

Research Article

Zircon/rock partition coefficient of REEs in the acidic rocks of the Dar Gaz district: Implication to determination of oxygen fugacity and zircon crystallization temperature

Majid Ghasemi Siani^{1*}

1- Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Keywords: *Zircon chemistry, Partition coefficient, Oxygen fugacity, Zircon crystallization temperature, Dar Gaz district*

1- Introduction

Zircon ($ZrSiO_4$) due to resistance to chemical and physical weathering, high closure temperature and highly compatible U and Th is an important mineral in petrology, geochemistry and geochronology studies (Watson et al., 1997). In addition, anomalies of Ce and Eu and Ti content of zircon can reflect the oxidation state of the parental magma (Trail et al., 2011, 2012), and crystallization temperature (Watson et al., 2006; Hofmann et al., 2014).

The Dar Gaz district located in the middle part of the Kahnouj ophiolite complex in the Makran zone. It mainly consist of mafic cumulates, feldspathic wehrlite, plagiogranite intrusions, dikes and aplitic granitic dikes. Plagiogranitic rocks are found close to the boundary between the coarse-grained gabbro and hornblende-gabbro units and the sheeted dike complex. Dikes of plagiogranites and aplitic granites from the Kahnouj ophiolitic complex are considered to be the latest products of an ophiolitic magma. Our previous works (Ghasemi Siani et al., 2021a, b) focused on their origin, petrogenesis and tectonomagmatic settings. In this research, I focused on zircon/rock partition coefficients of REEs in the acidic rocks of the Dar Gaz district to present Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios, Ti-in-zircon temperature calculation and trace element concentrations of zircon crystals in order to determination of oxygen fugacities and temperatures.

2- Material and methods

Zircon separated from three rock samples including plagiogranite dike (1090-20 and 1090-21 samples), intrusions (quartz diorite to diorite) (1090-17 and 1090-22 samples) and granitic dikes (1090-18 and 1090-19 samples) were analyzed for trace element geochemistry at the State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan, China. The detailed operating conditions for the laser ablation system, ICP-MS instrument. A pulsed 193 nm Ar-F excimer laser at a repetition rate of 10 Hz was used for ablation. The energy density of laser ablation used in this study was $14 J cm^{-2}$. The diameter of the analyzed spot was set at 32 μm . An Agilent 7500a ICP-MS was used to measure the ion-signal intensity of the zircons. Each analysis comprised a background acquisition of ca. 20–30 s (gas blank) followed by 50 s of data acquisition from the sample. Each analysis incorporated a background acquisition of approximately 20–30 s (gas blank) and a sample acquisition of 50 s. The Agilent Chemstation was utilized for the acquisition of each individual analysis. Off-line selection and integration of background and analytical signals, and time-drift correction and quantitative calibration for trace element analysis were performed by ICPMSDataCal (Liu et al. 2008).

* Corresponding author: m.ghasemi@khu.ac.ir

DOI:10.22055/AAG.2022.38709.2249

Received 2021-09-30

Accepted 2022-01-18

3- Results and discussions

Using the estimations of melt composition and the measured trace element concentrations in zircon, values of $D_{Ce}^{zircon/rock}$ can be calculated. Estimates for $D_{Ce^{3+}}^{zircon/rock}$ and $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$ can be made after the method of Ballard et al. (2002). In this approach, partition coefficients for the trivalent REEs and the quadrivalent series Hf, Th, and U are used to constrain $D_{Ce^{3+}}^{zircon/rock}$ and $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$, respectively. Blundy and Wood (1994) showed that the mineral melt partition coefficient for a cation i can be related to the lattice strain energy created by substituting a cation whose ionic radius (r_i) differs from the optimal value for that site (r_0) (Equation 1).

$$\text{Equation (1)} \quad \ln D_i = \ln D_0 - 4\pi EN_A/RT (r_i/3 + r_0/6) (r_i - r_0)^2$$

Plotting $\ln D_i$ against the term $(r_i/3 + r_0/6)(r_i - r_0)^2$ therefore yields a linear relation for an isoivalent series of cations. With knowledge of the ionic radii of Ce^{3+} and Ce^{4+} , partition coefficients for these species can be determined by interpolation. Since Ce will be a mixture of Ce^{3+} and Ce^{4+} , the value of $D_{Ce}^{zircon/rock}$ will lie between these two partition coefficient end-members, and through combination of Equations (1) and (2) can be used to determine the fO_2 during crystallization.

$$\text{Equation (2)}$$

$$\ln[x_{Ce^{4+}}^{melt} / x_{Ce^{3+}}^{melt}] = 1/4 \ln fO_2 + 13136 (\pm 591)/T - 2.064 (\pm 0.011) NBO/T - 8.878 (\pm 0.112) \cdot xH_2O - 8.955 (\pm 0.091)$$

Temperatures were calculated using the Ti content of zircon, using the Equations (3) (Ferry and Watson, 2007):

$$\text{Equation (3)} \quad \log(Ti_{zircon}) = (5.711 \pm 0.072) - 4800 \pm 86/T - \log a_{SiO_2} + \log a_{TiO_2}$$

where Ti_{zircon} is the concentration of Ti in zircon in ppm, T is temperature degrees K, and a_i is the ratio of the concentration of component i in the melt over the concentration of component i in the rock at saturation. Corrected temperatures for Ti-in-zircon crystallization are determined using the Ti-in-zircon equation recalibrated by Ferry and Watson (2007). Due to lack of rutile in samples, it may suggest $a_{TiO_2} < 1$, while observations in a_{TiO_2} of crustal rocks (especially those with Ti-rich phases such as ilmenite and titanite is typically > 0.5 (Hayden and Watson 2007), we suggest an intermediate $a_{TiO_2} = 0.7$ is presumed for non-rutile samples. This value is equivalent to the $a_{TiO_2} = 0.8$ measured by Jöns et al. (2009) using an average TiO_2 concentration in oceanic plagiogranite, resulting in an increase in the calculated temperature from 30 °C at 700 °C to 46 °C at 900 °C relative to the $a_{TiO_2} = 1$. Quartz is commonly observed in plagiogranite samples, and therefore, silica activity is set equal to 1, thus requires no correction. Corrected Ti-in-zircon temperature also requires a pressure correction. For calibration of the thermometer, Watson et al. (2006) and Ferry and Watson (2007) show that ocean crust zircons form at pressures well below 10 kbar pressure, and Gerlach et al. (1981) demonstrated that the partial melting process under a low vapor pressure (water vapor pressure of ≤ 5 kb). Considering the geological and geochemical characteristics of studied rocks, we used these parameters ($a_{TiO_2} = 0.7$, $a_{SiO_2} = 1.0$, pressure = 2 kbar) for temperature correction. The range of corrected temperatures for magmatic ocean crust zircon is 754–955 °C, 707–981 °C, and 773–1046 °C for plagiogranite dikes, plagiogranite intrusions and granitic dikes, respectively.

Partition coefficient diagrams indicate that whole-rock composition generally reflects the composition of the magma from which it crystallized, and the trace element contents in zircon grains are assumed to follow the prediction based on the partition coefficient data. There are a sharp increase from LREEs toward HREEs. Y shows large values similar to the HREE, particularly Ho, which has a strong chemical similarity with Y. The HREEs are strongly concentrated by the zircons, which is reflected in their high partition coefficients. Zircon crystallization temperature, oxygen fugacity and Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios decrease from plagiogranite intrusions toward plagiogranitic dikes indicate that plagiogranite intrusions formed by hydrous partial melting of gabbro cumulates, and following plagiogranite dikes formed by more fractionation of a felsic melt produced by partial melting. Finally granitic dikes probably formed by fractionation of a felsic melt produced by partial melting of sedimentary material (see Ghasemi Siani et al.,

2021a, b). Oxygen fugacity and temperature calculated for the studied samples indicate linear arrays in fO_2 -T space, parallel to the FMQ buffer (Carmichael, 1991).

4- Conclusion

The similarity of zircon/rock coefficient partition data obtained for all rocks and with the parental rocks indicates that the trace element content of zircon grains from acidic rocks is controlled mainly by the composition of the melts from which they are crystallized. By using the zircon/rock partition coefficients, it is possible to estimate the oxygen fugacity, Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios and temperatures. Plagiogranites and granite dikes in the Dar Gaz district formed in the oxidized condition with temperatures range from 707 to 1046 °C by partial melting following fractionation (more fractionation in the plagiogranite dike rather than plagiogranite intrusion) of hydrous gabbros and sediment materials, respectively.

