chemistry of zircon.

The crystallization of zircon is influenced by several factors, including temperature, the chemical composition of the magma, water content, the rate of crystallization, and the degree of zircon saturation within the magma. Due to these dependencies, zircon serves as an excellent mineral for extracting critical information about the origin of rocks, magmatic processes, and the age of crystallization. Additionally, zircon can provide insights into the composition of the initial melt and reflect the oxidation state of the parent magma ([Hoskin and Schaltegger, 2003](#); [Trail et al., 2011](#), [Trail et al., 2012](#); [Watson et al., 2006](#); [Hofmann et al., 2014](#); [Geisler et al., 2007](#); [Li et al., 2014](#)). By analyzing zircon chemistry, we aim to unravel the geological history of the Almogholagh intrusive rocks, understand the magmatic processes that led to their formation, and evaluate their potential for mineralization. This approach will help us to better understand the conditions under which these rocks formed and the potential resources they may contain.

Materials and methods

After field works and collecting samples from the Almogholagh intrusive rocks, suitable samples were selected for thin section preparation and microscopic studies. The samples were selected from diorite, quartz monzonite granite, and zircon crystals were separated from the host rocks. The LA-ICP-MS method has been used to study the chemical composition of zircon in the diorite, quartz monzonite, and granite of Almogholagh. LA-ICP-MS analysis is one of the most important analytical method for geochemistry studies.

Field and petrography studies

Based on field observations, this intrusion is divided into three main groups: (1) diorite-gabbro; (2)

syenite-quartz monzonite; and (3) granite.

The first group is mainly located in the northeastern part of the Almogholagh intrusion, which is characterized by a rough morphology. The second and third groups have a mild morphology, cover a wide range, in the southeast, west and center of the area. The results of the U-Pb analysis of zircon grains of the samples show that the studied rocks crystallized in the Late Jurassic-Early Cretaceous ([Sarjoughian et al., 2023](#)).

Gabbro-diorite is mostly coarse-grained to medium-grained granular and it is the main host of the Baba Ali iron deposit. These rocks contain the main minerals plagioclase, amphibole, and minor pyroxene. Syenite and quartz-monzonite has a granular and microgranular texture and contain orthoclase, amphibole, plagioclase and minor quartz biotite, and pyroxene. Granite has a microgranular and porphyritic texture. Its mineralogical composition is quartz, orthoclase, plagioclase, biotite, and hornblende in medium to fine grain size.

Result and Discussion

In the diagram of the REE variation of in zircon, normalized to chondrite ([Sun and McDonough 1989](#)), from diorite, quartz monzonite, and granite show a similar pattern. In this diagram HREE are higher than LREE and Ce has a positive anomaly and Eu has a negative anomaly, and it seems that these rocks are in an oxidation state. Granite have higher REE than diorite and quartz monzonite, which maybe due to magmatic fractionation. Using zircons chemistry we distinguished that most zircons in the studied rocks have high Sm/La and Th/U ratios and are magmatic ([Hoskin, 2005](#)) and they are mostly subalkaline and alkaline nature ([Mathieu, et al 2022](#)). Using the element content in zircon chemistry, the petrogenesis of the study area can be identified, using the U/Yb to Hf ratio ([Kamaunji et al., 2023](#)). As revealed, magma originating from mantle (NMORB or enriched OIB), which are contaminated by continental crustal component, as indicated by high U/Yb ratio in zircon chemistry ([Grimes et al., 2007](#)). In this samples, Gd/Yb ratio in zircon decreasing but Hf value in zircon increase, indicating magmatic fractionation along with contamination.

Intrusions associated with Fe skarn, in contrast to intrusions associated with Fe-Cu skarn and Cu porphyry deposits, have lower oxidation states, are generally less oxidized. Studies have shown that

zircon Eu/Eu^* is useful in ore exploration for assessing the mineral potential of intrusions (Lu et al., 2016; Ghasemi Siani et al., 2022). Fe skarn-associated intrusions have zircon Eu/Eu^* values less than 0.45, while these values are greater than 0.65 for Cu-Mo skarn-associated intrusions. Cu-Au-Fe skarn-associated intrusions have most zircon Eu/Eu^* values in the range of 0.45 and 0.65.

Using the Yb/Dy and Eu/Eu^* ratios of zircon, the amount of magmatic water can be evaluated. As with increases of Eu/Eu^* and Yb/Dy , the water content increases, and mineralization type tends from Fe skarn to Cu-Fe-Au skarn. The studied samples have Eu/Eu^* between 0.1 and 0.3 and Yb/Dy less than 5 and fall in Fe skarn field with lower water (Wen et al., 2020).

The studied zircons have intermediate Ce/Ce^* and $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ ratios (between 10 and 100) and are in the range of Fe-bearing deposits. Also, the low Hf content at temperature 700 to 800°C in the studied zircons indicates that the magma forming the Almogholagh intrusive rocks may be susceptible to Fe mineralization (Wen et al., 2020). It should be noted that the intermediate Eu/Eu^* , Ce/Ce^* , $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$, and Yb/Dy ratios in the Almogholagh intrusive rocks indicate the Fe mineralization potential.

Acknowledgements

The authors acknowledge support of this project by the University of Kurdistan and also Farhangian University.



پتروژنز و پتانسیل کانه‌زایی در سنگ‌های نفوذی آلموقولاق با استفاده از شیمی زیرکن؛ بخش مرکزی زون سندج- سیرجان

فاطمه سرجوقیان^{۱*}، کوثر الله ویسی^۲، حسین عزیزی^۳

^۱ دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

^۲ کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

^۳ استاد، گروه معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
در این پژوهش، هدف بررسی پتانسیل کانه‌زایی در سنگ‌های نفوذی آلموقولاق (شمال غرب همدان) در مرکز زون سندج- سیرجان با استفاده از ترکیب شیمیایی زیرکن است. سنگ‌های نفوذی آلموقولاق شامل طیف وسیعی از ۱- دیوریت و گابرو، ۲- سینیت و کوارتز مونزونیت و ۳- گرانیت است که این سنگ‌ها حاوی کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آمفیبول، ارتوز، کوارتز و کمی بیوتیت و پیروکسن است. در دیوریت کانه‌زایی آهن صورت گرفته است و به صورت رگه معدنی و گاهی اسکارن دیده می‌شود. زیرکن به عنوان کانی فرعی است و از کاربردهای مهم آن می‌توان تعیین پتروژنز و پتانسیل کانه‌زایی را نام برد که در این پژوهش برای بررسی ترکیب شیمی زیرکن از روش LA-ICP-MS استفاده شده است. زیرکن‌های مورد بررسی با نسبت Th/U بیش از ۵/۵ از نوع ماگمایی و آذرین هستند و اغلب در محدوده آلکالن تا ساب آلکالن قرار دارند. ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها از گوشته منشأ گرفته و در حین صعود تفریق حاصل کرده و با سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده شده است. نسبت‌های Ce/Ce^* ، Eu/Eu^* و Ce^{4+}/Ce^{3+} در زیرکن‌های مورد بررسی کمی پایین است. لذا می‌توان گفت ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولاق در شرایط اکسایش ولی تقریباً کم قرار گرفته‌اند و بیانگر آن است که فوگاسیته اکسیژن در شرایطی نیست که پتانسیل کانه‌زایی مس پورفیری و یا اسکارن مس- آهن داشته باشد؛ اما در محدوده اسکارن آهن‌دار واقع شده‌اند و کانه‌زایی آهن در آلموقولاق را تأیید می‌کند. بنابراین می‌توان گفت با استفاده از شیمی زیرکن‌ها می‌توان به پتانسیل کانه‌زایی در منطقه پی برد.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۱/۱۶ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۲/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۲/۳۰
	واژه‌های کلیدی شیمی زیرکن کانی‌زایی آلموقولاق زون سندج- سیرجان ایران
	نویسنده مسئول فاطمه سرجوقیان fsarjoughian2@gmail.com ✉

استناد به این مقاله

سرجوقیان، فاطمه؛ الله ویسی، کوثر و عزیزی، حسین، ۱۴۰۴. پتروژنز و پتانسیل کانه‌زایی در سنگ‌های نفوذی آلموقولاق با استفاده از شیمی زیرکن؛ بخش مرکزی زون سندج- سیرجان. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۲): ۹۱-۱۲۱. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1142>

مقدمه

زون سنندج- سیرجان با طولی حدود ۱۵۰۰ کیلومتر از شمال غرب (سنندج) تا جنوب شرق (سیرجان) ادامه دارد و با عرض حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر، به موازات گسل زاگرس قرار می‌گیرد. از ویژگی‌های اصلی زون سنندج- سیرجان می‌توان به ۱- پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری، ۲- حجم زیادی از سنگ‌های نفوذی مزوزوئیک، ۳- فراوانی بالای سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک و ۴- سنگ‌های دگرگونی طی حرکت‌های کوه‌زایی سیمین اشاره کرد (Azizi et al., 2019). زون سنندج- سیرجان در طی فرورانش میزبان چندین مجموعه بزرگ توده نفوذی است و ترکیب آن از گرانیت تا گابرو متغیر است. این سنگ‌ها در سن‌های متفاوتی از نئوپروتروزوئیک تا انوسن گسترش دارند و اغلب از اواخر ژوراسیک تا اوایل دوره کرتاسه منشأ گرفته‌اند. در این زون پدیده‌های دگرگونی، ماگماتیسم و زمین‌ساخت پی در پی در بیشترین مقدار است و تکاپوهای ماگمازایی و پدیده‌های دگرگونی از عوامل مؤثر در ایجاد نهشته‌های معدنی هستند و به همین منظور توان معدنی در خور توجهی دارند. از این رو، این زون ناآرام‌ترین پهنه زمین‌ساختی ایران است که نظرهای مختلفی برای آن ارائه شده‌است. برخی از پژوهشگران از جمله بریریان و کینگ (Berberian and King, 1981) یک زون حاشیه فعال قاره‌ای را برای سنندج- سیرجان پیشنهاد داده‌اند؛ در حالی که برخی دیگر (Azizi and Stern, 2019) آن را به عنوان کافت درون قاره‌ای در نظر گرفته‌اند. در کمپلکس آلموقولاق در شمال غرب همدان، شمال زون سنندج- سیرجان، بررسی‌های بسیاری انجام شده است که در زیر به آن اشاره خواهد شد؛ ولی در آنها به بررسی شیمی زیرکن پرداخته نشده است. زمانیان و اسداللهی (Zamanian and Asadollahi, 2013) پیشنهاد کرده‌اند که کانه‌زایی معدن باباعلی در سنگ دیوریت در شمال شرق توده، یک نوع اسکارنی آهن و مس است و فعالیت‌های گرمایی با باتولیت‌های آلموقولاق باعث به وجود آمدن ماگنیتیت شده است. شهبازی و همکاران (Shahbazi et al., 2015) با

بررسی‌های زمین‌شیمی و ایزوتوپی پی برده‌اند که سنگ‌های توده نفوذی آلموقولاق از نوع گرانیتوئید نوع A است و خاستگاه آنها گوشته بالایی تهی شده است. امیری و همکاران (Amiri et al., 2017) توده پلوتونیک آلموقولاق را از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیتس به زیر صفحه ایران در محیط پس از برخورد دانسته‌اند. سرجوقیان و همکاران (Sarjoughian et al., 2020) با بررسی شیمی کانی مگنیتیت توده نفوذی آلموقولاق به این نتیجه رسیدند که منشأ آهن در رگه مگنیتیت از نوع اسکارن است که سیالات گرمایی نقش اساسی ایفا کرده‌اند. سرجوقیان و همکاران (Sarjoughian et al., 2023) توده نفوذی آلموقولاق را با استفاده از ایزوتوپ هافنیم مورد بررسی قرار دادند و معتقدند که این توده در یک محیط کشتی از گوشته منشأ گرفته است. شناخت و آشنایی هرچه بیشتر و بهتر کانسنگ مواد معدنی و مشخص کردن پیشینه پتانسیل کانه‌زایی آن به پیشگیری از هدررفت سرمایه و بالاتر بردن ارزش اضافه محصولات معدنی منجر می‌شود. زیرکن یک کانی کلیدی و مقاوم است که در طیف وسیعی از سنگ‌ها یافت می‌شود و پس از تبلور می‌تواند اثرهای رخدادهای زمین‌شناسی را در خود نگه دارد (Hoskin and Schaltegger, 2003). در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از شیمی زیرکن به بررسی پتروژنز توده نفوذی آلموقولاق و پتانسیل کانه‌زایی آن پرداخته شود. این کانی از نظر شیمیایی دیرگداز و مقاوم است و توانایی این را دارد که در فرایندهای انتقال و هوازگی و دگرگونی در دمای بالا پایدار و مقاوم باشد (Belousova et al., 2002). تبلور زیرکن تابعی از فوگاسیته اکسیژن، دما، ترکیب شیمیایی، محتوای آب ماگما، سرعت تبلور و اشباعیت زیرکن در ماگماست. بنابراین، زیرکن یکی از پرکاربردترین کانی‌ها برای استخراج اطلاعاتی مانند منشأ سنگ‌ها، فرایندهای ماگمایی و سن تبلور است و می‌تواند سرنخ‌هایی از ترکیب ذوب اولیه ارائه دهد و همچنین می‌تواند وضعیت اکسایش ماگمای اولیه را منعکس کند.

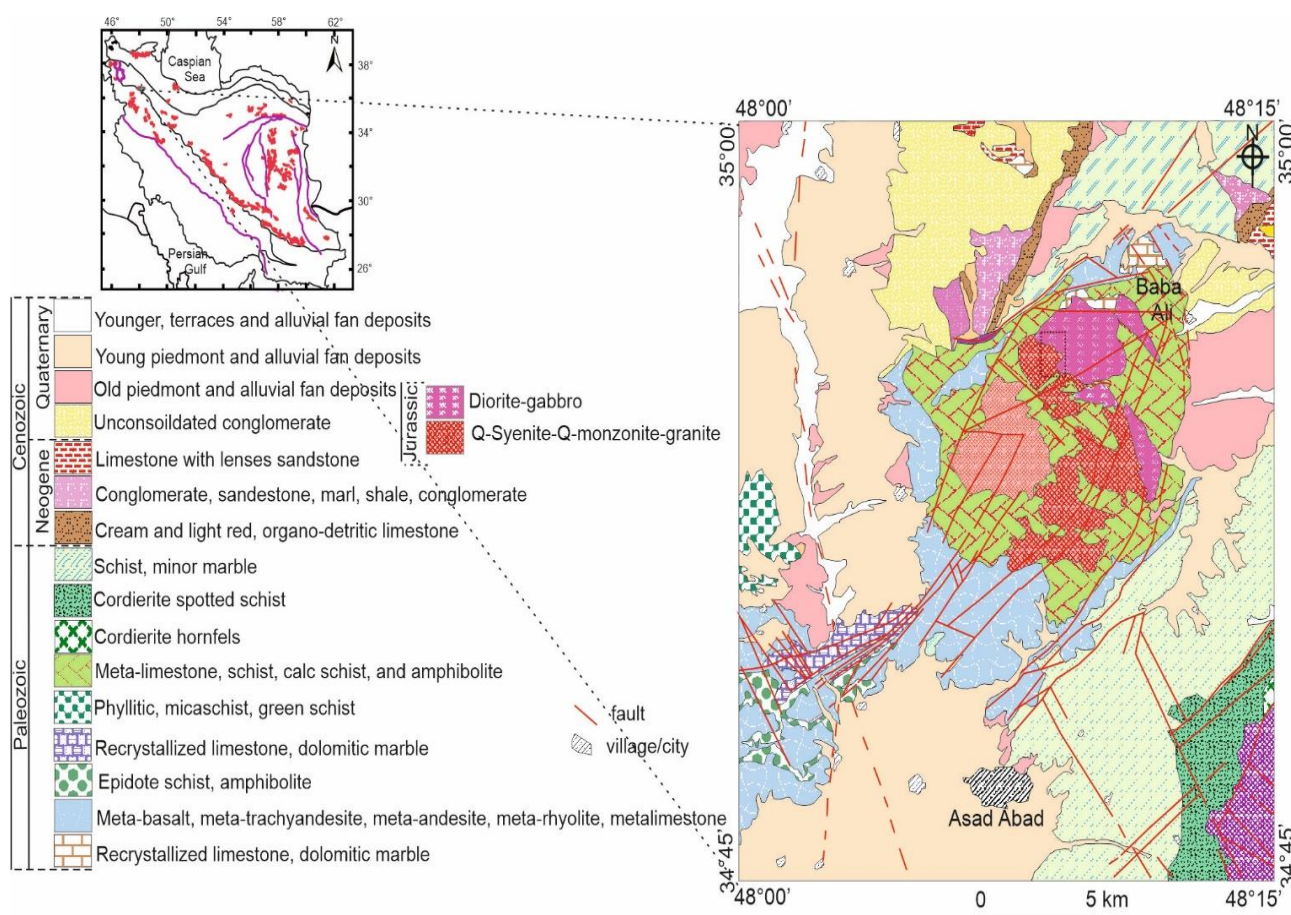
این بررسی نشان می‌دهد که شیمی زیرکن ابزاری قدرتمند در بررسی‌های متالورژتیک است و می‌تواند به عنوان یک شاخص بالقوه برای طبقه‌بندی و اکتشاف پتانسیل کانه‌زایی در توده‌های نفوذی و اسکارن همراه شود.

زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی با گستردگی ۱۵۰ کیلومتر مربع به عنوان توده نفوذی آلموقولاغ در شمال غرب همدان و بین عرض‌های ۴۶° تا ۳۴° و طول‌های ۴۸°۰۳' تا ۴۸°۱۵' شرقی قرار گرفته است (شکل ۱).

بسیاری از بلورهای زیرکن حاوی مقدار کمی از اورانیوم و توریم هستند که در زمان تبلور در ساختار این سنگ گنجانیده شده است و برای تخمین زمان تبلور استفاده می‌شود (Hoskin and Schaltegger, 2003; Watson et al., 2006; Geisler et al., 2007; Trail et al., 2011; Trail et al., 2012; Hofmann et al., 2014; Li et al., 2014).

حالت اکسایش و تفریق ماگمایی احتمالاً عوامل کلیدی کنترل‌کننده پتانسیل فلزی هستند. درجه اکسایش با استفاده از شیمی زیرکن می‌تواند به عنوان مؤلفه‌های مؤثر در تشخیص نفوذی‌های مرتبط با اسکارن استفاده شود (Wen et al., 2020).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی توده نفوذی آلموقولاغ (Ashragi and Mahmoudi Garaii, 2003) با تغییرات جزئی

Fig. 1. Geological map of Alamogolagh intrusive rocks (Ashragi and Mahmoudi Garaii, 2003) with slight revision

مجاورت توده نفوذی (به خصوص سنگ‌های بازیک - حدواسط) منجر شده و اسکارن و هورنفلس تشکیل شده است و کانی‌هایی مانند گارنت‌های گروسولار و پیروکسن در آنها تشکیل شده است. در این توده ذخایر سنگ آهن ارزشمندی در دیوریت و یا در مجاورت آن در سنگ‌های آهکی ایجاد شده است (Sarjoughian et al., 2020). توالی نفوذ سنگ‌های رسوبی عبارتند از سنگ آهک فرامینفر دریایی، ماسه سنگ، کنگلومرا، مارن و شیل که توسط رسوب‌های آبرفتی کواترنر پوشیده شده است.

بر اساس مشاهدات صحرایی، این توده نفوذی به سه گروه اصلی تقسیم می‌شود: ۱- گابرو و دیوریت خاکستری تا خاکستری مایل به سبز درشت، ۲- سینیت و کوارتز مونزونیت خاکستری روشن با اندازه دانه متوسط تا ریز و ۳- گرانیات خاکستری روشن تا صورتی با اندازه دانه متوسط تا ریز.

گروه اول اغلب در بخش شمال شرقی توده نفوذی آلموقولا قرار دارند که با مورفولوژی خشن و با شیب تند نمایان شده‌اند و رگه بزرگ ماگنیت با ضخامت ۳ تا ۵۰ متر و طول ۲۵۰ متر در آن قابل مشاهده است (شکل ۲).

قدیمی‌ترین سنگ‌ها در اطراف توده نفوذی آلموقولا اغلب شامل سنگ آهک تبلور مجدد یافته پالئوزوئیک و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده هستند. در قسمت جنوب منطقه، سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک شامل متابازالت، متاتراکی اندزیت، متاآندزیت و متاریولیت هستند که در لابه‌لای رسوب‌های آهک دریایی کم عمق، سنگ مرمر کلسیتی و دولومیتی قرار گرفته است.

در این منطقه نشانه‌هایی از فازهای کوه‌زایی وابسته به زمان‌های پرکامبرین و پالئوزوئیک شناسایی نشده است و قدیمی‌ترین فاز کوه‌زایی متعلق به دوران تریاس بالا- ژوراسیک زیرین (سیمرین پیشین) است که به پدیده‌های دگرگونی و ماگماتیسیم و دگرشکلی در منطقه منجر شده است (Ashragi and Mahmoudi Garaii, 2003). سنگ‌های دگرگونی شامل فیلیت، میکا شیست، شیست سبز، آمفیبولیت و مرمر است که بر روی سنگ‌های نفوذی ژوراسیک بالایی - کرتاسه قرار گرفته‌اند. سنگ‌های نفوذی طیف وسیعی از سنگ‌های بازیک - حدواسط تا اسیدی را در بر می‌گیرد که به ایجاد دگرگونی حرارتی در سنگ‌های رسوبی مرمر کلسیتی و دولومیتی و آتشفشانی در



شکل ۲. حضور رگه ماگنیتیت در دیوریت آلموقولا
Fig. 2. magnetite veins in diorite Almoghlagh

گروه دوم و سوم با مورفولوژی آرام‌تر و شیب ملایم دیده می‌شوند که منطقه وسیعی را پوشانده است و در جنوب شرق، غرب و مرکز توده نفوذی قابل مشاهده است. در برخی مناطق دیوریت توسط گرانیت و کوارتز سینیت قطع شده‌اند و دایک‌هایی با ضخامت چند سانتی‌متر تا ۵۰ سانتی‌متری تشکیل شده‌اند. گاهی آنکلاوهای از گرانیت درون مونوزودیوریت پراکنده هستند و شواهدی از اختلاط ماگمایی در آنها دیده می‌شود. بخش‌هایی از سنگ‌های مورد بررسی تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند و باعث شده است تا سنگ‌ها با حالت جهت یافته قابل مشاهده باشد.

نتایج تجزیه و تحلیل U-Pb دانه‌های زیرکن نمونه‌ها نشان می‌دهد که دیوریت با سن 143.7 ± 1.0 Ma و کوارتز مونزونیت با سن 141.3 ± 0.8 Ma و گرانیت با سن 146.5 ± 0.8 Ma متبلور شده‌اند (در ژوراسیک پسین - کرتاسه اولیه) (Sarjoughian et al., 2023). درجه اشباع زیرکنیم در سنگ‌های بازیک دیرتر از سنگ‌های اسیدی است؛ لذا زیرکن در دیوریت‌ها دیرتر متبلور شده و سن جوان‌تری را نسبت به گرانیت‌ها نشان داده است و با مشاهدات صحرایی و همچنین با در نظر گرفتن خطای تجزیه سن سنجی اختلاف جزئی قابل اغماض است و لذا به نظر می‌رسد توده نفوذی آلموقولاق در یک زمان متبلور شده است (Sarjoughian et al., 2023).

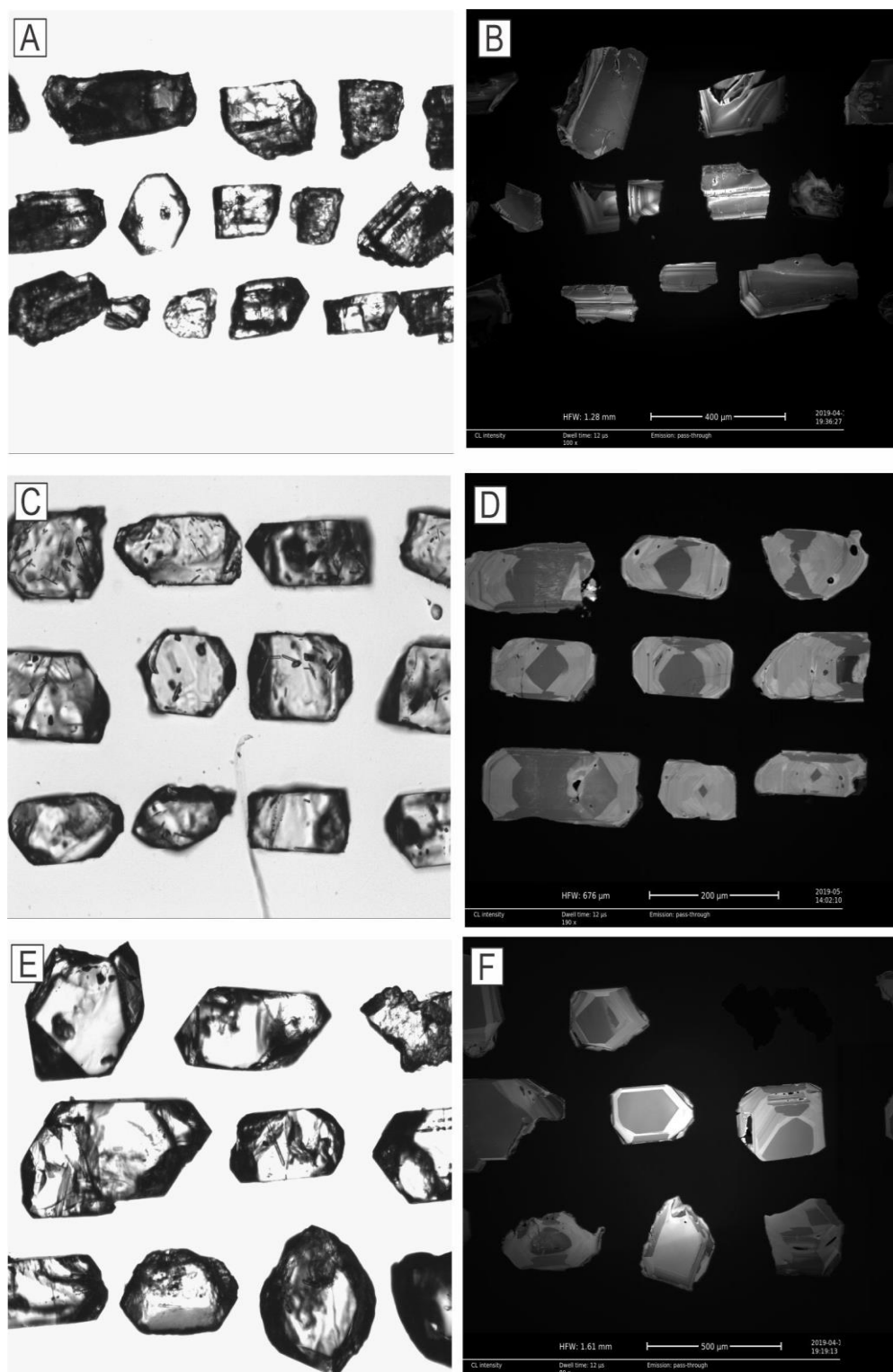
روش مطالعه

پس از بازدید صحرایی و جمع‌آوری نمونه‌ها از توده نفوذی آلموقولاق، نمونه‌های مناسب برای تهیه مقطع نازک انتخاب شدند و بررسی‌های میکروسکوپی انجام شد. نمونه‌های مناسب با زیرکن فراوان از دیوریت، کوارتز مونزونیت و گرانیت انتخاب و بلورهای زیرکن از سنگ‌های میزبان جداسازی شده است. در ابتدای کار باید نمونه سنگ مورد نظر به وسیله یدستگاه‌های خردکن خرد شوند؛ به طوری که بتوان کانی‌های مختلف سنگ را از هم جدا کرد. در مرحله دوم، خرد شده سنگ‌ها را طی ۳۰ تا ۴۰ دقیقه در دستگاه لرزاننده گذاشته و سپس نمونه‌هایی که در الک‌هایی با

اندازه ۵۰ تا ۱۵۰ مش قرار دارند، برای ادامه کار نگه‌داشته شده است. در مرحله بعد پودر نمونه‌های سنگ را در طی چند مرحله شست‌وشو داده که قسمت‌های رسی از آن جدا شود. سپس نمونه‌ها را تا ۱۲ ساعت در دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد در دستگاه آون قرار داده تا خشک شود. در مرحله بعدی نمونه‌ها را روی یک سطح صاف ریخته و با استفاده از آهن‌ربای خیلی قوی کانی‌های تیره و روشن را از هم جدا می‌کنند. دلیل استفاده از آهن‌ربا این است که کانی‌های تیره خاصیت آهن‌ربایی نسبت به کانی‌های روشن دارند. سپس بخش روشن سنگ‌ها را به وسیله آب مقطر شسته و خشک می‌کنند. در مرحله بعد برای جداسازی کانی زیرکن، از کانی‌های روشن و از مایعات سنگین بروموفرم و دی‌یدومتان استفاده شده است. در مرحله آخر توسط میکروسکوپ بینوکولار به صورت دستی دانه‌های زیرکن جدا شده است. زیرکن‌ها را با چسب روی لام چسبانده و سپس پولیش داده و در نهایت برای آزمایش آماده می‌شوند.

برای بررسی ترکیب شیمی زیرکن در سنگ‌های نفوذی آلموقولاق، نمونه‌ها به مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک علوم چین ارسال شده است. ابتدا از زیرکن‌ها تصاویر BSE و Cl تهیه شد (شکل ۳) و سپس محل‌های مناسب انتخاب و تجزیه LA-ICP-MS انجام شده است. این تجزیه‌ها در دیوریت، کوارتز مونزونیت و گرانیت صورت گرفته و نتایج آن در جدول‌های ۱، ۲ و ۳ آورده شده است.

تجزیه LA-ICP-MS یکی از مهم‌ترین روش‌های تجزیه‌ای است. که برای تعیین میزان فراوانی عنصرهای مختلف، به خصوص در حد کمیاب و فوق کمیاب استفاده می‌شود. حساسیت بالا، حد آشکارسازی کم و امکان تجزیه مقادیر بسیار کم نمونه، سرعت و دقت بالای اندازه‌گیری عناصر کمیاب و نسبت‌های ایزوتوپی و حداقل تداخل‌های طیفی دلایلی است که به کاربرد گسترده روش طیف‌سنجی جرمی کمک بسیار زیادی کرده است (Pozebon, et al., 2017).