5- References

- Ballard, J.R., Palin, M.J., 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. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 144, 347–364. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0402-5>
- Blundy, J.D., Wood, B.J., 1994. Prediction of crystal-melt partition coefficients from elastic moduli. *Nature* 372, 452–454. <https://doi.org/10.1038/372452a0>
- Carmichael, I.S.E., 1991. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions? *Contribution to Mineralogy and Petrology* 106, 129–141. <https://doi.org/10.1007/BF00306429>
- 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, 429–437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Gerlach, D.C., Leeman, W.P., Avé Lallemant, H.G., 1981. Petrology and geochemistry of plagiogranite in the Canyon Mountain ophiolite, Oregon. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 77, 82–92. <https://doi.org/10.1007/BF01161505>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, M., Neubauer, F., Cao, Sh., 2021b. Trace element geochemistry of zircons from the Kahnouj ophiolite: Implications for petrogenesis and geodynamic setting. *Arabian Journal of Geosciences* 14, 1377. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07575-5>.
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, M., Neubauer, F., Cao, Sh., Lentz, D.R., 2021a. Geochronology, geochemistry, and origin of plagiogranitic rocks and related granitic dikes in the Dar Gaz district, Kahnouj ophiolite complex, SE Iran: Analysis of their petrogenesis in a back-arc tectonic setting. *Lithos*, 380–381. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105832>.
- Hayden, L.A., Watson, E.B., 2007. Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 561–568. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.04.020>
- Hofmann, A.E., Baker, M.B., Eiler, J.M., 2014. Sub-micron-scale trace element distributions in natural zircons of known provenance: implications for Ti-in-zircon thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 168, 1057. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1057-8>
- Jöns, N., Bach, W., Schroeder, T., 2009. Formation and alteration of plagiogranites in an ultramafic-hosted detachment fault at the Mid-Atlantic Ridge (ODP Leg 209). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 157, 625–639. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0357-2>
- Liu, X.M., Gao, S., Diwu, C.R., Ling, W.L., 2008. Precambrian crustal growth of Yangtze craton as revealed by detrital zircon studies. *American Journal of Science* 308, 421–468. <https://doi.org/10.2475/04.2008.02>
- Trail, D., Watson, E.B., 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., 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>
- Watson, E.B., Cherniak, D.J., Hanchar, J.M., Harrison, T.M., Wark, D.A., 1997. The incorporation of Pb into zircon. *Chemical Geology* 141, 19–31. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00054-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00054-5)

Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 151, 413–433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Ghasemi Siani, M., 20223. Zircon/rock partition coefficient of REEs in the acidic rocks of the Dar Gaz district: Implication to determination of oxygen fugacity and zircon crystallization temperature. *Adv. Appl. Geol.* 12(4), 823-843

DOI:10.22055/AAG. 2022.38709.2249

URL: https://aag.scu.ac.ir/article_17724.html

©2023 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

ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل عناصر نادر خاکی در سنگ‌های اسیدی منطقه درگز، کاربردی برای تعیین فوگاسیته اکسیژن و دمای تبلور زیرکن

مجید قاسمی سیانی

گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

m.ghasemi@khu.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۷/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۲۸

چکیده

این پژوهش بر اساس بررسی ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل عناصر نادر خاکی در سنگ‌های اسیدی منطقه درگز، واقع در جنوب غرب کرمان، به منظور تعیین فوگاسیته اکسیژن و دمای تشکیل زیرکن طراحی شده است. ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل در سه نوع تیپ سنگ اسیدی شامل توده‌های پلاژیوگرانیته، دایک‌های پلاژیوگرانیته و دایک‌های گرانیتی (دو نمونه از هر نوع سنگ) در منطقه درگز تعیین شد. نتایج ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل عناصر نادر خاکی بدست آمده بر اساس ترکیب شیمی سنگ کل و شیمی بلورهای زیرکن نشان داد که الگوهای عناصر فرعی در بلورهای زیرکن توسط سیال در زمان تبلور کنترل شده و از نوع ماگمایی هستند. ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل آشکار ساخت که بلورهای زیرکن از عناصر نادر خاکی تهی شده و غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سنگین دارند که مطابق با سنگ میزبان و زیرکن‌های ماگمایی است. دماهای بدست آمده بر اساس محتوی تیتانیوم در زیرکن در محدوده ۷۰۷ تا ۱۰۴۶ درجه سانتیگراد بدست آمد. دمای تبلور زیرکن، فوگاسیته اکسیژن و نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} از توده‌های پلاژیوگرانیته به سمت دایک‌های پلاژیوگرانیته کاهش یافته که نشان می‌دهد ماگمای سازنده توده‌های پلاژیوگرانیته از ذوب بخشی آبدار تجمعات گابرو بدست آمد. این ماگما در طی بالا آمدن تفریق بیشتر یافته و دایک‌های پلاژیوگرانیته را شکل داده است.

واژه‌های کلیدی: شیمی زیرکن، ضریب توزیع، فوگاسیته اکسیژن، دمای تبلور زیرکن، منطقه درگز

۱- مقدمه

تفسیر توزیع عناصر نادر خاکی در کانی زیرکن/سنگ کل کاربرد مهمی در بررسی‌های منشأ سنگ، پتروژنز و تشخیص گرانیته‌های بارور دارد (Nardi et al., 2013). بررسی‌های تجربی ضرایب توزیع عناصر جزئی بین زیرکن و مذاب نشان دهنده بستگی آن به دماست. این ضریب توزیع از ۱۰ در دمای ۱۰۵۰ درجه سانتیگراد به ۷۰۰ در دمای ۸۰۰ درجه سانتیگراد رسیده است (Rubatto and Hermann, 2007). با این حال هنوز هم ضریب توزیع عناصر نادر خاکی در کانی زیرکن/سنگ می‌تواند در تعیین منشأ سنگ کاربرد داشته باشد (Nardi et al., 2013). همچنین با استفاده از ضرایب توزیع بین عناصر نادر خاکی/سنگ کل و شیمی زیرکن می‌توان نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} را بدست آورد که در بدست آوردن فوگاسیته اکسیژن ماگما نقش مهمی دارد. منطقه درگز در بخش میانی مجموعه افیولیتی کهنوج در پهنه

زیرکن ($ZrSiO_4$) یک کانی پایدار در برابر هوازدگی فیزیکی و شیمیایی است (Harrison et al., 2007) که در مطالعات پتروژنز، ژئوشیمی و سن‌سنجی سنگ‌های آذرین کاربرد دارد (Zeh et al., 2010; Cabral and Zeh, 2015). همچنین با توجه به آنومالی‌های Eu و Ce و محتوی عنصر تیتانیوم در زیرکن، می‌توان به ترتیب اطلاعاتی در مورد فوگاسیته اکسیژن سنگ مادر و دمای تبلور زیرکن بدست آورد (Watson et al., 2006; Ferry and Watson, 2007; Trail et al., 2011, 2012; Hofmann et al., 2014). زیرکن‌های هیدروترمالی از نوع ماگمایی و دگرگونی با استفاده از دیاگرام‌های عناصر نادر خاکی از هم قابل تشخیص هستند (Hoskin and Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005; Pettke et al., 2005; Belousova et al., 2002, 2006). از طرف دیگر،

تشکیل شده. گابروهای مورد مطالعه دارای ماهیت تولییتی بوده و از لحاظ ژئوشیمیایی کاملاً شبیه به سنگ‌های پوسته اقیانوسی و کومولاهای اقیانوسی است. دایک‌های دیابازی دارای ترکیب شبیه به MORB بوده و در امتداد یک پشته در حال گسترش به وجود آمده‌اند.

واحدهای سنگی اسیدی در منطقه درگز متشکل از دایک‌های پلاژیوگرانییتی (با ترکیب ترونجمیت) و گرانییتی (دایک‌های آپلیت گرانییت) و توده‌های پلاژیوگرانییتی (باتریک کوارتز دیوریت تا تونالیت) است. دایک‌های پلاژیوگرانییتی دارای سن 126.4 ± 1.7 و 126.0 ± 1.3 میلیون سال بوده و کوارتز دیوریت و تونالیت نیز به ترتیب در زمان 130.8 ± 1.8 و 128.5 ± 1.3 میلیون سال تشکیل شده‌اند. تعیین سن دایک‌های آپلیتی، سن 123.0 ± 1.7 و 123.3 ± 1.9 میلیون سال را نشان داده است. مطالعات پتروژنز سنگ‌های اسیدی نشان داد که آنها از ذوب بخشی گابروئیدها با نرخ متفاوت تبلور تفریقی مذاب حاصله، در ارتباط با افیولیت‌های سوپراساداکنش در محیط تکتونیکی پشت قوس تشکیل شده‌اند (Ghasemi Siani et al., 2021a) که نتایج شیمی زیرکن نیز تایید کننده آن است (Ghasemi Siani et al., 2021b). توده‌های پلاژیوگرانییتی دارای بافت‌های گرانولار و میرمکیتی بوده و به ترتیب فراوانی متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند، کوارتز، آلکالی فلدسپار، پیروکسن و کانی‌های فرعی زیرکن، مگنتیت و ایلمنیت است. دایک‌های پلاژیوگرانییتی متوسط بلور تا درشت بلور بوده و به ترتیب فراوانی متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول، آلکالی فلدسپار و کانی‌های فرعی زیرکن، ایلمنیت و تیتانومگنتیت است. دایک‌های آپلیتی آلکان ریزبلور تا متوسط بلور بوده و به ترتیب فراوانی متشکل از آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند و کانی فرعی زیرکن (شکل ۲a) است.