شکل ۳. تصاویر BSE (سمت چپ) و CL (سمت راست) از A و B: گرانیت، C و D: کوارتز مونزونیت، E و F: دیوریت آلموخلوق
Fig. 3. BSE (left) and CL (right) photos from Almohgholagh A and B: granite, C and D: quartz monzonite, E and F: diorite

جدول ۱. نتایج تجزیه ICP-MS-LA روی زیرکن‌ها (ppm) در دیوریت آلموقولا
 Table 1. LA-ICP-MS result of zircon (ppm) in the Almogholagh diorite

Sample number	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
C12	4.89	131.20	*	2.19	*	0.19	*	0.23	2.09	0.93	12.23
C13	2.72	131.11	*	2.40	*	*	0.45	0.20	1.79	0.94	12.08
C14	3.70	186.39	*	16.46	*	0.43	0.94	0.90	5.13	1.74	17.82
C15	9.43	1802.33	50.16	457.84	20.16	190.89	60.89	4.34	81.82	22.70	223.22
C16	6.91	865.92	*	8.06	0.03	0.63	3.23	0.32	13.74	6.96	88.64
C17	9.82	981.51	*	7.16	0.04	0.90	3.07	0.43	18.06	7.78	100.78
C18	9.93	966.37	0.02	7.87	0.05	1.18	2.88	0.55	17.54	7.47	98.30
C19	8.30	890.43	0.19	9.33	0.09	1.11	2.75	0.35	15.08	6.87	89.93
C21	10.71	934.97	*	7.01		1.02	2.84	0.47	18.05	7.66	94.45
C22	13.84	1056.91	0.84	13.75	0.33	3.67	4.09	0.65	18.94	8.39	108.23
C23	9.28	1001.10	4.73	40.23	1.65	12.03	5.38	0.60	19.89	8.32	102.52
C24	12.09	1106.20	0.67	12.84	0.22	2.10	3.70	0.51	19.75	9.15	115.55
C25	12.99	1082.83	18.38	134.71	7.17	51.63	19.20	0.98	30.36	10.29	114.45
C26	5.26	142.91	*	2.43	0.02	*	0.52	0.26	2.06	1.03	13.25
C27	5.66	143.33	*	2.57	*	0.20		0.27	2.67	0.91	13.20
C28	5.12	190.14	*	18.01	*	0.44	1.43	0.93	6.12	1.81	18.99
C29	10.93	1019.91	0.84	14.43	0.38	3.14	4.11	0.51	19.68	8.33	107.90
C30	8.78	866.01	5.60	50.66	2.92	18.10	8.36	0.48	20.39	7.58	90.15
C31	12.25	853.72	*	7.40		0.76	2.80	0.38	15.49	6.68	88.12
C32	13.95	1233.56	15.37	84.73	5.76	31.51	14.19	1.11	31.93	11.72	136.67
C33	*	1026.40	0.98	15.02	0.41	3.04	4.04	0.42	18.53	8.33	108.77
C35	14.57	1005.63	0.11	8.88	0.10	1.10	3.50	0.54	18.34	8.13	103.80
C36	12.71	1156.50		8.79	0.08	1.16	4.24	0.62	23.22	9.63	122.39
C37	18.89	1088.84	0.04	8.36	0.11	1.39	4.54	0.54	21.28	9.15	114.34
C38	10.43	1646.80	0.04	8.06	0.26	3.60	8.92	1.00	37.88	15.07	179.22
C39	3.92	139.67	*	2.54	*	*	*	0.25	1.99	1.09	13.39
C40	5.51	143.22	*	2.53	*	*	0.52	*	1.86	1.09	13.48
C41	5.69	229.90	*	19.82	0.06	0.58	1.93	1.23	8.36	2.29	24.34
C42	12.23	987.13	0.16	7.44	0.12	1.01	4.31	0.46	19.84	8.26	105.91
C43	10.25	1072.85	3.54	17.81	1.33	4.94	6.13	0.67	22.15	9.05	113.64
C44	13.98	1061.59	*	8.88	0.13	1.18	4.74	0.48	20.74	9.32	110.52
C45	16.77	1075.71	*	8.55	0.12	1.09	4.89	0.50	20.08	8.70	109.79
C47	5.83	2025.58	96.22	180.83	30.64	63.92	31.87	1.89	64.58	21.24	239.18
C48	14.41	1623.02	4.78	20.25	2.67	6.82	10.15	1.12	40.05	15.19	183.41
C49	9.98	862.50	44.45	66.30	12.21	19.16	8.46	0.56	19.97	7.53	89.70
C50	17.16	1138.72	64.81	97.68	25.11	37.78	19.16	1.19	34.96	11.20	127.73
C51	14.23	878.55	0.68	10.41	0.45	1.01	3.59	0.31	16.82	6.86	90.51
C55	*	128.51	*	2.37	*	*	0.48	0.25	2.07	0.97	11.92
C56	4.74	185.33	0.17	18.74	*	0.58	1.83	0.97	5.98	1.93	18.50

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه ICP-MS-LA روی زیرکن‌ها (ppm) در دیوریت آلموقولا
 Table 1 (Continued). LA-ICP-MS result of zircon (ppm) in the Almogholagh diorite

Sample number	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Th	U	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce ⁴ /Ce ³
C12	4.93	25.07	7.07	75.50	11.72	5278	28.62	79.47	*	0.78	*
C13	5.18	24.60	7.07	78.64	12.20	5340	28.59	80.08	*	0.59	107.46
C14	6.13	24.30	5.62	57.72	8.75	5850	16.39	204.98	*	1.00	119.52
C15	73.92	293.07	63.15	589.25	77.83	6161	84.96	124.95	3.48	0.19	7.28
C16	34.29	150.23	34.60	335.01	46.22	7209	42.46	87.18	93.86	0.13	24.60
C17	38.74	167.03	37.02	359.44	52.48	6882	49.84	87.92	61.94	0.14	27.13
C18	36.99	163.60	37.08	356.93	51.01	6861	52.33	102.73	43.29	0.18	33.02
C19	34.43	150.63	35.99	347.27	47.93	7144	46.64	95.24	17.18	0.13	40.80
C21	37.38	159.14	36.58	353.67	50.95	7100	43.74	86.22	*	0.15	30.28
C22	41.79	181.22	40.78	389.58	57.50	7260	56.02	97.17	6.32	0.19	33.06
C23	39.72	169.98	38.73	367.59	53.99	7589	45.91	90.64	3.48	0.16	54.80
C24	43.33	186.15	43.58	423.30	57.63	6827	64.14	114.35	8.06	0.15	37.21
C25	42.40	182.55	41.54	393.19	57.93	8616	58.88	115.88	2.84	0.12	16.55
C26	5.85	28.45	7.75	85.24	13.04	5550	31.17	87.84	35.04	0.67	87.16
C27	5.54	28.02	7.71	85.19	13.25	5636	32.02	89.29	*	0.71	*
C28	6.44	24.88	5.85	59.03	9.41	6024	16.94	211.91	*	0.82	62.31
C29	40.49	174.69	41.18	389.51	54.52	7280	59.71	111.26	6.16	0.14	32.47
C30	34.17	149.04	34.83	336.20	48.92	8200	48.89	100.76	3.00	0.11	26.82
C31	33.83	148.06	34.52	330.57	49.28	7611	39.37	79.03	#DIV/0!	0.14	32.10
C32	49.63	204.08	46.31	435.51	62.42	6873	46.86	86.29	2.18	0.15	19.65
C33	40.65	175.71	41.13	397.73	54.97	7225	68.73	119.67	5.73	0.12	35.28
C35	40.38	172.59	39.83	372.72	55.89	7373	52.99	94.47	18.79	0.17	27.91
C36	45.17	197.14	45.00	422.56	60.16	6681	88.90	122.29	33.27	0.15	19.91
C37	42.31	184.16	42.56	397.90	58.94	7348	58.40	98.53	20.14	0.14	16.26
C38	65.43	273.17	61.52	549.34	79.93	6979	59.82	102.85	8.85	0.14	4.91
C39	5.56	27.26	7.58	83.33	12.69	5561	31.11	85.48	*	0.89	*
C40	5.41	28.19	7.84	85.26	13.15	5665	31.74	87.91	*	*	91.37
C41	7.38	29.63	7.20	68.96	10.68	6034	19.95	228.18	100.02	0.79	42.27
C42	40.07	166.52	39.33	372.63	54.27	6736	42.14	83.72	12.33	0.13	14.72
C43	42.03	177.59	41.60	387.33	55.98	7112	50.21	90.36	1.99	0.16	18.65
C44	41.60	180.77	41.30	383.90	57.14	7196	58.10	100.20	20.68	0.13	15.42
C45	42.09	181.13	42.38	390.43	58.69	7256	55.28	97.82	21.57	0.13	14.34
C47	82.65	327.71	72.90	635.64	90.52	7492	86.76	139.69	0.80	0.12	11.86
C48	65.54	272.29	61.53	547.69	80.13	6767	82.07	119.17	1.35	0.15	10.60
C49	33.95	148.04	35.07	329.66	49.30	7899	44.14	90.25	0.68	0.13	34.98
C50	45.76	191.88	44.49	406.54	60.19	6812	68.45	107.41	0.59	0.14	12.04
C51	34.57	153.09	36.20	340.10	50.67	7952	53.38	106.11	4.40	0.10	28.71
C55	4.93	25.15	7.16	78.42	12.29	5415	29.12	79.47	*	0.65	*
C56	6.10	25.06	5.91	59.16	9.14	5902	16.95	207.75	85.24	0.81	39.03

جدول ۲. نتایج تجزیه ICP-MS-LA روی زیرکن‌ها (ppm) در کوارتز مونزونیت آلموقولا

Table 2. LA-ICP-MS result of zircon (ppm) in the Almogholagh Quartz monzonite

Sample number	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
C54	*	136.43	*	2.44	*	0.28	*	0.26	2.17	0.97	13.11
C55	*	131.23	*	2.37	*	*	0.52	0.25	1.99	1.06	12.26
C56	5.01	189.40	*	18.75	*	0.62	1.92	0.97	5.72	2.11	19.03
C57	14.45	1177.51	*	6.11	0.12	1.57	4.32	0.64	21.17	9.73	116.36
C58	11.36	874.09	*	11.40	0.07	0.42	2.61	0.32	11.94	5.91	78.08
C59	23.29	1251.05	*	5.23	0.21	2.25	7.94	1.12	28.39	12.29	136.99
C60	9.26	1380.84	*	16.71		0.82	2.74	0.51	18.66	9.90	124.54
C61	14.05	695.32	*	4.93	0.06	0.55	2.43	0.35	11.60	5.27	66.15
C62	16.78	1169.11	0.04	5.69	0.08	1.69	6.66	1.05	24.46	10.59	125.43
C63	15.13	1053.68	*	5.77	0.15	1.69	4.24	0.87	22.24	9.45	109.94
C64	8.98	453.06	0.04	3.94			1.21	0.19	6.29	3.14	41.57
C65	24.64	2505.49	*	15.19	0.12	1.85	5.40	1.29	32.88	17.61	231.13
C66	15.91	658.06	0.02	6.20	*	0.78	1.97	0.46	10.45	5.35	65.02
C67		139.32	*	2.53	*	*	*	0.32	2.33	1.03	12.98
C68	6.53	139.88	*	2.64	*	*	0.45	0.15	2.33	0.91	13.24
C69	5.60	187.55	*	17.93	*	*	1.26	0.93	5.73	1.98	18.66
C70	12.53	578.55	*	4.78	0.04		1.87	0.34	9.51	4.51	56.39
C71	14.56	1143.97	*	5.95	0.14	1.93	4.17	1.01	23.33	9.70	116.97
C72	17.76	2846.17	*	12.21	0.39	6.03	14.72	3.52	73.87	29.66	329.88
C73	8.58	718.95	0.02	6.34	0.03	0.60	1.50	0.22	10.64	5.50	68.30
C74	14.55	1357.61	*	6.22	0.19	2.84	4.52	1.08	27.83	11.80	140.93
C75	7.66	1349.61	*	7.76	0.07	2.02	4.12	0.91	25.30	11.52	137.87
C76	10.57	559.53	*	4.54	0.05	0.43	1.46	0.33	8.93	4.06	52.20
C77	17.54	1278.87	0.02	4.99	0.21	2.97	5.14	1.47	26.64	11.09	132.42
C78	8.79	1206.67	*	6.17	0.16	2.24	4.21	1.18	23.33	10.48	125.70
C79	15.29	604.41	0.01	4.10	0.05	0.63	1.75	0.46	10.27	4.86	58.61
C80	16.16	1234.46	*	5.55	0.20	3.12	5.23	1.33	27.25	11.06	132.14
C81	4.82	138.33	*	2.52	*	*	0.55	0.31	2.00	0.93	12.81
C82	6.12	196.38	*	18.66	*	0.80	1.06	1.25	6.42	2.00	20.56
C83	10.26	1057.94	*	5.84	0.08	1.33	3.03	0.87	20.34	8.76	106.68
C84	13.03	786.49	*	3.74	0.09	1.87	2.74	0.82	16.18	6.87	81.85
C85	17.47	1399.75	0.01	4.81	0.14	2.60	3.78	1.53	29.53	12.71	147.47
C86	13.89	1243.51	*	5.68	0.26	3.37	5.07	1.25	26.01	11.20	131.75
C87	13.27	1011.22	*	5.38	0.10	2.47	3.50	1.01	20.01	8.70	106.95
C88	9.29	774.91	*	5.75	0.04	0.73	1.63	0.52	11.77	5.55	72.64
C89	16.23	1369.89	*	5.18	0.18	3.51	4.15	1.56	29.73	12.67	147.00
C90	12.36	1271.03	*	6.24	0.12	2.62	4.08	1.06	27.18	10.91	132.32
C91	6.69	1758.21	*	8.67	0.16	3.22	4.35	0.98	30.91	14.23	173.06
C92	3.54	130.41	*	2.40	*	0.24	0.43	0.25	2.15	0.97	12.34
C93	5.40	139.34	*	2.45	*	*	*	0.22	2.29	1.09	13.38
C94	3.83	191.58	*	17.48	*	1.00	1.13	1.33	6.42	1.90	19.38

ادامه جدول ۲. نتایج تجزیه ICP-MS-LA روی زیرکن‌ها (ppm) در کوارتز مونزونیت آلموقولاق

Table 2 (Continued). LA-ICP-MS result of zircon (ppm) in the Almogholagh Quartz monzonite

Sample number	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Th	U	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce ⁴ /Ce ³
C54	5.58	26.48	7.60	81.84	12.81	5492	31.64	87.78	*	0.85	*
C55	4.96	26.08	7.30	80.44	12.59	5508	29.94	82.59	*	0.65	118.39
C56	6.16	26.01	6.03	60.78	9.37	6015	17.45	216.27	*	0.83	52.18
C57	44.17	200.80	51.15	500.73	72.16	8129	96.87	140.10	15.42	0.17	23.43
C58	31.27	153.43	39.79	396.35	62.07	10841	166.66	245.68	49.31	0.15	107.20
C59	48.70	210.37	50.63	474.79	65.37	7675	85.67	99.47	7.54	0.20	4.74
C60	50.11	245.89	63.74	645.49	98.85	11227	245.41	352.57	*	0.16	219.76
C61	26.21	122.22	31.07	317.11	49.11	8438	48.88	87.54	24.88	0.17	41.87
C62	45.42	199.99	48.52	463.96	64.74	8265	84.00	104.90	18.01	0.22	7.76
C63	40.51	178.34	44.43	428.63	59.30	8378	76.44	100.08	11.65	0.22	18.57
C64	16.96	79.27	21.49	211.63	32.40	9120	30.43	59.38	76.16	0.17	88.57
C65	94.87	426.09	103.65	983.72	136.27	6739	346.36	329.01	38.33	0.23	69.21
C66	24.64	112.33	29.28	293.28	42.01	8253	66.79	109.79	239.71	0.25	67.35
C67	5.54	27.05	7.59	82.01	12.89	5583	30.67	82.32	*	0.97	*
C68	5.68	27.41	7.56	84.83	12.66	5587	31.45	85.76	*	0.37	173.24
C69	6.10	24.11	5.86	59.18	9.10	5820	16.80	210.28	*	0.89	109.56
C70	22.07	100.65	26.89	274.25	39.24	8315	50.26	92.03	36.18	0.20	54.33
C71	44.84	195.73	47.71	454.03	68.34	8613	94.87	119.35	12.87	0.25	23.00
C72	117.25	477.45	112.28	1034.34	141.43	6872	282.07	233.78	9.48	0.27	7.18
C73	27.17	124.88	34.22	346.78	50.67	8832	67.21	122.90	57.03	0.12	141.56
C74	52.93	229.47	55.09	525.59	78.39	8506	107.42	121.92	9.91	0.23	23.19
C75	53.03	232.85	58.22	570.19	79.60	9290	136.67	173.64	33.56	0.21	35.74
C76	21.59	97.38	25.72	262.10	39.32	8784	42.24	74.31	27.49	0.21	84.53
C77	50.62	217.34	51.62	488.00	72.74	8128	85.54	99.32	7.00	0.31	13.15
C78	48.08	210.13	52.31	507.60	70.87	8584	98.19	123.96	11.68	0.29	24.12
C79	23.31	104.55	27.29	277.88	41.19	7754	38.57	69.59	22.53	0.26	55.39
C80	48.60	205.49	48.79	467.47	67.80	8467	85.71	101.24	8.40	0.27	13.13
C81	5.60	26.47	8.04	83.62	13.21	5507	31.56	88.80	*	0.80	118.22
C82	6.57	26.27	6.15	61.10	9.62	6166	17.83	222.42	*	1.13	166.31
C83	41.69	178.56	43.69	438.33	63.18	9220	82.98	113.19	22.10	0.25	39.46
C84	31.47	129.39	32.27	311.85	44.65	8235	47.41	64.77	12.58	0.29	21.60
C85	55.80	228.77	54.84	521.96	73.52	7879	103.87	110.16	10.01	0.31	23.41
C86	49.17	206.32	49.44	476.29	68.36	8227	82.86	101.28	6.61	0.27	14.49
C87	40.58	170.85	42.27	406.51	56.77	8413	70.41	90.13	16.29	0.29	24.24
C88	29.63	134.45	35.65	375.16	55.08	8915	65.40	126.63	43.52	0.26	118.42
C89	55.81	225.89	54.78	516.08	71.49	7638	101.20	105.40	8.71	0.31	20.35
C90	51.23	209.44	53.24	505.84	70.33	8644	96.04	115.13	15.74	0.23	25.54
C91	70.87	297.89	74.71	722.05	102.65	9721	202.41	245.66	16.41	0.19	45.84
C92	4.98	25.77	7.11	79.79	12.40	5538	29.43	80.72	*	0.65	169.85
C93	5.63	27.27	7.72	82.91	12.89	5507	32.31	88.59	*	0.68	*
C94	6.28	23.79	6.28	60.74	9.14	6022	17.50	214.80	*	1.18	131.54

جدول ۳. نتایج تجزیه ICP-MS-LA روی زیرکن‌ها (ppm) در گرانیت آلموقلوق
 Table 3. LA-ICP-MS result of zircon (ppm) in the Almogholagh granite

Sample number	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
C92	4.10	128.87	*	2.38	*	0.18	0.46	0.24	2.13	0.93	12.27
C93	6.36	137.91	*	2.44	*	*	*	0.21	2.28	1.05	13.35
C94	4.58	189.92	*	17.49	*	0.72	1.24	1.26	6.40	1.83	19.40
C95	9.60	1686.54	*	16.79	0.10	2.00	3.98	0.52	31.66	14.21	185.41
C96	5.73	4589.05	3.37	21.85	0.41	8.16	17.90	1.94	118.06	46.26	567.92
C97	12.98	6743.18	9.95	21.99	2.28	26.40	36.46	7.66	209.71	75.42	857.77
C98	17.40	7828.69	0.21	24.03	0.59	11.47	28.41	5.44	198.22	78.34	936.14
C99	13.42	4227.38	0.22	17.07	0.38	6.13	14.31	2.75	103.48	42.02	510.57
D01	11.07	5661.04	0.13	24.64	0.50	8.46	18.78	2.29	138.33	56.53	691.81
D02	7.17	3081.95	*	20.28	0.35	6.28	12.68	1.00	74.37	30.96	372.05
D03	11.00	2334.46	*	11.77	0.26	4.15	8.92	1.08	56.37	22.74	279.53
D04	15.27	2120.46	0.15	17.47	0.25	3.02	6.22	0.77	41.93	18.30	231.09
D05	6.97	3056.74	0.07	17.72	0.44	6.54	11.52	1.52	72.72	29.75	364.71
D06	*	141.37	*	2.58	*	*	*	0.24	2.04	1.02	12.72
D07	*	141.10	*	2.54	*	0.28	0.50	0.31	2.32	0.96	12.76
D08	9.38	197.55	0.01	18.31	*	0.68	1.38	1.28	6.35	1.93	19.91
D09	13.50	3504.62	0.13	23.60	0.39	7.28	13.05	1.44	83.42	34.03	413.12
D10	*	526.63	0.02	7.29	0.03	0.22	0.48	*	4.77	2.28	39.08
D11	6.42	4994.03	0.03	32.36	0.59	9.98	20.99	1.56	123.99	50.89	611.06
D12	6.85	8242.14	0.39	46.91	1.87	26.09	44.66	6.05	236.39	89.99	1030.66
D13	12.48	8427.60	0.05	46.62	0.89	15.52	33.42	3.34	225.98	88.02	1054.41
D14	6.82	4411.89	0.02	27.35	0.47	7.53	15.72	1.56	104.99	43.39	536.56
D15	16.65	3388.72	*	11.88	0.31	5.71	12.07	1.35	80.39	33.22	410.01
D16	17.96	4490.77	*	20.74	0.47	9.03	17.79	2.63	118.57	46.74	558.45
D17	14.02	3319.08	*	36.65	0.24	5.08	11.22	0.93	78.15	32.67	400.63
D18	11.83	3963.58	0.48	18.09	1.50	18.37	24.12	4.44	123.01	45.55	516.53
D19	5.41	137.76	*	2.58	*	0.31	0.59	0.30	2.43	1.02	13.66
D20	*	137.05	*	2.44	0.03	*	*	0.22	1.85	1.05	13.09
D21	7.73	191.67	*	18.56	*	0.65	1.01	1.07	7.24	2.10	19.62
D22	10.93	3747.66	*	21.32	0.38	6.58	15.10	1.29	93.79	38.18	463.77
D23	18.68	7356.02	0.02	29.93	0.63	11.16	26.53	3.15	186.36	74.19	903.59
D24	15.89	8164.11	0.02	38.33	0.77	13.52	33.50	3.85	221.64	88.03	1049.72
D25	23.32	3863.53	0.01	51.76	0.29	5.14	12.42	1.14	90.77	38.13	474.99
D26	14.44	3085.13	0.01	11.91	0.38	5.68	12.18	1.85	77.28	30.58	377.26
D27	16.32	2392.20	*	27.16	0.12	3.34	6.63	0.73	50.16	21.83	276.98
D28	20.34	4106.55	*	43.27	0.29	5.86	11.99	1.70	91.48	38.59	490.19
D29	20.81	6633.08	0.02	28.14	0.62	10.44	27.87	3.43	178.39	71.20	856.38
D30	16.50	3002.68	*	13.41	0.23	5.74	11.82	1.53	74.69	30.55	371.57
D31	4.80	138.45	*	2.62	*	*	0.54	0.24	2.60	1.00	13.17

ادامه جدول ۳. نتایج تجزیه ICP-MS-LA روی زیرکن‌ها (ppm) در گرانیت آلموقولاق
 Table 3 (Continued). LA-ICP-MS result of zircon (ppm) in the Almogholagh granite

Sample number	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Th	U	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce ⁴ /Ce ³
C92	4.97	25.49	7.15	78.44	12.31	5401	29.42	80.75	*	0.63	114.87
C93	5.63	27.05	7.78	81.62	12.83	5381	32.35	88.77	*	0.64	*
C94	6.28	23.68	6.33	59.87	9.12	5895	17.55	215.61	*	1.10	85.69
C95	71.34	291.55	72.96	692.36	89.50	7014	450.12	378.07	50.84	0.10	70.98
C96	205.86	791.95	186.31	1651.55	212.63	6021	422.63	457.21	3.83	0.10	10.20
C97	301.35	1133.31	267.52	2356.67	302.05	6623	594.48	564.22	1.08	0.21	2.95
C98	335.68	1282.61	303.01	2705.85	345.72	6549	718.73	571.80	10.82	0.16	6.91
C99	187.76	741.89	180.27	1643.48	214.93	6718	484.22	664.40	11.09	0.16	12.80
D01	255.68	987.28	235.68	2101.99	267.40	6684	601.42	621.61	13.54	0.10	13.27
D02	136.84	536.67	131.84	1217.04	153.16	7339	270.89	357.41	17.54	0.08	14.12
D03	102.84	406.59	99.51	915.19	116.95	6945	164.29	235.72	13.71	0.11	12.47
D04	89.91	370.81	91.86	857.95	115.06	6798	319.22	332.44	17.13	0.11	39.31
D05	132.76	527.78	128.72	1174.81	151.00	7364	281.08	365.46	11.48	0.12	14.68
D06	5.50	26.31	7.41	83.25	12.69	5650	30.59	83.71	*	0.83	*
D07	5.41	27.09	7.74	82.94	13.01	5719	30.75	84.27	*	0.73	110.18
D08	6.70	25.89	6.28	61.53	9.82	6155	17.58	222.22	1011.30	1.10	78.73
D09	150.64	603.14	144.35	1312.13	169.81	7611	333.35	425.05	16.21	0.10	17.29
D10	18.88	100.31	30.86	327.71	44.63	10416	89.65	798.06	54.35	*	1077.60
D11	218.19	856.19	199.91	1824.31	226.02	7116	512.42	574.60	16.28	0.07	11.91
D12	357.31	1373.37	313.38	2761.07	354.14	7392	877.01	823.75	7.02	0.14	5.58
D13	369.61	1426.66	330.03	2947.88	355.28	6591	1020.69	858.99	15.52	0.09	10.38
D14	194.58	776.08	181.62	1645.80	210.96	7657	518.95	547.02	17.36	0.09	16.97
D15	147.26	591.60	140.28	1280.95	168.45	6930	246.13	291.52	11.60	0.10	9.61
D16	199.89	796.41	187.51	1703.85	221.83	6774	374.75	415.56	13.36	0.13	10.28
D17	146.43	590.26	140.49	1298.81	165.35	7217	993.96	812.30	*	*	36.03
D18	175.66	691.76	160.72	1449.82	184.18	6919	286.17	336.14	3.24	0.20	3.57
D19	5.62	27.12	7.78	87.75	12.97	5634	31.90	87.49	*	0.66	80.18
D20	5.67	28.08	7.61	86.27	13.20	5690	31.66	88.26	27.36	0.84	*
D21	6.61	26.92	6.25	62.46	9.55	6186	17.72	224.90	*	*	141.75
D22	167.31	669.25	157.32	1420.62	186.17	7533	341.08	418.29	16.99	0.08	12.55
D23	317.64	1266.70	288.52	2608.03	338.90	7014	754.67	695.43	14.21	0.10	10.06
D24	371.32	1461.33	333.18	2940.27	375.51	6866	966.85	775.79	14.94	0.10	8.89
D25	170.20	678.81	157.89	1427.55	185.23	7128	2059.94	1100.44	53.32	0.07	46.34
D26	135.06	556.38	129.16	1189.15	160.40	7223	223.60	268.85	9.38	0.14	9.05
D27	102.22	427.94	100.61	941.93	126.31	7505	844.75	661.77	68.53	0.09	58.57
D28	179.95	735.98	170.44	1570.75	203.22	6808	1104.76	719.01	45.18	0.11	45.50
D29	298.99	1206.38	272.07	2441.38	321.13	7021	697.26	604.97	13.59	0.11	8.01
D30	133.85	545.57	127.49	1177.06	155.12	7644	243.09	305.67	17.65	0.12	10.59
D31	5.77	27.64	8.04	85.15	13.72	5888	33.02	90.45	*	0.51	103.26

بررسی‌های سنگ‌نگاری

این توده در واقع مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین درونی به شکل حلقوی است و می‌توان سنگ‌های آن را به ۲ گروه اصلی سنگ‌های حدواسط- مافیک و فلسیک تقسیم کرد: ۱- سنگ‌های حدواسط- مافیک شامل دیوریت- گابرو و ۲- سنگ‌های فلسیک که به دو زیر گروه شامل مونزونیت کوارتزار- سینیت و گرانیت تقسیم شده است.

دیوریت- گابرو

این بخش طیف گسترده‌ای دارد و شامل گابرو، دیوریت و همچنین مونزودیوریت است. بافت سنگ‌ها بیشتر گرانولار دانه درشت تا دانه متوسط بوده و در این واحد گاهی دگرسانی پروپیلیتی- کربناتی دیده می‌شود و میزبان اصلی کانسار آهن باباعلی است. این سنگ‌ها شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند و حجم زیادی از گابرو و دیوریت را به خود اختصاص داده‌اند. پلاژیوکلازها اغلب منطقه‌بندی نشان می‌دهد و گاه ماکل پلی سنتتیک دارند و اغلب سریستی شده‌اند. درشت بلور آمفیبول با ترکیب هورنبلند حضور دارد و گاه به اکتینولیت و اکسید آهن دگرسان شده است. کانی‌های کوارتز و بیوتیت در دیوریت به ندرت دیده می‌شود. در گابرو گاه پیروکسن حضور دارد و دارای چند رنگی ضعیف است و شناسایی آن را به سختی امکان‌پذیر می‌سازد؛ ولی برجستگی بیشتر آن نسبت به هورنبلند، آن را قابل تمایز می‌سازد. تیتانیت و آپاتیت به عنوان کانی فرعی در این سنگ‌ها مقدار زیادی دارند و اغلب به صورت شکل دار در اندازه ریز تا متوسط دیده می‌شوند (شکل ۴- A و B).

سینیت- کوارتز مونزونیت

این سنگ‌ها دارای بافت گرانولار است و گاهی بافت‌های گرافیکی، پرتیتی، میلیونیتی و یا پورفیروئیدی را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها حاوی کانی‌های ارتوز، آمفیبول، پلاژیوکلاز، گاهی بیوتیت و پیروکسن هستند. بیشتر ارتوزها ماکل کارلسباد دارند و

گاه پرتیتی هستند و دگرسانی به کائولینیت را نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها اغلب ماکل پلی سنتتیک دارند و تا حدی سریستی شده‌اند. از کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت و تیتانیت را می‌توان نام برد (شکل ۴- C و D).