کانه‌زایی فلزی همراه با گابروئیدها به‌طور عمده متشکل از تیتانومگنتیت، ایلمنیت، هماتیت، گوتیت، مارتیت، پیریت، کالکوپیریت و پیروتیت است. بافت‌های داربستی-ساندویچی و هم‌رشدی‌های ایلمنیت-تیتانومگنتیت در نتیجه اکسیداسیون مگنتیت غنی از تیتانیوم اولیه در دماهای مختلف تشکیل شده است. ایلمنیت و تیتانومگنتیت به ترتیب دارای $46/51$ تا $52/68$ و $4/00$ تا $19/71$ درصد وزنی اکسید تیتانیوم و $1/00$ تا $2/98$ و $0/00$ تا $1/74$ درصد وزنی اکسید وانادیوم است. جفت کانی‌های

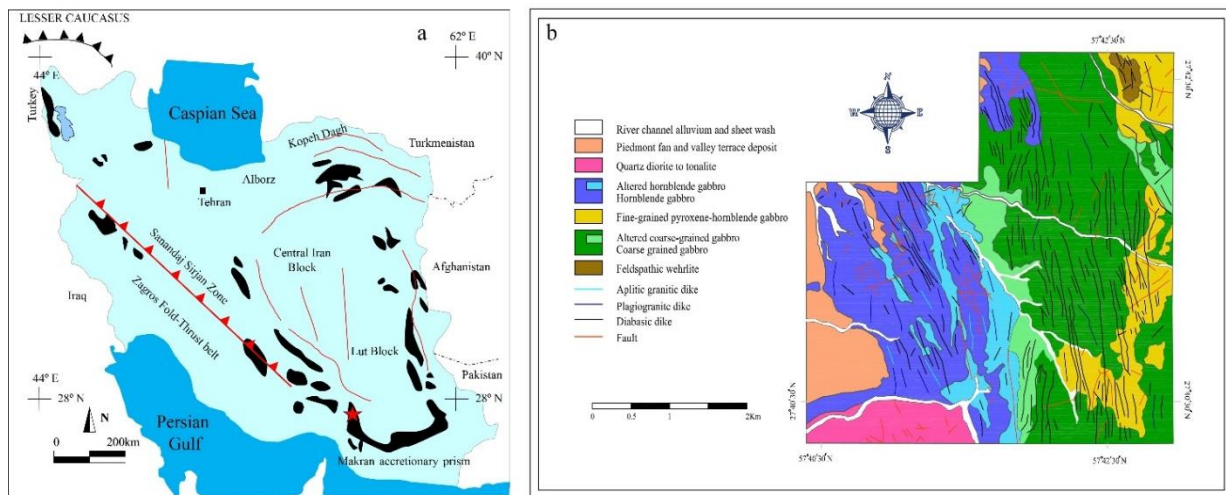
مکران قرار دارد (شکل ۱a). افیولیت کهنوج به‌طور جامع مورد بررسی قرار گرفته است (برای اطلاعات بیشتر به Hassanipak et al., 1996; MacCall, 1997; Kananian, 2001; Kananian et al., 2001; Ghazi et al., 2004; Arvin et al., 2005; Dorani et al., 2017 مراجعه شود). کان‌زایی و پتروگرافی سنگ‌های اسیدی و گابروئیدی منطقه درگز نیز مورد بررسی کامل قرار گرفت. این مطالعات شامل پتروگرافی، سن-سنجی و پتروژنز سنگ‌های پلاژیوگرانییت و گرانییتی (Ghasemi Siani et al., 2021a)، پتروگرافی و کان‌زایی سنگ‌های گابروئیدی (Ghasemi Siani et al., 2018) و تعیین دمای تشکیل کان‌زایی بر اساس شیمی زوج کانی ایلمنیت و مگنتیت (Karimi Shahraki et al., 2019) و کانی‌های سیلیکاته (Ghasemi Siani and Ebrahimi Fard, 2021) است که در ادامه مختصری بر نتایج بدست آمده ارائه شده است. در این تحقیق بر اساس تعیین ضرایب توزیع زیرکن/سنگ کل عناصر نادر خاکی طراحی شده است که بر اساس آن مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} برای تعیین فوگاسیته اکسیژن سنگ‌های پلاژیوگرانییت و گرانییتی بدست آمده است. مقادیر تیتانیوم در زیرکن نیز برای دمای تبلور زیرکن در سنگ‌های پلاژیوگرانییتی و گرانییتی استفاده شده است.

۲- مختصری بر مطالعات قبلی در منطقه درگز

منطقه کان‌زایی آهن-تیتانیوم درگز بخشی کوچکی از کمپلکس کهنوج را در منطقه مکران (جنوب شرق ایران) تشکیل می‌دهد و عمدتاً متشکل از سنگ‌های گابروئیدی با طیف فروگابرو تا پیروکسن-هورنبلند گابروی درشت بلور، پیروکسن-هورنبلند گابروی ریزبلور و هورنبلند گابروی ریزبلور و واحدهای الترامافیک فلدسپاتیک ورلیت است (Ghasemi Siani et al., 2018) (شکل ۱b). دایک‌های دیابازی، آپلیتی و پلاژیوگرانییتی، واحدهای اصلی الترامافیک-مافیک در منطقه را قطع کرده‌اند. پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و الیون همراه با مگنتیت و ایلمنیت مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده نمونه‌اند. کانی‌های حاصل از دگرسانی همراه با کان‌های سولفیدی مثل پیریت و کالکوپیریت دیگر کانی‌های تشکیل دهنده نمونه‌ها هستند. پلاژیوکلاز، الیون و پیروکسن به عنوان فازهای انباشته‌ای و هورنبلند همراه با ایلمنیت-مگنتیت به عنوان فازهای پسانباشته‌ای تشکیل شده‌اند. در واحد فلدسپاتیک ورلیت، بلورهای درشت الیون و پیروکسن به عنوان فازهای انباشته

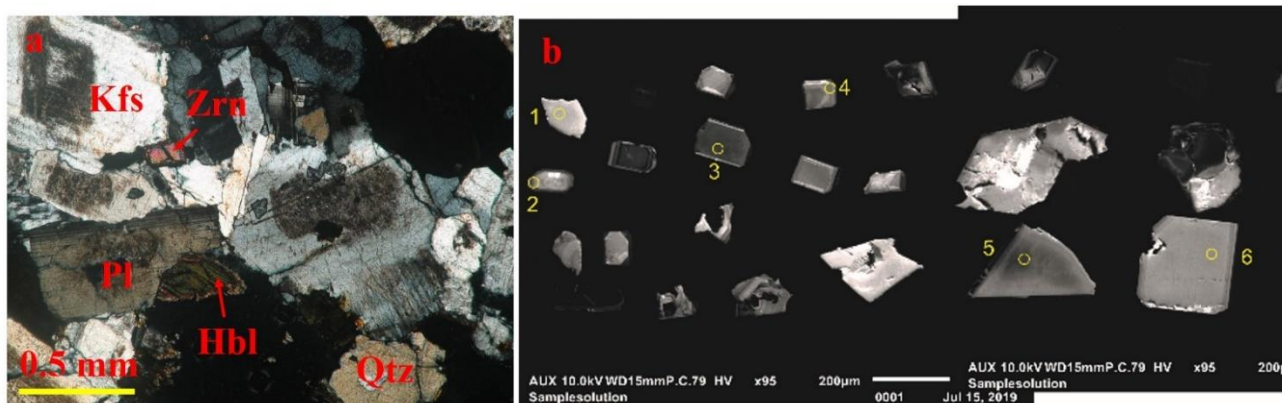
پلاژیوکلاز-هورنبلند نیز دماهای ۸۸۸ تا ۱۰۱۰ را برای سنگ‌های گابروئیدی نشان داد. با استفاده از این دماسنجی‌ها، به ترتیب دماهای ۶۶۶ تا ۱۱۴۵ و ۸۹۰ درجه سانتی‌گراد را برای دایک‌های دیابازی تخمین زده شد. از طریق دماسنجی آمفیبول دماهای ۹۴۳ تا ۹۸۸ درجه سانتی‌گراد برای سنگ‌های گابروئیدی و دمای ۹۴۱ درجه سانتی‌گراد برای دایک‌های دیابازی بدست آمد (Ghasemi Siani and Ebrahimi Fard, 2021).

تیتانومگنتیت و ایلمنیت محدوده دمای سرد شدن بین ۵۵۱ تا ۸۳۰ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته اکسیژن بین ۲۱/۶۱- تا ۲۳/۹۷- را نشان می‌دهند. جفت کانی‌های تیتانومگنتیت و ایلمنیت کانسار درگز در اطراف منحنی بافر کوارتز-فایالیت-مگنتیت برای فشارهای کمتر از ۱/۵ کیلو بار پراکنده می‌شوند (Karimi Shahraki et al., 2019). دماسنجی پیروکسن‌ها، دمای ۶۹۸ تا ۱۲۳۹ درجه سانتی‌گراد و دماسنجی پلاژیوکلاز و



شکل ۱- (a) موقعیت منطقه مورد مطالعه در افیولیت کهنوج و (b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه معدنی درگز.

Fig. 1. (a) Location of studied district in the Kahnoj ophiolite, and (b) Simplified geological map of the Dar Gaz district.



شکل ۲- (a) تصویر میکروسکوپی از بلور زیرکن در دایک گرانیتی و (b) تصاویر کاتودولومینسانس زیرکن در نمونه ۱۸-۱۰۹۰ (توده پلاژیوگرانیته). علایم اختصاری بر اساس (Whitney and Evans, 2010) است: زیرکن (Zrn)، آلکالی فلدسپار (Afs)، پلاژیوکلاز (Pl)، هورنبلند (Hbl)، کوارتز (Qtz).
Fig. 2. (a) Microscopic image zircon mineral in the granitic dike, and (b) Cathodoluminescence image of zircon minerals in the plagiogranite intrusion (1090-18 sample). Abbreviations are based on Whitney and Evans (2010): Zircon (Zrn); Alkali feldspar (Afs); Plagioclase (Pl); Hornblende (Hbl).

اسیدی منطقه درگز از افیولیت کهنوج با شماره‌های ۱۷-۱۰۹۰ و ۱۸-۱۰۹۰ (توده نفوذی پلاژیوگرانیته)، ۱۹- و

۳- روش مطالعه
بعد از مطالعات میکروسکوپی، تعداد ۶ نمونه از سنگ‌های

توده‌های پلاژیوگرانییتی هستند. تمرکز Hf در توده‌های پلاژیوگرانییتی از ۲۰۷۸۴ تا ۳۳۶۷۲ ppm متغیر بوده، در حالی که این مقدار در دایک‌های پلاژیوگرانییتی برابر ۲۴۲۱۴ تا ۳۳۸۷۵ ppm است. تمرکز Hf در دایک‌های گرانییتی از ۲۰۹۲۸ تا ۳۲۹۰۸ ppm تغییر می‌کند. دیگرام‌های ژئوشیمیایی (Ghasemi Siani et al., 2021b) بین عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه نشان داد که منشأ زیرکن‌های سنگ‌های اسیدی منطقه درگز در مجموعه افیولیتی کهنوج از نوع منشأ اقیانوسی بوده که سنگ‌های اسیدی از ذوب بخشی گابروهای ایزوتروپ به‌خصوص هورنبلند گابرو و پیروکسن-هورنبلند گابروی درشت بلور حاصل شده که در دایک‌های پلاژیوگرانییتی و گرانییتی به نسبت توده‌های پلاژیوگرانییتی تفریق بیشتری را متحمل شده است. این تفریق بیشتر با اختلاف سن دایک‌های پلاژیوگرانییتی و گرانییتی با توده‌های پلاژیوگرانییتی همخوانی دارد (Ghasemi Siani et al., 2021b).

با استفاده از ترکیب سنگ کل و تمرکز عناصر نادر خاکی و عناصر فرعی در زیرکن، مقدار $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$ می‌تواند محاسبه شود. تخمین برای $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$ و $D_{Ce^{3+}}^{zircon/rock}$ بر اساس روش Ballard و همکاران (۲۰۰۲) بدست می‌آید. در این روش ضریب توزیع برای عناصر نادر خاکی سه ظرفیتی و سری‌های چهار ظرفیتی مثل Hf، Th و U به ترتیب برای بدست آوردن $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$ و $D_{Ce^{3+}}^{zircon/rock}$ استفاده شد. ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل برای یک کاتیون i در ارتباط با انرژی شبکه کرنشی تولید شده توسط جانشین شدن یک عنصر با شعاع یونی (r_i) متفاوت از مقدار بهینه برای (r_0) است که مبین فرمول زیر است (Blundy and Wood, 1994):

(رابطه ۱)

$$\ln D_i = \ln D_0 - 4\pi EN_A / RT (r_i/3 + r_0/6) (r_i - r_0)^2$$

که در اینجا D_0 معادل ضریب توزیع کرنشی، E برابر مدول یانگ، N_A برابر عدد آووگادرو، R نسبت گازی ثابت و T معادل دما هستند.

با پلات کردن $\ln D_i$ در برابر $(r_i/3 + r_0/6) (r_i - r_0)^2$ یک ارتباط خطی بین سری‌های کاتیونی هم والانس سه ظرفیتی و چهار ظرفیتی بدست می‌آید. با توجه به مشخص بودن شعاع یونی Ce^{4+} و Ce^{3+} ، ضریب توزیع این گونه‌ها نیز به وسیله درون‌یابی بدست می‌آید. از آنجایی که Ce به دو صورت Ce^{4+} و Ce^{3+} وجود دارد، مقدار $D_{Ce}^{zircon/rock}$ بین این دو ضریب توزیع قرار

۱۰۹۰ (دایک‌های گرانییتی) و ۱۰۹۰-۲۰ و ۱۰۹۰-۲۱ (دایک-های پلاژیوگرانییتی) انتخاب و جدایش زیرکن در آنها انجام شد. زیرکن‌های جدا شده به دانشگاه علوم زمین وهان در چین (China University of Geosciences, Wuhan, China) ارسال شد و تصاویر کاتودولومینسانس توسط دستگاه مدل BII CLF-2 متصل به میکروسکوپ نوری مدل زایس و با شرایط ۱۵ کیلوولت و ۳۰۰ آمپر با قطر ۳۰ میکرون تهیه شدند (شکل b۲). تجزیه بلورهای زیرکن با استفاده از تجهیزات GeolasPro laser ablation system انجام شده که متشکل از یک COMPexPro 102 ArF excimer laser با طول موج ۱۹۳ نانومتر و بیشینه انرژی ۲۰۰ میلی‌ژول و یک MicroLas optical System است. قطر تجزیه نقاط انتخاب شده بر روی بلورهای زیرکن برابر ۳۲ میکرون با فرکانس ۱۰ هرتز بوده و با استفاده از دستگاه Agilent 7500a ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. شیشه NIST610 برای کالیبره کردن نتایج شیمی زیرکن استفاده شده است. میانگین هندسی (G) و ضریب تغییرات (CV) برای نتایج شیمی زیرکن در جدول ۱ ارائه شده است. همچنین شش نمونه انتخاب شده توسط روش فلوئورسانس اشعه ایکس (XRF) برای عناصر اصلی و عناصر منتخب همراه با عناصر نادر خاکی توسط روش ICP-MS در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (جدول ۲). برای محاسبه دمای تشکیل زیرکن و فوگاسیته اکسیژن، از نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} و نرم‌افزار Geo-fO₂ ارائه شده توسط (Li et al., 2019) و روش‌های محاسباتی توسط (Smythe and Brennan, 2016) استفاده شده است.