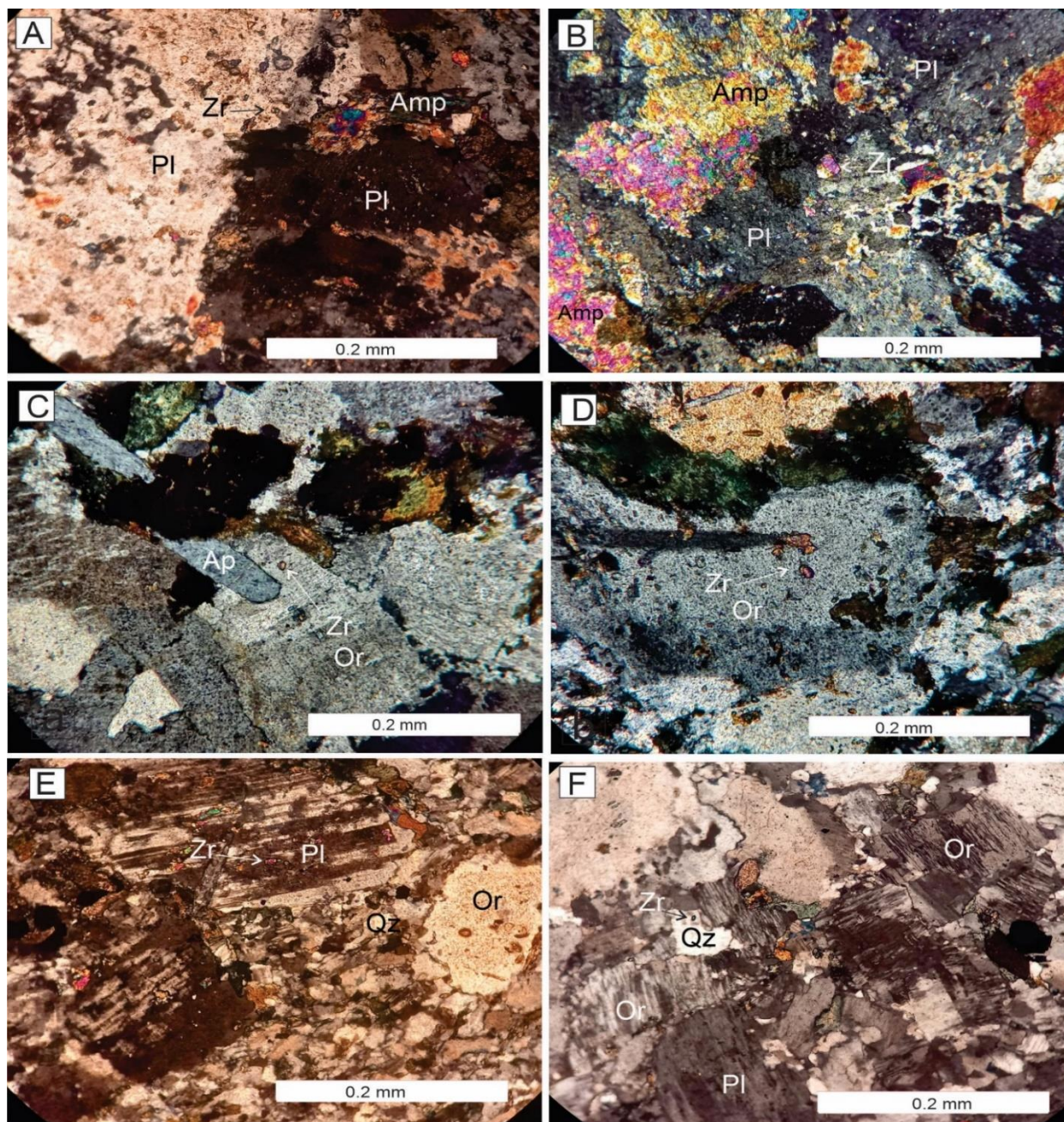
گرانیت

این توده دارای بافت میکروگرانولار و پورفیروئیدی است و گاهی بافت‌های پرتیتی، میلیونیتی و گرانوفیری نیز مشاهده می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی آن کوارتز، ارتوز، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت در اندازه دانه متوسط تا ریزدانه است. بیشتر ارتوزها ماکل کارلسباد نشان می‌دهند و گاه پرتیتی هستند. پلاژیوکلازها ماکل پلی سنتتیک داشته و در بعضی موارد منطقه‌بندی نشان می‌دهند. بلورهای کوارتز بی‌شکل و در برخی از نمونه‌ها تبلور مجدد یافته‌اند. کانی‌های فرعی شامل زیرکن، تیتانیت و آپاتیت است (شکل ۴- E و F).

زمین‌شیمی زیرکن

زیرکن کانی فرعی است که در بسیاری از سنگ‌ها به خصوص در گرانودیوریت به وفور یافت می‌شود (Hoskin and Schaltegger, 2003). در زیرکن علاوه بر عنصر Zr، بیش از ۵۰ عنصر از جمله عناصر نادر خاکی، اورانیوم و توریم شناسایی شده‌اند و لذا بررسی کانی زیرکن ابزار بسیار با ارزشی برای بررسی دمای تبلور، فوگاسیته اکسیژن، ژئوکرونولوژی، ماهیت و خاستگاه مذاب مولد کانی‌های زیرکن محسوب می‌شود (Krasnobaev, 1986).

از میزان تیتانیم در زیرکن برای ارزیابی دمای تبلور در توده نفوذی آلموقولاق استفاده شده است. فری و واتسون (Ferry and Watson, 2007) دماسنجی Ti-in-Zircon را ارائه کرده‌اند. بدین روش میانگین دماهای محاسبه‌شده دیوریت ۷۹۵، کوارتز مونزونیت ۷۷۷ و گرانیت ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.



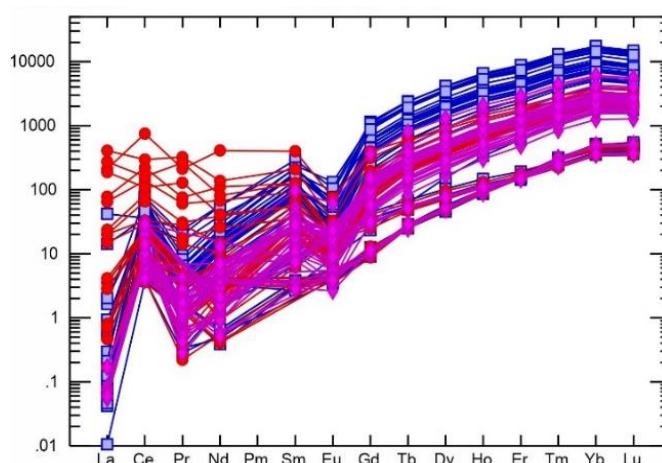
شکل ۴. A و B: فراوانی کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در دیوریت آلموقلوق همراه با زیرکن، C و D: فراوانی کانی‌های ارتوز در سینیت آلموقلوق همراه با زیرکن، E و F: فراوانی کانی‌های فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و کوارتز در گرانیت آلموقلوق همراه با زیرکن. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Or: ارتوز، Qz: کوارتز، Amp: آمفیبول، Zr: زیرکن، Ap: آپاتیت).

Fig. 4. A and B: Abundance of plagioclase and amphibole in Almogholagh diorite along with zircon, C and D: Abundance of K-feldspar in Almogholagh syenite along with zircon, E and F: Abundance of K-feldspar, plagioclase, and quartz in Almogholagh granite along with zircon. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Or: Orthoclase, Qz: Quartz, Amp: Amphibole, Zr: Zircon, Ap: Apatite)

(McDonough 1989). نمونه‌های دیوریت، کوارتز مونزونیت و گرانیت الگویی مشابه را نشان می‌دهند و از عناصر نادر خاکی سنگین بالاتری نسبت به عناصر نادر خاکی سبک برخوردارند؛ زیرا که شعاع اتمی بالای زیرکن شانس قرارگیری HREE در ساختار زیرکن را بیشتر فراهم می‌کند و این ویژگی‌ها در تمام زیرکن‌ها قابل مشاهده است. در این نمودار Ce آنومالی مثبت دارد و آنومالی منفی Eu دیده می‌شود و به نظر می‌رسد این سنگ‌ها در شرایط اکسایش قرار گرفته‌اند. از طرف دیگر، گرانیت عناصر REE بالاتری نسبت به کوارتز مونزونیت و دیوریت دارند که به نظر می‌رسد تفریق ماگمایی موجب شده است که مقدار عناصر REE در گرانیت بیشتر باشد. داده‌های دیوریت که با دایره‌های قرمز نشان داده شده است، پراکندگی بیشتری نسبت به سایر سنگ‌ها دارند و احتمالاً دگرسانی باعث شده است که برخی از نمونه‌های دیوریت میزان LREE بالاتری را نشان دهند.

با توجه به اینکه سنگ‌های بازیک در دمای بالاتری نسبت به سنگ‌های اسیدی تشکیل می‌شوند و دمای اشباعیت زیرکن در سنگ‌های بازیک بیشتر از سنگ‌های اسیدی است، به نظر می‌رسد دماهای محاسبه شده قابل قبول باشد. ونگ و همکاران (Wang et al., 2011) اعتقاد دارند که در شرایط تعادلی نسبت Th/U به تغییرات دما بسیار حساس بوده و کاهش دمای ماگما به افزایش غلظت U نسبت به Th و کاهش نسبت Th/U منجر می‌شود؛ در حالی که تبلور زیرکن در شرایط غیر تعادلی U و Th به آسانی وارد ساختار بلورین زیرکن می‌شوند و مقادیر آنها و نسبت Th/U به درجه غیر تعادلی آنها مرتبط است. میانگین نسبت Th/U در گرانیت آلموقولا 0.74 ، کوارتز مونزونیت 0.62 و دیوریت 0.47 محاسبه شده است که بیانگر شرایط غیر تعادلی ماگمای سازنده آلموقولا است.

در شکل ۵، نمودار تغییرات عناصر REE در کانی زیرکن که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند را نشان می‌دهد (Sun and



شکل ۵. فراوانی عناصر نادر خاکی در زیرکن توده نفوذی آلموقولا که نسبت به کندریت (Sun and McDonough 1989) بهنجار شده است. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

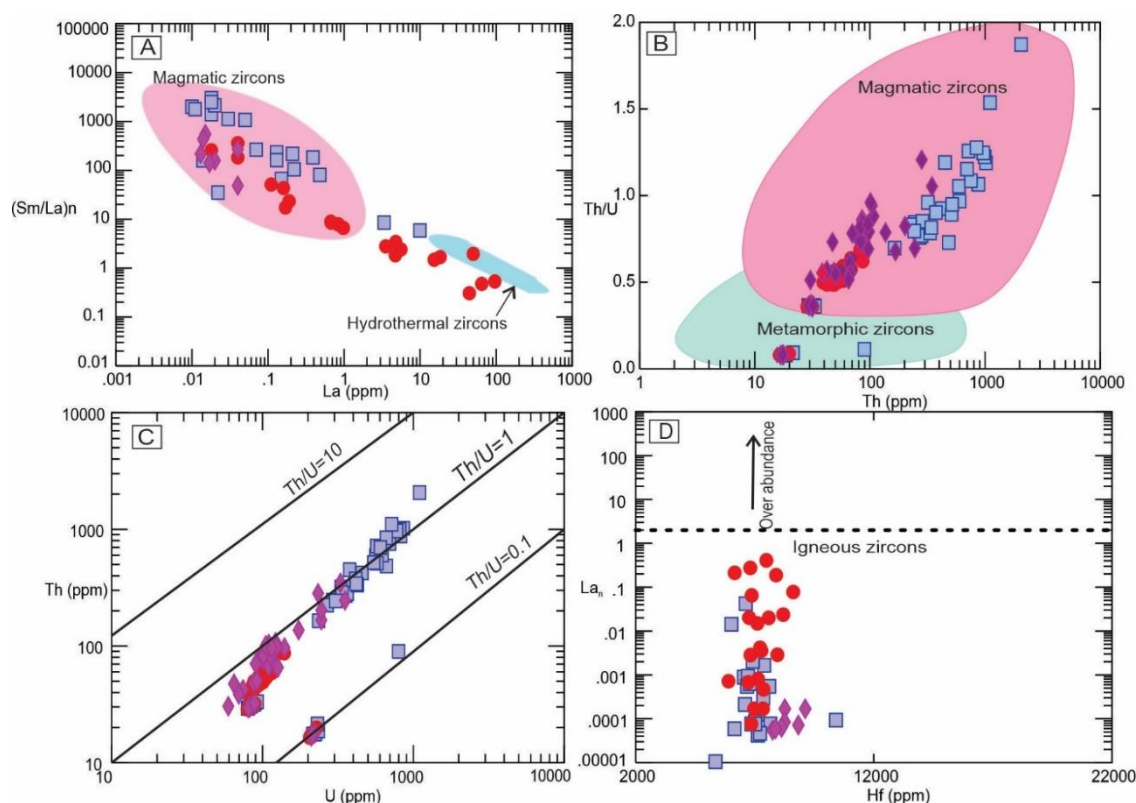
Fig. 5. The REE patterns of zircon of the Almoghlagh intrusive rocks that normalized to chondrite (Sun and McDonough 1989). Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.

ماگمایی تفاوت دارند و این اختلاف موجب شده با استفاده از نسبت‌های عناصر بتوان زیرکن‌هایی که از ماگما متبلور می‌شوند را

زیرکن‌هایی که بر اثر فرایند گرمایی و دگرگونی حاصل می‌شوند، در مقدار بعضی عناصر مانند Th ، U ، Sm و La با زیرکن‌های

نسبت Th/U بیش از 0.5 و برابر با یک است و منشأ آذرین زیرکن‌ها را تأیید می‌کند. در زیرکن‌ها، HREE و MREE به راحتی جایگزین Zr می‌شوند؛ در حالی که LREE مانند La و Ce در طول تبلور زیرکن در مذاب اسیدی ناسازگارتر هستند و به دلیل شعاع یونی نسبتاً بزرگ و بار زیاد ترجیح می‌دهند در مذاب‌های همزیست ساکن شوند و موجب شده میزان La در زیرکن متبلور شده از ماگما کمتر از ۱ باشد (El-Bialy and Ali, 2013). با ترسیم نمونه‌های مورد بررسی مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده زیرکن‌های آذرین قرار گرفته‌اند (شکل ۶-D).

شناسایی کرد (Hoskin, 2005). برخی از کاربردهای شیمی زیرکن مانند تعیین شرایط تشکیل، پتروژنز و سن‌سنجی و ... در صورتی امکان‌پذیر است که زیرکن از ماگما متبلور شده باشد. مطابق شکل ۶-A و B بیشتر زیرکن‌های مورد بررسی Sm/La و Th/U بالایی دارند و از نوع ماگمایی محسوب می‌شوند (Hoskin, 2005; Yang et al., 2008). در سنگ‌های آذرین نسبت Th/U در زیرکن‌ها معمولاً برابر یا بیش از 0.5 است و در حالی که زیرکن‌های رشد یافته تحت رویدادهای دگرگونی به طور قابل توجهی عدد کمتری را نشان می‌دهند (El-Bialy and Ali, 2013). در شکل ۶-C، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی

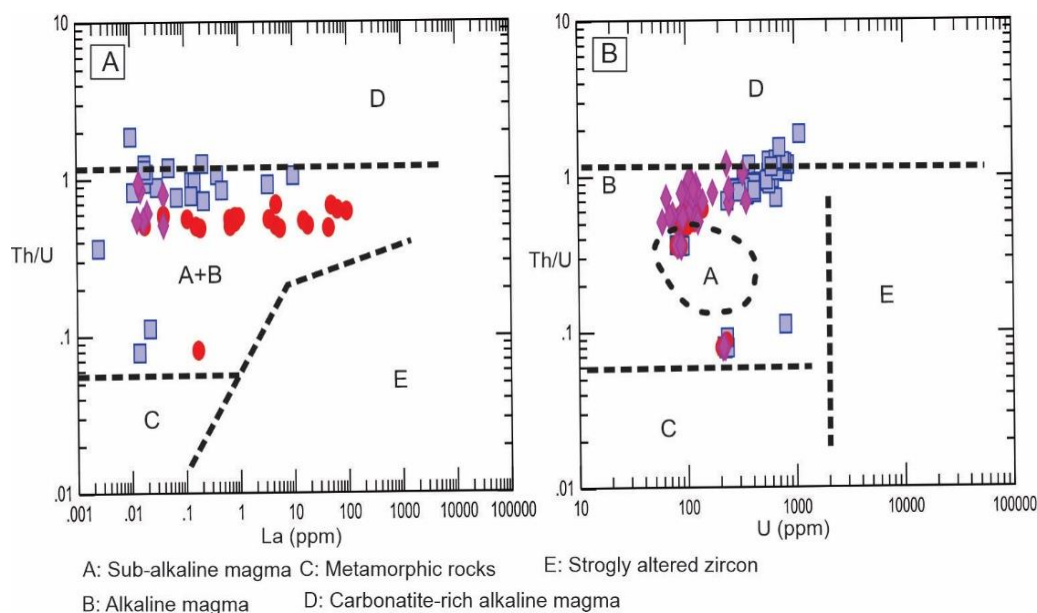


شکل ۶. نمودارهای A: La برابر Sm/La_n (Hoskin, 2005)، B: Th برابر Th/U (Yang et al., 2008)، C: U برابر Th (El-Bialy and Ali, 2013)، و D: Hf برابر La_n (El-Bialy and Ali, 2013) با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن توده نفوذی آلموقولاغ بیانگر آن است که اغلب نمونه‌ها در محدوده زیرکن‌های آذرین قرار گرفته‌اند. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 6. A: La vs. Sm/La_n (Hoskin, 2005), B: Th vs. Th/U (Yang et al., 2008), C: U vs. Th (El-Bialy and Ali, 2013), and D: Hf vs. La_n (El-Bialy and Ali, 2013) diagrams using zircon chemistry of the Almogholagh intrusive rocks indicate that most of samples located in the igneous field. Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.