۴- ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل

الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی به کندریت (Sun and McDonough, 1989) در نمونه‌های مورد مطالعه شبیه بوده و دارای غنی‌شدگی شدید از HREE و تهی‌شدگی LREE و آنومالی‌های منفی Eu و مثبت Ce هستند که نشان دهنده الگوی عناصر نادر خاکی ماگمایی است. مقادیر Th/U پایین (جدول ۱) نیز این موضوع را تایید می‌کند (Corfu et al., 2003). دایک‌های گرانییتی دارای مجموع عناصر نادر خاکی (۳۶۴۰ تا ۱۲۶۱۱ با میانگین ۶۳۳۹ ppm) و دایک‌های پلاژیوگرانییتی دارای مجموع عناصر نادر خاکی (۳۰۸۵ تا ۱۲۶۷۳ با میانگین ۷۱۸۲ ppm) بوده که بیشتر از مجموع عناصر نادر خاکی (۱۱۹۲ تا ۸۰۳۷ با میانگین ۲۵۰۰ ppm) در

است (Ballard et al., 2002). میانگین ضریب توزیع Ce در توده‌های پلاژیوگرانییتی برابر ۰/۷۳ و ۰/۶۷ بوده و این مقدار در دایک‌های پلاژیوگرانییتی برابر ۱/۸۲ و ۱/۲۹ است. اگرچه توده‌های پلاژیوگرانییتی دارای میانگین ضریب توزیع Ce کمتری نسبت به دایک‌های پلاژیوگرانییتی هستند، ولی به دلیل کمتر بودن ضریب توزیع Pr در آنها، آنومالی بالاتری در Ce^* (میانگین ۷۴/۴۳ و ۶۴/۷۵) نسبت به دایک‌های پلاژیوگرانییتی (میانگین ۷۲/۵۲ و ۵۶/۴۹) دارند. دایک‌های گرانییتی دارای میانگین ضریب توزیع Ce (میانگین ۲/۲۶ و ۲/۳۵) و ضریب توزیع Pr (میانگین ۰/۲۹ و ۰/۲۴) بالا هستند که باعث شده آنومالی Ce^* (میانگین ۷۲/۵۰ و ۳۶/۸۲) داشته باشند (جدول ۱ و ۳). آنومالی منفی Eu^* در تمامی نمونه‌های اسیدی مشاهده شده که نشان دهنده تبلور پلاژیوکلاز است. آنومالی منفی در دایک‌های پلاژیوگرانییتی (میانگین ۰/۲۴ و ۰/۲۵) و دایک‌های گرانییتی (میانگین ۰/۲۵ و ۰/۲۵) نسبت به این مقدار در توده‌های پلاژیوگرانییتی (۰/۴۵ و ۰/۴۳) نشان می‌دهد که تبلور پلاژیوکلاز در دایک‌های پلاژیوگرانییتی و گرانییتی بیشتر از توده‌های پلاژیوگرانییتی بوده که خود حاکی از تبلور تفریقی بیشتر دایک‌های پلاژیوگرانییتی و گرانییتی در زمان تشکیل دارد. این تبلور تفریقی بیشتر در نمودارهای ژئوشیمیایی و همچنین سن-سنجی آنها نیز اثبات شده است (Ghasemi Siani et al., 2021b). U نسبت به Th با توجه به شعاع و بار یونی ترجیح بیشتری برای قرار گرفتن در ساختار کانی زیرکن دارد، بنابراین ضریب توزیع U در زیرکن بیشتر از Th است (جدول ۳). نمودارهای ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر شعاع یونی نمونه‌های مورد مطالعه (شکل ۳ تا ۸) نشان می‌دهند که ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل متناسب با سنگ‌های میزبان‌اند و بیشتر این است که عناصر نادر حاکی بررسی شده بیشتر در ساختار زیرکن جای گرفته‌اند تا اینکه به صورت میانبارهایی از کانی‌های دیگر در زیرکن بوده و یا حاصل فرایندهای هیدروترمالی باشند (Hoskin, 2005; Schaltegger, 2007; Nasdala et al., 2010). این موضوع نیز توسط نمودارهای ژئوشیمیایی زیرکن برای تفکیک فرایندهای ماگمایی و هیدروترمالی قبلاً تایید شده است (Ghasemi Siani et al., 2021b).

می‌گیرد و با استفاده از معادله ۱ و ۲، می‌توان فوگاسیته اکسیژن را بدست آورد (Smythe and Brennan, 2016). شعاع یونی برای عناصر نادر حاکی، Hf، Th و U از Shannon و همکاران (۱۹۷۶) گرفته شده است.

۵- دماسنجی

دمای تشکیل زیرکن نیز از رابطه ۳ محاسبه شده است (Ferry and Watson, 2007).

(رابطه ۲)

$$\ln[x_{Ce^{4+}}^{melt} / x_{Ce^{3+}}^{melt}] = 1/4 \ln fO_2 + 13136 (\pm 591) / T - 2.064 (\pm 0.011) NBO/T - 8.878 (\pm 0.112) \cdot xH_2O - 8.955 (\pm 0.091)$$

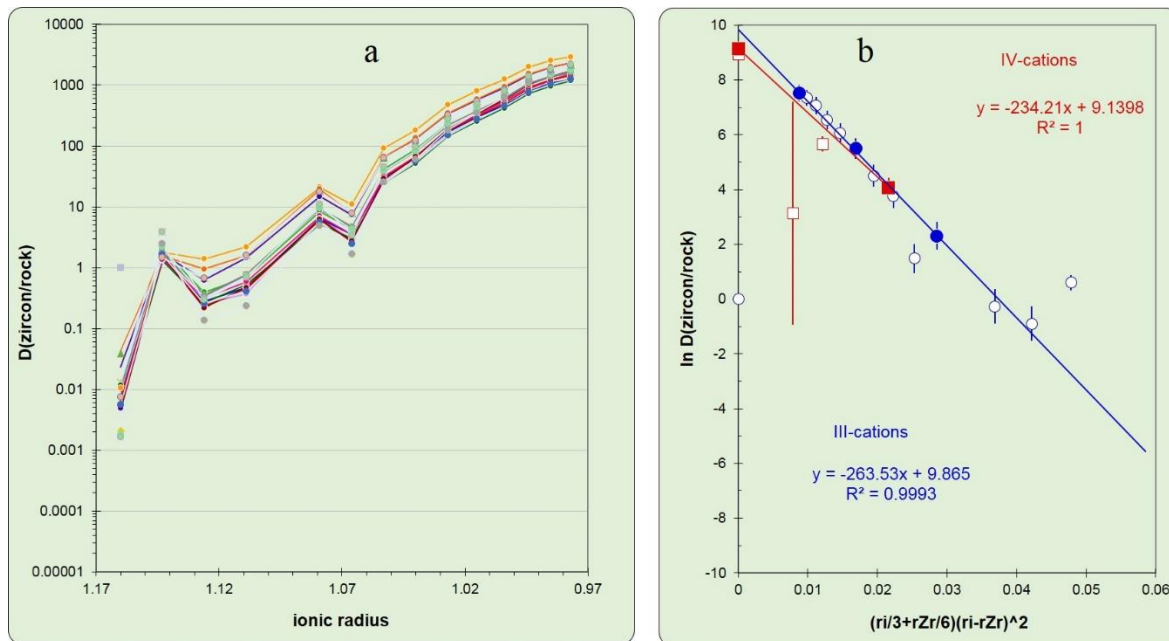
که در آن دما بر حسب درجه کلوین بوده و بر اساس مقدار تیتانیوم در زیرکن طبق معادله ۳ بدست می‌آید. NBO/T برابر سهم اکسیژن غیر اتصال به کاتیون‌های چهار ظرفیتی هماهنگ (Virgo et al., 1980) بوده که بر اساس پایه بدون آب محاسبه می‌شود. xH_2O نیز مقدار مول آب در مذاب و سنگ کل را نشان داده است.

(رابطه ۳)

$$\log(Ti_{zircon}) = (5.711 \pm 0.072) - 4800 \pm 86/T - \log aSiO_2 + \log aTiO_2$$

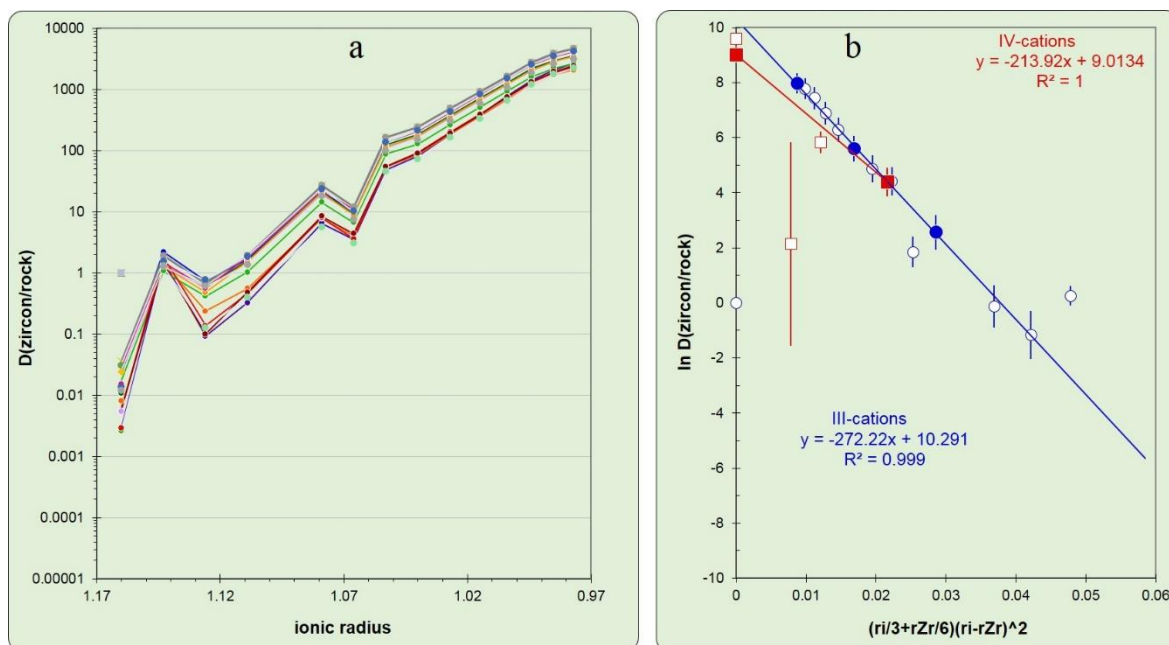
که در اینجا، Ti_{zircon} برابر محتوی تیتانیوم در زیرکن و T برابر دمای تشکیل بر اساس درجه کلوین می‌باشند.

نتایج ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل در نمونه‌های اسیدی منطقه درگز در جدول ۳ ارائه شده‌اند. نمودارهای ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر شعاع یونی و نمودار لگاریتم طبیعی ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر پارمتر شبکه کرنشی برای REE^{3+} و سری‌های چهار ظرفیتی مثل Th، Hf و U برای شش نمونه مطالعه شده در شکل‌های ۱ تا ۶ ارائه شده است. همانطور که از شکل‌ها مشخص است از LREE به سمت HREE، ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل به دلیل ترجیح بیشتر قرار گرفتن HREE در ساختار زیرکن افزایش نشان می‌دهد. عناصر LREE کمترین ضریب توزیع را دارند و به خصوص La که کمتر از ۰/۰۰۵ برابر این مقدار در سنگ کل است (جدول ۳). Ce بالاترین ضریب توزیع در بین عناصر LREE را دارد و آنومالی مثبت Ce در نمونه‌های اسیدی نشان دهنده شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن در زمان تشکیل این سنگ‌ها



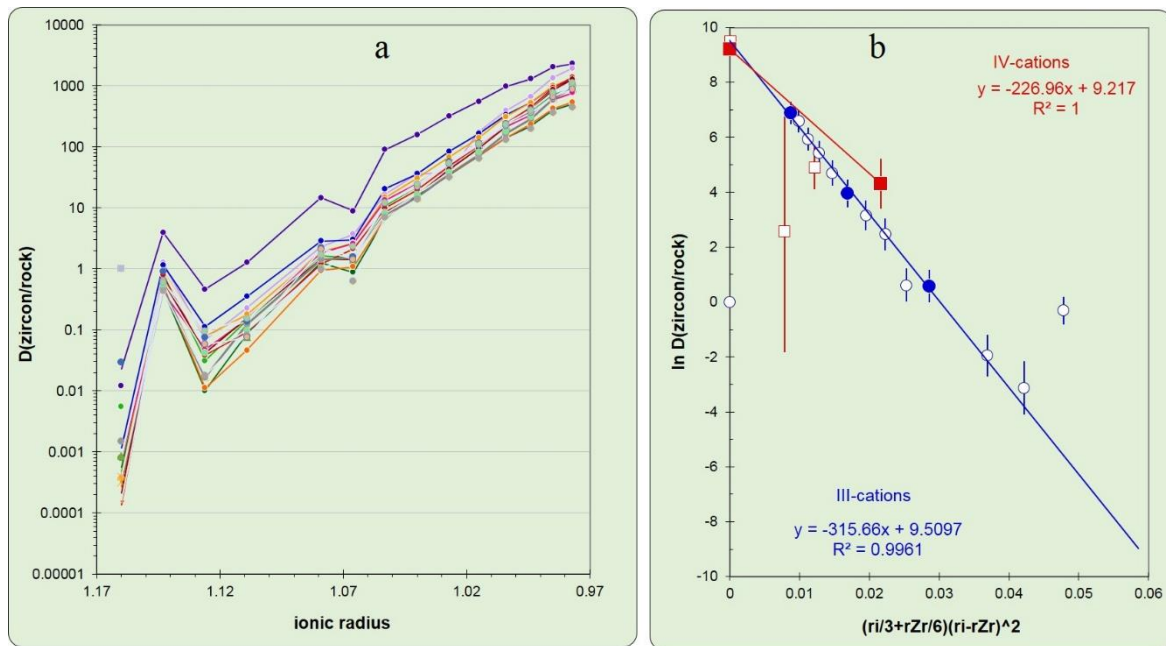
شکل ۳- (a) نمودار ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل عناصر REE در برابر شعاع یونی آنها و (b) نمودار لگاریتم طبیعی (\ln) ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر پارمتر شبکه کرنشی برای REE^{3+} در نمونه دایک پلاژیوگرانیته (نمونه 1090-17).

Fig. 3. (a) REEs zircon/rock partition coefficients ($D(\text{zircon/rock})$) versus their ionic radiuses, and (b) $\ln D(\text{zircon/rock})$ versus lattice-strain parameter for REE^{3+} in the plagiogranite dike (1090-17 sample).



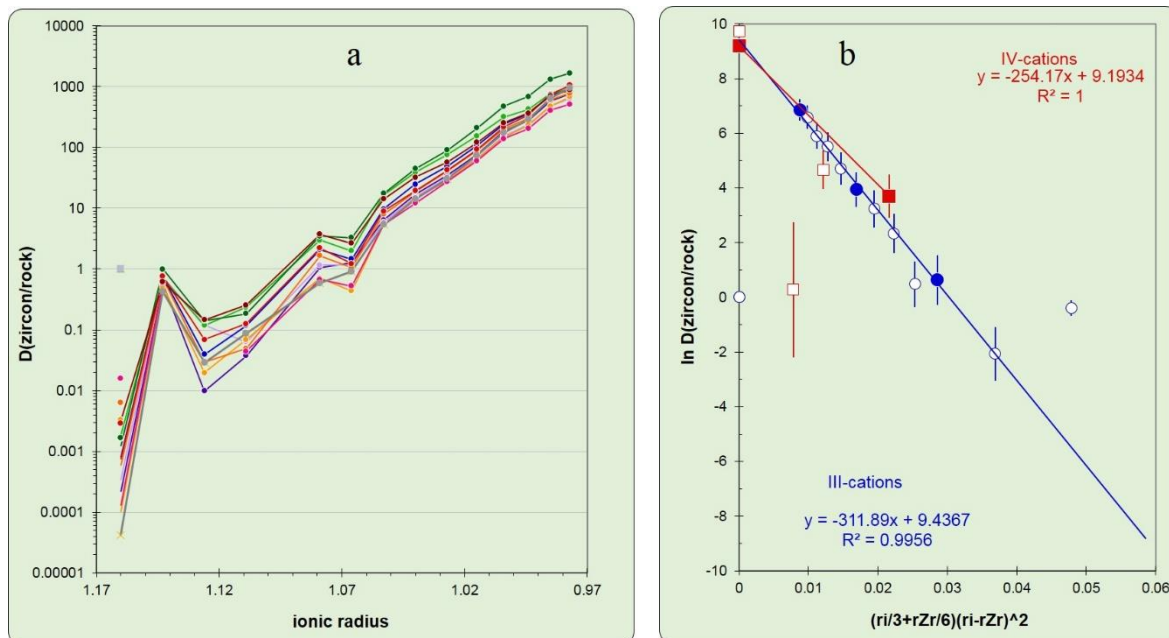
شکل ۴- (a) نمودار ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل عناصر REE در برابر شعاع یونی آنها و (b) نمودار لگاریتم طبیعی (\ln) ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر پارمتر شبکه کرنشی برای REE^{3+} در نمونه دایک پلاژیوگرانیته (نمونه 1090-22).

Fig. 4. (a) REEs zircon/rock partition coefficients ($D(\text{zircon/rock})$) versus their ionic radiuses, and (b) $\ln D(\text{zircon/rock})$ versus lattice-strain parameter for REE^{3+} in the plagiogranite dike (1090-22 sample).