۱ و میزان U کمتر از ۱۰۰۰ است و با توجه به آن می‌توان گفت که نمونه‌های مورد بررسی اغلب در محدوده A و B قرار گرفته‌اند که بیانگر ماگمای ساب‌آلکالن و آلکالن است.

با استفاده از شیمی زیرکن‌ها می‌توان ماهیت ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولا را تشخیص داد (Mathieu, et al 2022). چنان‌که در شکل ۷-A و B مشخص است، نمونه‌های مورد بررسی نسبت Th/U بین ۰/۰۵ تا ۱ قرار دارند و میزان La اغلب کمتر از

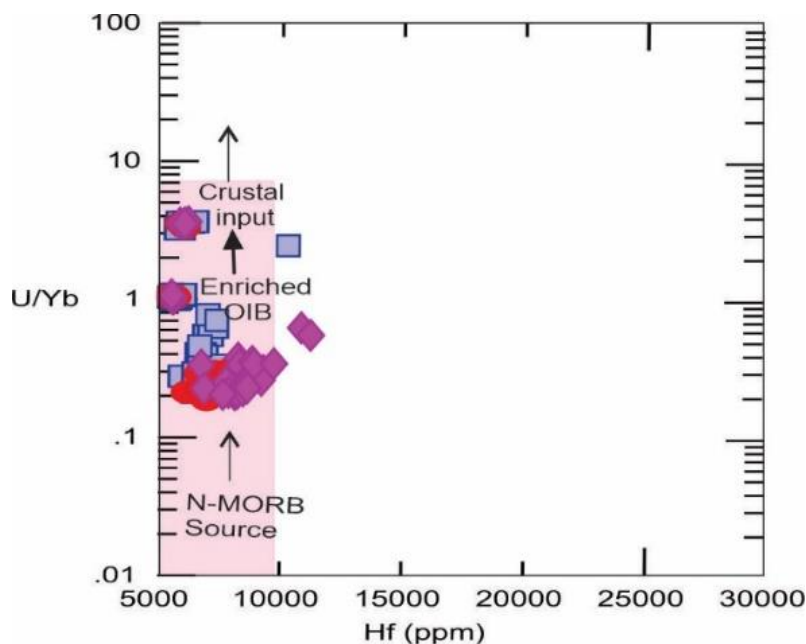


شکل ۷. نمودارهای A: La برابری Th/U و B: U برابری Th/U با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن توده نفوذی آلموقولا (Mathieu, et al 2022) بیانگر آن است که نمونه‌های مورد بررسی اغلب در محدوده ماگمای ساب‌آلکالن و آلکالن قرار گرفته‌اند. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 7. A: La vs. Th/U and B: U vs. Th/U diagrams using zircon chemistry of the Almoghlagh intrusive rocks (Mathieu, et al 2022) indicate that the studied samples are mostly located in the subalkaline and alkaline magma field. Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.

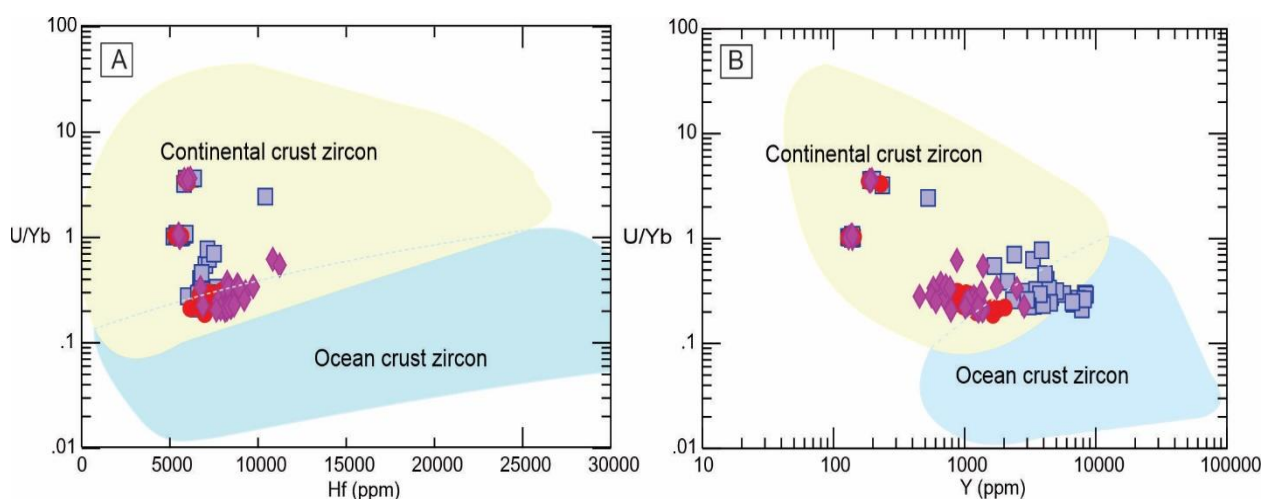
زیرکن‌های قاره‌ای نسبت U/Yb بالا (بالتر از ۰/۱) و Y کمتری نسبت به زیرکن‌های اقیانوسی دارند (Grimes et al., 2007). چنان‌که در شکل ۹-A و B مشاهده می‌شود، بیشتر زیرکن‌های مورد بررسی میزان Y کمتر از ۱۰۰۰۰ و نسبت U/Yb بیشتر ۰/۱ دارند و بیانگر آن است که پوسته قاره‌ای در شکل‌گیری این ماگما مؤثر بوده است. لذا به نظر می‌رسد ماگما سازنده آلموقولا از گوشته نشأت گرفته و با پوسته قاره‌ای آلوده شده است.

با استفاده از میزان عناصر در شیمی زیرکن‌ها می‌توان به بررسی منشأ و نحوه شکل‌گیری توده نفوذی آلموقولا پرداخت (Kamaunji et al., 2023). ماگمایی که از گوشته نشأت می‌گیرد، میزان U/Yb و Hf پایینی دارد که توسط آلودگی با پوسته میزان U/Yb آن بالا می‌رود. چنان‌که در شکل ۸ نشان داده شده است، نمونه‌های مورد بررسی از منشأ گوشته‌ای یا N-MORB یا OIB غنی شده‌اند که مقادیری از پوسته به آنها اضافه شده است.



شکل ۸. نمودار Hf در مقابل U/Yb با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن توده نفوذی آلموگولاق (Kamaunji et al., 2023) بیانگر آن است که نمونه‌های مورد بررسی از منشأ گوشته‌ای حاصل شده و تحت تأثیر آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته‌اند. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 8. Hf versus U/Yb using zircon chemistry of the Almogholagh intrusive rocks (Kamaunji et al., 2023) the studied samples are originated from mantle origin, affected by crustal contamination. Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.



شکل ۹. نمودارهای A: Hf vs. U/Yb و B: Hf vs. U/Yb با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن توده نفوذی آلموگولاق (Grimes et al., 2007). علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 9. A: Hf vs. U/Yb, and B: Hf vs. U/Yb diagrams using zircon chemistry of the Almogholagh intrusive rocks (Grimes et al., 2007). Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.

ضروری است. زیرکن یک شاخص حساس از وضعیت اکسایش ماگمایی از طریق محتوای چند ظرفیتی Ce و Eu نمایش می‌دهد (Ballard et al., 2002; Hidaka et al., 2002; Wang et al., 2013; Dilles et al., 2015). با توجه به آنومالی منفی یوروپیوم و آنومالی مثبت سریم در نمودار الگوی عناصر نادر خاکی می‌توان گفت ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولاق در شرایط اکسایش تشکیل شده است. برای بررسی دقیق‌تر میزان فوگاسیته اکسیژن ماگما از شکل ۱۰-C (El-Bialy and Ali, 2013) استفاده شده است. چنانچه ملاحظه می‌شود، نمونه‌ها در شرایط اکسایش کم قرار گرفته‌اند. در مقایسه با سایر کاتیون‌های سه ظرفیتی REE، Ce^{3+} و Ce^{4+} به طور قابل توجهی در زیرکن سازگارتر است. در نتیجه، زیرکن‌های متبلور شده از ماگماهای اکسیدشده نسبت به ماگماهای کاهش‌یافته‌تر، نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} و ناهنجاری (Ce/Ce^*) بالاتری دارند (Ballard et al., 2002; Zhong et al., 2019). لذا می‌توان از Ce^{4+}/Ce^{3+} نیز استفاده کرد. چنان‌که در شکل ۱۰-D نشان داده شده است، آنومالی مثبت سریم به صورت Ce^{4+}/Ce^{3+} ترسیم‌شده است که نماینده‌ای از شرایط اکسایش در محیط است. در این نمودار نمونه‌ها در محدوده Ce^{4+}/Ce^{3+} بین ۱۰ تا ۱۰۰ قرار گرفته است و در واقع در شرایط اکسایش نسبتاً پایین است (Ballard et al., 2002; Kamaunji et al., 2023). با وجود دامنه وسیع Ce/Ce^* ، Ce^{4+}/Ce^{3+} و Eu/Eu^* روندهای افزایشی کلی از گرانیته‌ها به سمت دیوریت و کوارتز مونزونیت وجود دارد (شکل ۱۰). چنین روندهایی به بهترین وجه با کاهش تدریجی حالت اکسایش ماگمایی توضیح داده می‌شود.

نسبت Eu/Eu^* در تشخیص پتانسیل معدنی در سنگ‌های نفوذی مؤثر به نظر می‌رسد (Ballard et al., 2002; Lu et al., 2016; Wen et al., 2020). شکل ۱۱-A تا D می‌تواند بینشی در مورد فرایندهای پتروژنتیکی در گیر در شکل‌گیری پتانسیل معدنی مس پورفیری با استفاده از ترکیب کانی زیرکن ارائه دهد؛ به طوری که با استفاده از ترکیب شیمیایی زیرکن می‌توان مناطقی که از نظر

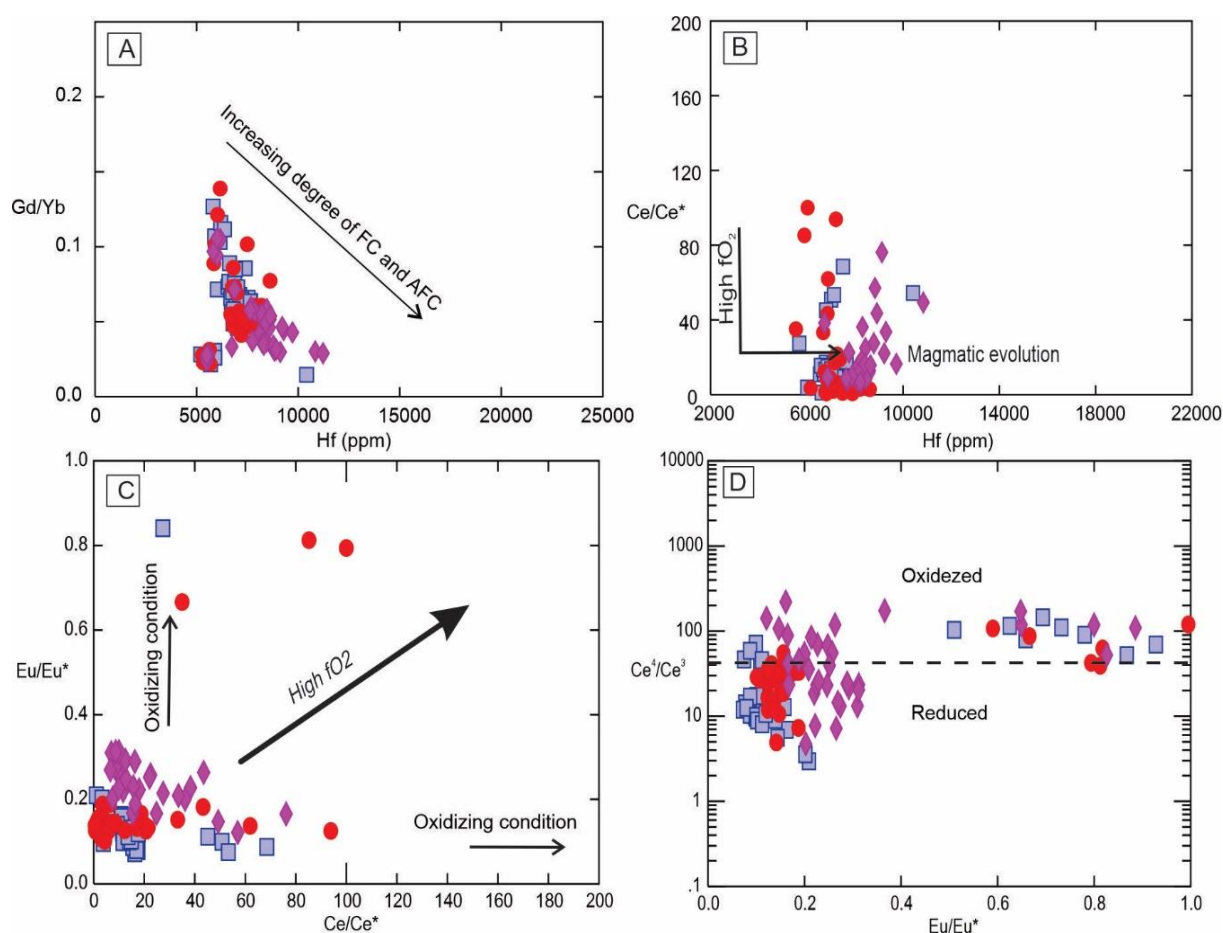
همچنین با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن می‌توان فرایندهایی را که در حین صعود بر ماگما تأثیر می‌گذارد، بررسی کرد. هنگامی که ماگما تکامل پیدا می‌کند، با تفریق ماگما و یا تفریق همراه با هضم ترکیب شیمی زیرکن تغییر می‌کند. از آنجایی که Hf از نظر اندازه و بار تقریباً با Zr یکسان است، زیرکن یک محلول جامد زیرکن-هافنون به شمار می‌آید (Claiborne et al., 2010; Wen et al., 2020). بنابراین، میزان Hf در زیرکن، بازتابی از نسبت Hf/Zr زیرکن در تعادل با مذاب است که به طور کلی با افزایش درجه‌های تفریق ماگمایی افزایش پیدا می‌کند (Lowenstern et al., 1993). بنابراین بر اثر تفریق ماگمایی در ترکیب زیرکن میزان Hf افزایش پیدا می‌کند؛ در صورتی که نسبت Gd/Yb در زیرکن کاهش پیدا می‌کند (Kamaunji et al., 2023). چنان‌که در شکل ۱۰-A مشخص است، بر اثر تفریق ماگمایی نمونه‌های مورد بررسی یک روند نزولی را نشان می‌دهد که با تفریق ماگمایی و یا تفریق ماگمایی همراه با آلودگی ماگما سازگار است که با پژوهش سرجوقیان و همکاران (Sarjoughian et al., 2023) مطابقت دارد. آنها پیشنهاد کرده‌اند که ماگمای حاصل از گوشته با پوسته زیرین قاره‌ای آلودگی حاصل کرده و سنگ‌های توده نفوذی آلموقولاق تشکیل شده است.

طبق پیشنهاد تریل و همکاران (Trail et al., 2012) یوروپیوم و سریم در واقع بیشترین کاربرد را در تعیین موقعیت اکسایش-احیا در مذاب‌های طبیعی دارد. در شکل ۱۰-B، با تفریق ماگمایی نسبت Hf افزایش پیدا می‌کند؛ در صورتی که اگر فوگاسیته اکسیژن بالا رود، نسبت Ce/Ce^* نیز افزایش پیدا می‌کند. ترکیب شیمیایی زیرکن‌های توده نفوذی آلموقولاق روندی صعودی دارند که نشان‌دهنده این است که نمونه‌ها با افزایش نسبت Ce/Ce^* ، فوگاسیته اکسیژن بالا رفته و همچنین با تکامل ماگمایی نیز مطابقت دارد (El-Bialy and Ali, 2013).

تعیین شرایط اکسایش ماگما برای درک فرایندهای زمین‌شناسی مختلف، مانند تکامل ماگما، شکل‌گیری بلور و پتانسیل معدنی

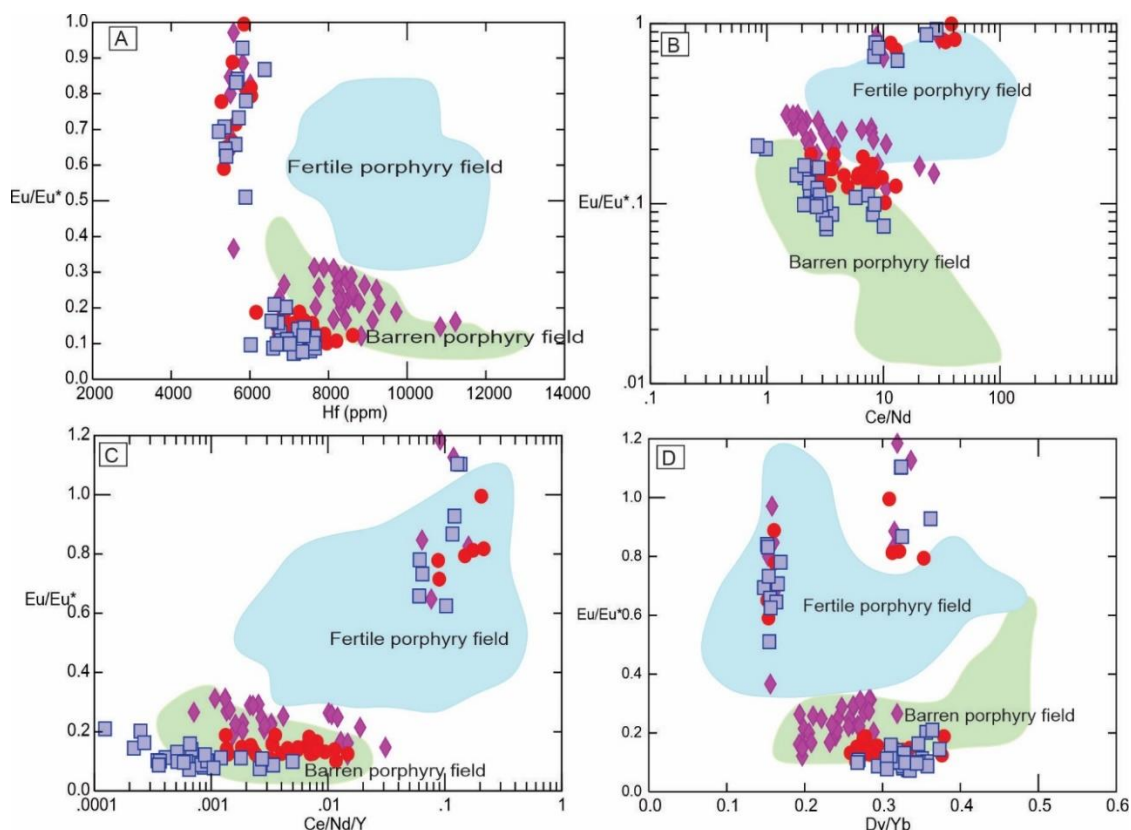
چنان‌که در این شکل مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی دارای آنومالی منفی یورپیوم هستند؛ اما این مقدار در اندازه‌ای نیست که در محدوده کانه‌زایی مس پورفیری قرار گیرد و لذا بیشتر نمونه‌ها در محدوده مس پورفیری عقیم قرار گرفته‌اند.

مس پورفیری بارور هستند را از مناطقی که از نظر مس پورفیری عقیم هستند، از هم تفکیک کرد (Lu et al., 2016; Ghasemi Siani et al., 2022). چنانچه ملاحظه می‌شود، ماگماهای اکسیدان با آنومالی منفی یورپیوم مستعد باروری مس پورفیری هستند و در قسمت بالای نمودار در شکل ۱۱ قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۰. نمودارهای A: Hf برابر Gd/Yb (Kamaunji et al., 2023)، B: Hf برابر Ce/Ce* (El-Bialy and Ali, 2013)، C: Ce/Ce* برابر Eu/Eu* (El-Bialy and Ali, 2013)، و D: Eu/Eu* برابر Ce⁴⁺/Ce³⁺ (Kamaunji et al., 2023) با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن توده نفوذی آلموقولاغ بیانگر آن است که این توده تحت تأثیر تفریق ماگمایی یا تفریق ماگمایی همراه با آلودگی بوده و فوگاسیته اکسیژن نیز افزایش پیدا کرده است. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 10. A: Hf vs. Gd/Yb (Kamaunji et al., 2023), B: Hf vs. Ce/Ce* (El-Bialy and Ali, 2013), C: Ce/Ce* vs. Eu/Eu* (El-Bialy and Ali, 2013), and D: Eu/Eu* vs. Ce⁴⁺/Ce³⁺ (Kamaunji et al., 2023) using zircon chemistry of the Almogholagh intrusive rocks; indicating the the samples are affected by magmatic fractionation (FC) or magmatic fractionation with contamination (AFC) with increasing of oxygen fugacity. Circle: diorite, diamond: quartz monzonite, and square: granite.



شکل ۱۱. نمودارهای A: Hf برای Eu/Eu^* ، B: Ce/Nd برای Eu/Eu^* ، C: $Ce/Nd/Y$ برای Eu/Eu^* و D: Dy/Yb برای Eu/Eu^* با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن (Lu et al., 2016; Ghasemi Siani et al., 2022) بیانگر آن است که توده آلموقولا نمی‌تواند مستعد کانه‌زایی مس پورفیری باشد. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 11. A: $Ce/Nd/Y$ vs. Eu/Eu^* , B: Hf vs. Eu/Eu^* , C: Ce/Nd vs. Eu/Eu^* , and D: Dy/Yb vs. Eu/Eu^* using zircon chemistry (Lu et al., 2016; Ghasemi Siani et al., 2022), indicating the Almoghlagh intrusive rocks cannot bearing Cu-porphyry potential. Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.

هستند (Wen et al., 2020). ماینرت و همکاران (Meinert et al., 2005)، سیلیتو (Sillitoe, 2010) و ریچاردز (Richards, 2015) هم بر این عقیده‌اند که رسوب‌های مس پورفیری و اسکارن مس‌دار اغلب با ماگماهای اکسید شده‌تر مرتبط هستند و معمولاً حالت اکسایش بالاتر از $\Delta FMQ + 1$ دارند و در این شرایط سولفور به صورت سولفات در مذاب حضور دارد (Carroll and Rutherford, 1985; Jugo, 2009). آمفیبول ترجیحاً میزبان MREE است؛ به طوری که با تفریق آمفیبول نسبت Yb/Dy در مذاب‌های باقی‌مانده افزایش می‌یابد (Davidson et

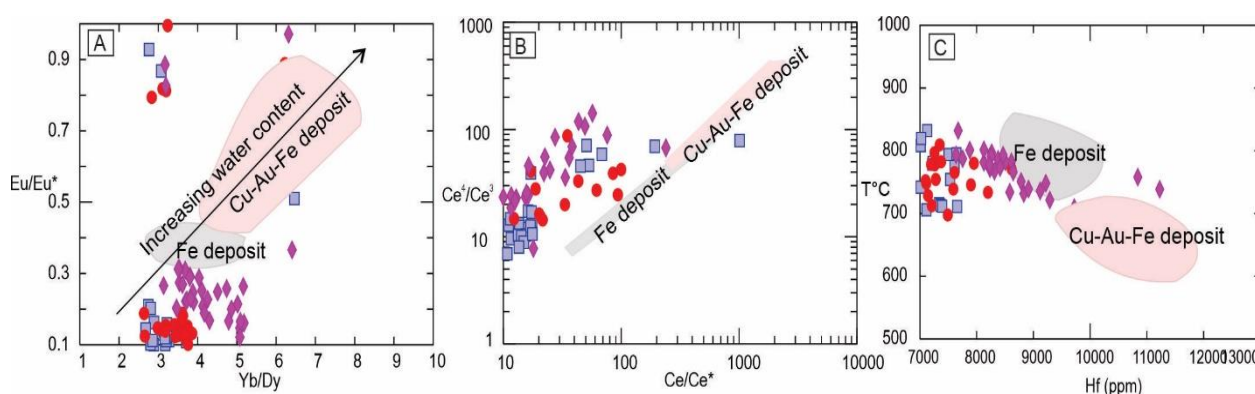
داده‌های عنصر کمیاب زیرکن، همبستگی‌های آشکاری میان پتانسیل فلزی در اسکارن و درجه اکسایش، محتوای آب و درجه تفریق سنگ میزبان نشان می‌دهد که توسط بررسی‌های تجربی نشان داده شده است (Blevin, 2004; Meinert et al., 2005; Botcharnikov et al., 2011). توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن آهن، در مقابل توده‌های نفوذی حاوی کانه‌زایی مس، دارای مقادیر بسیار پایین‌تری از شرایط اکسایش هستند و سنگ‌های نفوذی مرتبط با نهشته‌های اسکارن مس به طور کلی اکسیده‌تر از آنها هستند که با نهشته‌های اسکارن آهن همراه

(et al., 2016). در شکل ۱۲-A ملاحظه می‌شود که نمونه‌های مورد بررسی میزان Eu/Eu^* بین ۰/۱ تا ۰/۳ و Yb/Dy کمتر از ۵ داشته و در محدوده اسکارن آهن‌دار با مقدار آب کمتری قرار گرفته‌اند (Wen et al., 2020).

در شکل ۱۲-B، نمودار Ce/Ce^* در مقابل Ce^{4+}/Ce^{3+} (Wen et al., 2020) ترسیم شده است. چنان‌که مشخص است، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی میزان حدواسط Ce/Ce^* و Ce^{4+}/Ce^{3+} (بین ۱۰ تا ۱۰۰) داشته و در محدوده نهشته‌های آهن‌دار قرار گرفته‌اند. در شکل ۱۲-C، نمودار Hf در مقابل درجه حرارت قرار گرفته است و میزان هافنیم پایین در زیرکن‌های مورد بررسی در دمای ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد، بیانگر آن است که ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولا می‌تواند مستعد کانه‌زایی آهن باشد (Wen et al., 2020). بنابراین میزان حدواسط Ce/Ce^* ، Eu/Eu^* ، Ce^{4+}/Ce^{3+} و Yb/Dy در سنگ‌های نفوذی آلموقولا بیانگر پتانسیل کانه‌زایی آهن و شکل‌گیری اسکارن آهن است که آن را از اسکارن Cu-Fe مجزا می‌کند.

(al., 2007). علاوه بر این، تبلور پلاژیوکلاز اولیه به ناهنجاری‌های منفی Eu در ماگما منجر می‌شود (Richards, 2011). بنابراین تبلور آمفیبول و پلاژیوکلاز می‌تواند در شیمی زیرکن نقش مهمی ایفا کند.

بررسی‌ها نشان می‌دهد که Eu/Eu^* زیرکن در اکتشاف سنگ معدن از نظر ارزیابی پتانسیل معدنی توده‌های نفوذی که با کانی‌سازی اسکارن مرتبط هستند، سودمند است. میزان Eu/Eu^* زیرکن توسط فوگاسیته اکسیژن کنترل می‌شود. به طور دقیق‌تر، نفوذی‌های مرتبط با اسکارن Fe دارای مقادیر Eu/Eu^* زیرکن کمتر از ۰/۴۵ هستند؛ در حالی که این مقادیر برای نفوذی‌های مرتبط با اسکارن Cu-Mo بیشتر از ۰/۶۵ است. میزان Eu/Eu^* زیرکن در نفوذی‌های مرتبط با اسکارن Cu-Au-Fe اغلب در محدوده بین ۰/۴۵ و ۰/۶۵ قرار دارند (Wen et al., 2020). با استفاده از نسبت‌های Yb/Dy و Eu/Eu^* زیرکن نیز می‌توان میزان آب ماگمایی را ارزیابی کرد؛ به طوری که با افزایش میزان آب میزان Eu/Eu^* و Yb/Dy افزایش می‌یابد و کانه‌زایی از اسکارن آهن به اسکارن مس-آهن-طلا تمایل پیدا می‌کند (Lu

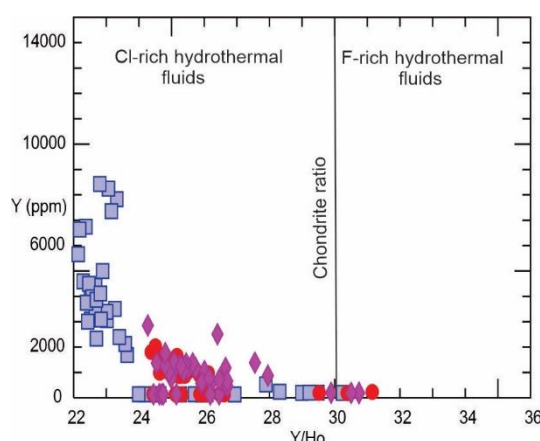


شکل ۱۲. نمودارهای A: Yb/Dy برابر Eu/Eu^* ، B: Ce/Ce^* برابر Ce^{4+}/Ce^{3+} و C: نمودار Hf برابر $T^{\circ}C$ با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن توده نفوذی آلموقولا (Wen et al., 2020) بیانگر آن است که نمونه‌های مورد بررسی در محدوده نهشته‌های آهن‌دار قرار گرفته‌اند. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 12. A: Yb/Dy vs Eu/Eu^* , B: Ce/Ce^* vs. Ce^{4+}/Ce^{3+} , and C: Hf vs. $T^{\circ}C$ diagrams using zircon chemistry of the Almogholagh intrusive rocks (Wen et al., 2020) indicates that the studied samples are located in the Fe deposit field. Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.

جانسون (Barton and Johnson, 2000) پیشنهاد کردند که فلزها در سیالات با مقادیر بالاتر کلر در مقایسه با گوگرد بهتر حل می‌شوند و به سامانه گرمایی غنی از اکسید آهن و نسبتاً ضعیف سولفید منجر می‌شوند. ویتنی و همکاران (Whitney et al., 1985) معتقدند که حلالیت آهن در سیالات گرمایی حاوی کلر با چگالی کم در فعالیتهای بالاتر کلر، در دمای بالای ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ کیلو بار برای سیالات بیشتر است. به نظر می‌رسد که محتوای کلر بالای سیال، کمپلکس‌های آهن-کلرید را تسهیل می‌کند و سیالات می‌توانند عنصر آهن را از مذاب به عنوان FeCl_2 در خود نگه دارند.

چنانکه در شکل ۱۳ مشخص است، هنگامی که سیالات غنی از کلر باشند، در زیرکن نسبت Y/Ho کمتر از ۳۰ و هنگامی که سیالات گرمایی غنی از فلوئور باشند، نسبت Y/Ho بیش از ۳۰ دارند (Nie et al., 2020). نسبت Y/Ho در شیمی زیرکن‌های مورد بررسی اغلب نسبت Y/Ho کمتر از ۳۰ دارند و بیانگر آن است که سیالات ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولاق غنی از کلر بوده‌اند. بررسی‌های تجربی نشان می‌دهد که آهن را می‌توان در محلول‌های گرمایی غنی از کلر و (یا) فقیر از کلر به عنوان کمپلکس‌های Fe-Cl ، Fe-OH یا Fe-Cl حمل کرد (Chou and Eugster, 1977; Simon et al., 2004). هر چند بارتون و



شکل ۱۳. نمودار Y/Ho در مقابل Y با استفاده از ترکیب شیمی زیرکن (Nie et al., 2020) بیانگر سیالات غنی از کلر ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولاق است. علائم دایره: دیوریت، لوزی: کوارتز مونزونیت و مربع: گرانیت است.