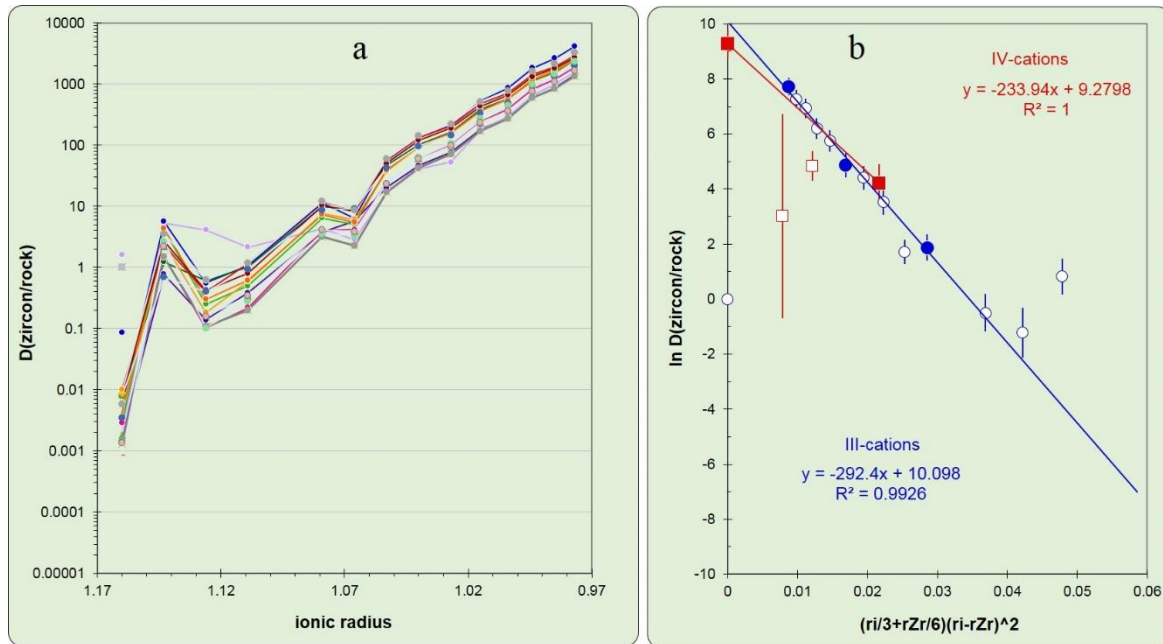
شکل ۵- (a) نمودار ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل عناصر REE در برابر شعاع یونی آنها و (b) نمودار لگاریتم طبیعی (\ln) ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر پارمتر شبکه کرنشی برای REE^{3+} در نمونه توده پلاژیوگرانیته (نمونه 1090-20).

Fig. 5. (a) REEs zircon/rock partition coefficients ($D(\text{zircon/rock})$) versus their ionic radii, and (b) $\ln D(\text{zircon/rock})$ versus lattice-strain parameter for REE^{3+} in the plagiogranite intrusion (1090-20 sample).



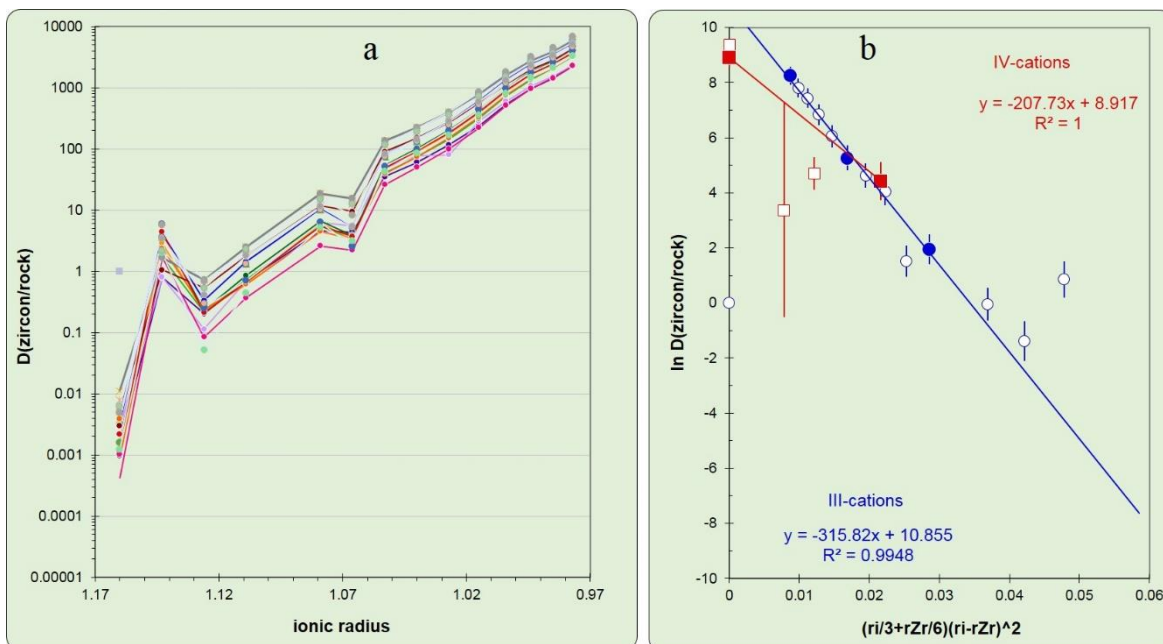
شکل ۶- (a) نمودار ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل عناصر REE در برابر شعاع یونی آنها، (b) نمودار لگاریتم طبیعی (\ln) ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر پارمتر شبکه کرنشی برای REE^{3+} در نمونه توده پلاژیوگرانیته (نمونه 1090-21).

Fig. 6. (a) REEs zircon/rock partition coefficients ($D(\text{zircon/rock})$) versus their ionic radii, and (b) $\ln D(\text{zircon/rock})$ versus lattice-strain parameter for REE^{3+} in the plagiogranite intrusion (1090-21 sample).



شکل ۷- (a) نمودار ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل عناصر REE در برابر شعاع یونی آنها، (b) نمودار لگاریتم طبیعی (\ln) ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر پارمتر شبکه کرنشی برای REE^{3+} در نمونه دایک گرانیتی (نمونه 1090-18).

Fig. 7. (a) REEs zircon/rock partition coefficients ($D(\text{zircon/rock})$) versus their ionic radii, and (b) $\ln D(\text{zircon/rock})$ versus lattice-strain parameter for REE^{3+} in the granite dike (1090-18 sample).



شکل ۸- (a) نمودار ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل عناصر REE در برابر شعاع یونی آنها، (b) نمودار لگاریتم طبیعی (\ln) ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل در برابر پارمتر شبکه کرنشی برای REE^{3+} در نمونه دایک گرانیتی (نمونه 1090-19).

Fig. 8. (a) REEs zircon/rock partition coefficients ($D(\text{zircon/rock})$) versus their ionic radii, and (b) $\ln D(\text{zircon/rock})$ versus lattice-strain parameter for REE^{3+} in the granite dike (1090-19 sample).

جدول ۱- میانگین هندسی (G) و ضریب واریانس (CV=انحراف معیار تقسیم بر میانگین) برای محتوی و نسبت^۲های عناصر فرعی (ppm) در بلورهای زیرکن نمونه‌های گرانیتوئیدی درگز.

Table. 1. Geometric mean (G) and variation coefficient (CV=standard deviation/mean) for trace element contents (in ppm) and their ratios in the studied zircon crystals from the Dar Gaz granitoid samples.