Fig. 13. Y/Ho vs. Y plot using zircon chemistry (Nie et al., 2020), indicating Cl-rich fluid in the Almogholagh magma. Circle: diorite, diamond: quartz minzonite, and square: granite.

نتیجه‌گیری

Th/U در اغلب زیرکن‌های مورد بررسی نشان‌دهنده این است که زیرکن‌ها از نوع ماگمایی هستند. علاوه بر آن، نسبت Th/U در شیمی زیرکن‌ها بیش از ۰/۵ و حدود ۱ است و تأییدکننده منشأ آذرین زیرکن‌هاست. همچنین میزان La کمتر از ۱۰ و میزان U کمتر از ۱۰۰۰ و نسبت Th/U بین ۰/۱ تا ۱ در زیرکن‌های مورد بررسی نشان‌دهنده ماهیت کالک‌آلکان تا آلکانال ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولاق است. میزان Hf پایین و نسبت U/Yb شیمی زیرکن‌ها نشان می‌دهد که ماگمای سازنده توده نفوذی

توده نفوذی آلموقولاق در شمال غرب در زون سندج-سیرجان حاوی سنگ‌های مافیک و فلسیک است که شامل ۱- گابرو-دیوریت هستند که بیشتر در قسمت شمال شرقی باتولیت آلموقولاق قرار گرفته و میزان اصلی کانسار آهن باباعلی است، ۲- سینیت-کوارتز مونزونیت و ۳- گرانیت که در بخش‌های مرکزی و جنوب و غرب گسترش یافته‌اند. نتایج حاصل شیمی زیرکن‌ها نشان می‌دهد میزان La پایین و مقادیر بالای Sm/La و

Ce/Ce^* ، Ce^{4+}/Ce^{3+} و Eu/Eu^* در شیمی زیرکن‌ها با محدوده‌های کانه‌زایی اسکارن آهن‌دار مطابقت دارند. بنابراین می‌توان گفت که با استفاده از شیمی زیرکن‌ها می‌توان به پتانسیل کانه‌زایی در منطقه پی برد. همچنین نسبت Y/Ho در شیمی زیرکن‌ها کمتر از ۳۰ است که بیانگر سیالات گرمایی غنی از کلر در ماگمای سازنده آلموقولاق است.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

از دانشگاه کردستان و دانشگاه فرهنگیان به خاطر حمایت از این پروژه تشکر و قدردانی می‌شود.

آلموقولاق احتمالاً از ماگمای گوشته‌ای NMORB یا OIB غنی‌شده نشأت گرفته است و روند صعودی نمونه‌ها در میزان U/Yb نمونه‌ها بیانگر آن است که ماگمای گوشته‌ای با پوسته آلوده شده است و نسبت تقریباً بالای U/Yb در شیمی زیرکن‌ها بیانگر دخالت پوسته قاره‌ای در ماگمای سازنده زیرکن‌های مورد بررسی است. روند نزولی Gd/Yb در برابر Hf در ترکیب شیمی زیرکن‌ها بیانگر آن است که ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولاق تحت تأثیر تفریق بلوری (FC) و یا تفریق بلوری و هضم (AFC) قرار گرفته‌اند. آنومالی منفی Eu و آنومالی مثبت Ce در نمودار عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند، نشان می‌دهد که ماگمای سازنده توده نفوذی آلموقولاق در شرایط اکسیدان بوده؛ ولی مقدار آنومالی منفی Eu و آنومالی مثبت Ce در حدی نیست که بتواند کانه‌زایی مس پورفیری و یا اسکارن آهن-مس‌دار تشکیل شود؛ در حالی که نسبت عناصر

1. IGG-CAS
2. REE
3. HREE
4. LREE
5. FC
6. AFC

References

- Amiri, M., Khalaji, A.A., Tahmasbi, Z., Santos, J.F., Sahamieh, R.Z. and Zamanian, H., 2017. Geochemistry, petrogenesis, and tectonic setting of the Almogholagh batholith in the Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 134: 113–133. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.06.018>
- Ashragi, S.A. and Mahmoudi Garaii, M., 2003. Geological report of the tuyserkan sheet Iran geological survey and mineral exploration country: Scale 1:100,000. Geological Surver of Iran.
- Azizi, H., Hadad, S., Stern, R.J. and Asahara, Y., 2019. Age, geochemistry, and emplacement of the ~40-Ma Baneh granite–appinite complex in a transpressional tectonic regime, Zagros suture zone, northwest Iran. *International Geology Review*, 61(2): 195–223. <https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1422394>
- Azizi, H. and Stern, R.J., 2019. Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj–Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. *Terra Nova*, 31(5): 415–423. <https://doi.org/10.1111/ter.12404>
- Ballard, J.R., Palin, J.M. and Campbell, I.H., 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from $\text{Ce}^{(\text{IV})}/\text{Ce}^{(\text{III})}$ in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(3): 347–364. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0402-5>
- Barton, M.D. and Johnson, D.A., 2000. Alternative brine sources for Fe-oxide (Cu–Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals. In: T.M. Porter (Editor), *Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, Glenside, SA, Australian Mineral Foundation, pp. 43–60. Retrieved May 17, 2025 from https://www.geo.arizona.edu/~mdbarton/MDB_papers_pdf/Barton00_BrineSourcesIOCGdep_s_AMF.pdf
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. and Fisher, N.L., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to mineralogy and petrology*, 143: 602–622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Blevin, P.L., 2004. Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of eastern Australia: Implications for gold-rich ore systems. *Resource Geology*, 54(3): 241–252. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2004.tb00205.x>
- Botcharnikov, R.E., Linnen, R.L., Wilke, M., Holtz, F., Jugo, P.J. and Berndt, J., 2011. High gold concentrations in sulphide-bearing magma under oxidizing conditions. *Nature Geoscience*, 4(2): 112–115. <https://doi.org/10.1038/NGEO1042>
- Carroll, M.R. and Rutherford, M.J., 1985. Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(S02): C601–C612. <https://doi.org/10.1029/JB090iS02p0C601>
- Chou, I.M. and Eugster, H.P., 1977. Solubility of magnetite in supercritical chloride solutions. *American Journal of Sciences*. 277(10): 1296–1314. <https://doi.org/10.2475/ajs.277.10.1296>
- 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. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0491-5>
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. and Dosseto, A., 2007. Amphibole “sponge” in arc crust? *Geology*, 35(9): 787–790. <https://doi.org/10.1130/G23637A.1>
- Dilles, J.H., Kent, A.J., Wooden, J.L., Tosdal, R.M., Koleszar, A., Lee, R.G. and Farmer, L.P., 2015. Zircon compositional evidence for sulfur-degassing from ore-forming arc magmas. *Economic Geology*, 110(1): 241–251. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.1.241>
- El-Bialy, M.Z. and Ali, K.A., 2013. Zircon trace element geochemical constraints on the evolution of the Ediacaran (600–614 Ma) post-collisional Dokhan Volcanics and Younger Granites of SE Sinai, NE Arabian–Nubian Shield. *Chemical Geology*, 360–361: 54–73. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.009>
- Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations

- for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 154(4): 429–437.
<https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Geisler, T., Schaltegger, U. and Tomaschek, F., 2007. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements*, 3(1): 43–50.
<https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.43>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Neubauer, F., Zhang, R. and Cao, S., 2022. Geochronology and geochemistry of zircons from fertile and barren intrusions in the Sangan mining area (NE Iran): Implications for tectonic setting and mineral exploration. *Journal of Asian Earth Sciences*, 233: 105243.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105243>
- Grimes, C.B., John, B.E., Kelemen, P.B., Mazdab, F.K., Wooden, J.L., Cheadle, M.J., Hanghøj, K. and Schwartz, J.J., 2007. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, 35(7): 643–646.
<http://dx.doi.org/10.1130/G23603A.1>
- Hidaka, H., Shimizu, H. and Adachi, M., 2002. U–Pb geochronology and REE geochemistry of zircons from Palaeoproterozoic paragneiss clasts in the Mesozoic Kamiaso conglomerate, central Japan: evidence for an Archean provenance. *Chemical Geology*, 187(3–4): 279–293.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00058-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00058-X)
- Hofmann, A.E., Baker, M.B. and Eiler, J.M., 2014. Sub-micron-scale trace-element distributions in natural zircons of known provenance: implications for Ti-in-zircon thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168: 1–21.
<https://doi.org/10.1007/s00410-014-1057-8>
- Hoskin, P.W., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et cosmochimica acta*, 69(3): 637–648.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>
- Hoskin, P.W. and Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 27–62.
<https://doi.org/10.2113/0530027>
- Jugo, P.J., 2009. Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas. *Geology*, 37(5): 415–418.
<https://doi.org/10.1130/G25527A.1>
- Kamaunji, V.D., Wang, L., Girei, M.B., Zhu, Y., Li, L., Vincent, V.I. and Amuda, A.K., 2023. Petrogenesis and tectonic implication of the alkaline ferroan granites from Ropp complex, north-central Nigeria: Clues from zircon chemistry, U–Pb dating, and Lu–Hf isotope. *Geological Journal*, 58(1): 21–50.
<https://doi.org/10.1002/gj.4579>
- Krasnobaev, A.A., 1986. Zircon as an indicator of geological processes. Moscow Izdatel Nauka, Moscow, 200 pp. (in Russian)
- Li, H., Watanabe, K. and Yonezu, K., 2014. Zircon morphology, geochronology and trace element geochemistry of the granites from the Huangshaping polymetallic deposit, South China: Implications for the magmatic evolution and mineralization processes. *Ore Geology Reviews*, 60: 14–35.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.009>
- Lowenstern, J.B., Mahood, G.A., Hervig, R.L. and Sparks, J., 1993. The occurrence and distribution of Mo and molybdenite in unaltered peralkaline rhyolites from Pantelleria, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114: 119–129.
<https://doi.org/10.1007/BF00307869>
- Lu, Y.J., Loucks, R.R., Fiorentini, M., McCuaig, T.C., Evans, N.J., Yang, Z.M., Hou, Z., Kirkland, C., Parra-Avila, L. and Kobussen, A., 2016. Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu±Mo±Au deposits. *Society of Economic Geology Special Publication*, 19, 329–347. Retrieved May 17, 2025 from <https://pubs.geoscienceworld.org/segweb/books/edited-volume/1387/chapter-abstract/107051323/Zircon-Compositions-as-a-Pathfinder-for-Porphyry?redirectedFrom=fulltext>
- Mathieu, L., Wasuita, T.D., Sherlock, R., Speidel, F., Marsh, J.H., Dubé, B. and Côté-Mantha, O., 2022. Zircon from altered monzonite rocks provides insights into magmatic and mineralizing processes at the Douay Au project, Abitibi Greenstone Belt. *Geosciences*, 12(3): 114.
<https://doi.org/10.3390/geosciences12030114>
- Meinert, L.D., Dipple, G.M. and Nicolescu, S., 2005. World Skarn Deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, J.P. and Richards (Editors), *Economic Geology 100th Anniversary Volume 1905-2005*, Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA, pp. 299–336.

- <https://doi.org/10.5382/AV100.11>
- Nie, L., Zhou, T., White, N., Wang, F. and Song, Y., 2020. Zircon geochemistry of Edong granitoids in the middle-lower Yangtze Metallogenic Belt (eastern China): constraints on W-Cu-Fe skarn mineralization. *Ore Geology Reviews*, 120: 103461.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103461>
- Pozebon, D., Scheffler, G.L. and Dressler, V.L., 2017. Recent applications of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) for biological sample analysis: a follow-up review. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 32(5): 890–919.
<https://doi.org/10.1039/C7JA00026J>
- Richards, J.P., 2011. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: Just add water. *Economic Geology*, 106(7): 1075–1081.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1075>
- Richards, J.P., 2015. The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: implications for metallogeny. *Lithos*, 233: 27–45.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.12.011>
- Sarjoughian, F., Habibi, I., Lentz, D.R., Azizi, H. and Esna-Ashari, A., 2020. Magnetite compositions from the Baba Ali iron deposit in the Sanandaj-Sirjan zone, western Iran: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 126: 103728.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103728>
- Sarjoughian, F., Pourkarim, S., Esmaeili, R., Ao, S., Xiao, W. and Lentz, D.R., 2023. Bulk chemistry and Hf isotope ratios of the Almogholagh Intrusive Complex, western Iran: a consequence of an extensional tectonic regime in the Late Jurassic. *International Geology Review*, 65(11): 1878–1899.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2114020>
- Shahbazi, H., Siebel, W., Ghorbani, M., Pourmoafae, M., Sepahi, A.A., Abedini, M.V. and Shang, C.K., 2015. The Almogholagh pluton, Sanandaj-Sirjan zone, Iran: geochemistry, U-(Th)-Pb titanite geochronology and implications for its tectonic evolution. *Neues Jahrbuch für Mineralogie–Abhandlungen Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 192: 85–99.
<https://doi.org/10.1127/njma/2014/0273>
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic geology*, 105(1): 3–41.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Simon, A.C., Pettke, T., Candela, P.A., Piccoli, P.M. and Heinrich, C.A., 2004. Magnetite solubility and iron transport in magmatic-hydrothermal environments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68(23): 4905–4914.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.05.033>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Trail, D., Watson, E.B. and Tailby, N.D., 2011. The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere. *Nature*, 480: 79–82.
<https://doi.org/10.1038/nature10655>
- Trail, D., Watson, E.B. 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>
- Wang, X., Griffin, W.L., Chen, J., Pinyun, H. and Xiang, L., 2011. U and Th Contents and Th/U Ratios of Zircon in Felsic and Mafic Magmatic Rocks: Improved Zircon-Melt Distribution Coefficients. *Acta Geologica Sinica*, 85(1): 164–174.
<https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2011.00387.x>
- Wang, F., Liu, S.A., Li, S. and He, Y., 2013. Contrasting zircon Hf–O isotopes and trace elements between ore-bearing and ore-barren adakitic rocks in central-eastern China: implications for genetic relation to Cu–Au mineralization. *Lithos*, 156–159: 97–111.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.017>
- Watson, E.B., Wark, D.A. and Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(4): 413–433.
<https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>
- Wen, G., Zhou, R.J., Li, J.W., Chang, J., Hu, H., Yan, D.R., Wei, K.T. and Jin, S.G., 2020. Skarn metallogeny through zircon record: An example from the Daye Cu-Au-Fe-Mo district, eastern China. *Lithos*, 378–379: 105807.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105807>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>

- Whitney, J.A., Hemley, J.J. and Simon, F.O., 1985. The concentration of iron in chloride solutions equilibrated with synthetic granitic compositions; the sulfur-free system. *Economic Geology* 80(2): 444–460.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.2.444>
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A. and Zhao, G., 2008. Petrogenesis and geodynamics of Late Archean magmatism in eastern Hebei, eastern North China Craton: geochronological, geochemical and Nd–Hf isotopic evidence. *Precambrian Research*, 167(1–2): 125–149.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.07.004>
- Zamanian, H. and Asadollahi, B., 2013. Geochemistry and ore potential of the Almoughlagh batholith, western Iran. *Geologos* 19(3): 229–242 (in Persian).
<https://doi.org/10.2478/logos-2013-0014>
- Zhong, S., Seltmann, R., Qu, H. and Song, Y., 2019. Characterization of the zircon Ce anomaly for estimation of oxidation state of magmas: a revised Ce/Ce* method. *Mineralogy and Petrology*, 113: 755–763. <https://doi.org/10.1007/s00710-019-00682-y>