Sample	1090-17 (n=20)		1090-22 (n=18)		1090-20 (n=20)		1090-21 (n=15)		1090-18 (n=19)		1090-19 (n=21)	
	Plagiogranite dike				Plagiogranite intrusion				Granite dike			
	G	CV	G	CV	G	CV	G	CV	G	CV	G	CV
P (ppm)	2022.73	0.14	1838.85	0.18	1001.51	0.33	840.33	0.30	2099.80	1.37	2154.77	0.26
Ti	19.38	0.28	20.88	0.26	17.12	0.55	17.47	0.36	20.63	1.38	25.58	0.58
Y	7677.76	0.35	10180.40	0.37	2505.41	0.73	2399.25	0.80	8289.98	1.22	8724.29	0.38
Nb	6.51	0.40	6.75	0.46	2.53	1.02	1.87	0.37	7.06	1.21	5.93	0.57
La	0.02	1.36	0.04	0.95	0.05	2.03	0.03	1.44	0.06	2.30	0.03	1.01
Ce	27.59	0.33	32.43	0.29	13.91	0.88	11.03	0.34	29.93	1.28	24.73	0.60
Pr	0.29	0.73	0.45	0.61	0.06	1.37	0.08	1.43	0.43	2.16	0.35	0.65
Nd	6.15	0.63	9.93	0.57	1.32	1.29	1.30	1.40	7.97	1.26	8.03	0.59
Sm	18.17	0.52	25.94	0.50	3.98	1.26	3.56	1.22	20.14	1.17	22.47	0.54
Eu	3.89	0.55	5.66	0.46	1.57	0.79	1.53	1.03	4.45	1.27	5.06	0.64
Gd	133.05	0.47	191.34	0.44	31.70	1.19	30.10	1.16	145.52	1.23	165.31	0.50
Tb	54.10	0.42	75.46	0.42	12.93	1.07	12.71	1.07	58.02	1.22	64.62	0.46
Dy	707.70	0.40	973.01	0.40	182.71	0.95	178.91	0.97	758.65	1.22	828.36	0.43
Ho	298.41	0.38	396.83	0.39	82.35	0.83	79.71	0.86	316.41	1.23	340.34	0.40
Er	1320.46	0.35	1723.24	0.37	422.51	0.70	404.56	0.75	1421.53	1.22	1483.39	0.38
Tm	292.97	0.32	372.30	0.35	105.87	0.57	98.50	0.66	316.31	1.23	321.76	0.35
Yb	2587.09	0.30	3228.62	0.33	1169.01	0.48	1074.71	0.55	2790.02	1.25	2812.44	0.33
Lu	496.16	0.28	607.94	0.32	263.73	0.43	235.98	0.47	537.07	1.27	535.61	0.32
Hf	26814.02	0.09	26362.27	0.05	29277.48	0.07	28052.67	0.13	26677.43	1.20	25713.55	0.12
Ta	3.12	0.42	3.16	0.37	1.35	0.50	1.02	0.33	3.46	1.33	2.83	0.53
Th	129.96	0.35	177.53	0.43	138.08	0.93	106.07	0.93	157.21	1.42	134.04	0.58
U	258.45	0.29	307.42	0.30	270.76	0.75	206.91	0.79	294.36	1.46	235.51	0.50
Eu*	0.24	0.15	0.25	0.08	0.43	0.28	0.45	0.28	0.25	1.41	0.25	0.25
Ce*	72.52	0.79	56.46	0.80	74.43	1.23	64.75	0.37	36.82	1.23	50.72	0.73
Th/U	0.50	0.19	0.58	0.19	0.51	0.40	0.51	0.28	0.53	1.20	0.57	0.20

بدست آمده (فشار ۲/۵ کیلوبار؛ Ghasemi Siani and Ebrahimi Fard, 2021)، فشار نیز برای این پژوهش ۲ کیلوبار در نظر گرفته شده است. بر همین اساس دماهای بدست آمده برای دایک‌های پلاژیوگرانیته معادل ۷۵۴ تا ۹۵۵ (با میانگین ۸۶۹ درجه سانتیگراد)، برای توده‌های پلاژیوگرانیته ۷۰۷ تا ۹۸۱ (با میانگین ۸۵۶ درجه سانتیگراد) و برای دایک‌های گرانیته برابر ۷۷۳ تا ۱۰۴۶ (با میانگین ۸۹۰ درجه سانتیگراد) درجه سانتیگراد است (جدول ۴). جهت انتخاب محدوده دما و فشار مناسب، نتایج به دست آمده به صورت نمودارهای هیستوگرامی ارائه می‌شوند (شکل ۹). در این نمودارها، بیشترین فراوانی در دماهای ۸۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد مشاهده شده است (شکل ۹ a). این دمای تشکیل کمتر از دماهای تشکیل

به دلیل عدم وجود روتیل در نمونه‌های برداشت شده و همچنین وجود ایلمنیت و مگنتیت مقدار فعالیت TiO_2 (a_{TiO_2}) کمتر از یک و بیشتر از ۰/۵ باید در نظر گرفته شود (Ferry and Watson, 2007). در این پژوهش مقدار a_{TiO_2} برابر ۰/۷ در نظر گرفته شده است. با توجه به وجود کوارتز مقدار a_{SiO_2} نیز برابر با یک در نظر گرفته شده است (Ferry and Watson, 2007). با توجه به اینکه زیرکن‌های با منشأ پوسته اقیانوسی (Ferry and Watson, 2007) در فشارهای کمتر از ۱۰ کیلوبار تشکیل می‌شوند و از طرفی ذوب بخشی که باعث تشکیل سنگ‌های اسیدی شده در فشارهای کمتر از ۵ کیلوبار رخ می‌دهد (Gerlach et al., 1981)، و همچنین فشارسنجی که توسط ترکیب شیمی کانی‌های سیلیکاته سنگ‌های گابرویی

تشکیل شده‌اند. هیستوگرام ΔFMQ نمونه‌های اسیدی مورد مطالعه در شکل ۹ b ارائه شده است. دو نمونه از توده‌های پلاژیوگرانیته دارای ΔFMQ در بازه ۲/۱۶ تا ۱۰/۶ (با میانگین ۶/۳۶) و ۰/۰۶- تا ۱۰/۹۱ (با میانگین ۶/۳۷) هستند که نشان دهنده شرایط اکسیدان بیشتر در زمان تشکیل است. دایک‌های گرانیته دارای ΔFMQ در بازه ۰/۸۵- تا ۸/۳۷ (با میانگین ۴/۷۲) و ۰/۳۴ تا ۸/۵۸ (با میانگین ۴/۷۷) هستند، در حالی که دایک‌های پلاژیوگرانیته دارای کمترین ΔFMQ در بازه ۲/۱۴- تا ۶/۲۳ (با میانگین ۱/۸۷) و ۳/۱۲- تا ۴/۸۱ (با میانگین ۰/۳۰) هستند. مقادیر ΔNNO و ΔHM نیز برای مقایسه در جدول ۴ ارائه شده است.

گابروئیدهای میزبان خود است (دمای ۶۹۸ تا ۱۲۳۹ درجه سانتی‌گراد بر اساس دماسنجی پیروکسن‌ها و دماهای ۸۸۸ تا ۱۰۱۰ بر اساس دماسنجی پلاژیوکلاز و پلاژیوکلاز - هورنلند) (Ghasemi Siani and Ebrahimi Fard, 2021). مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} در توده‌های پلاژیوگرانیته (با میانگین ۹۱/۹۹ و ۱۱۳/۲۹) بیشتر از دایک‌های پلاژیوگرانیته (با میانگین ۳۲/۵۷ و ۱۸/۷۲) و گرانیته (با میانگین ۶۰/۵۲ و ۶۱/۴۱) است (جدول ۴). این مقادیر نشان می‌دهد که توده‌های پلاژیوگرانیته (میانگین فوگاسیته اکسیژن ۶/۹۷- و ۶/۶۷-) و گرانیته (با میانگین ۷/۹۶- و ۷/۵۱-) در فوگاسیته بالاتر اکسیژن نسبت به دایک‌های پلاژیوگرانیته (با میانگین ۱۱/۱۵- و ۱۲/۴۹-) هستند.

جدول ۲- نتایج آنالیز شیمی سنگ کل نمونه‌های گرانیته‌ای منطقه درگز. نمونه‌های ۱۰۹۰-۱۷ و ۱۰۹۰-۲۲ برای دایک‌های پلاژیوگرانیته، ۱۰۹۰-۲۰ و ۱۰۹۰-۲۱ برای توده‌های پلاژیوگرانیته و ۱۰۹۰-۱۸ و ۱۰۹۰-۱۹ برای دایک‌های گرانیته هستند.

Table. 2. The results of the whole-rock chemical analyses for the Dar Gaz granitoid samples. 1090-17 and 1090-22 are from plagiogranite dikes, 1090-20 and 1090-21 are from plagiogranite intrusions and 1090-18 and 1090-19 are from granite dikes.

Samples	1090-17	1090-22	1090-20	1090-21	1090-18	1090-19
SiO ₂ wt. %	69.23	69.68	59.74	60.71	75.59	76.26
Al ₂ O ₃	0.26	0.43	0.48	0.48	0.13	0.06
TiO ₂	15.05	13.02	17.28	15.80	11.50	13.16
FeOT	4.10	4.70	3.91	6.20	0.50	0.80
MnO	0.01	0.03	0.09	0.01	0.07	0.01
MgO	0.55	1.36	3.60	3.90	0.22	0.23
CaO	3.76	3.76	8.18	6.61	1.70	0.64
Na ₂ O	7.11	5.83	4.50	4.20	3.47	3.80
K ₂ O	0.21	0.25	0.20	0.25	5.60	3.82
P ₂ P ₅	0.01	0.01	0.07	0.12	0.02	0.10
La (ppm)	7.50	5.20	10.10	9.2	13.20	13.30
Ce	15.10	25.00	18.95	16.25	13.20	10.50
Pr	0.70	1.45	1.34	1.14	1.48	1.42
Nd	8.00	11.20	9.25	10.34	13.20	8.40
Sm	1.80	2.00	2.20	1.89	3.10	3.20
Eu	0.88	0.89	0.85	0.95	0.80	1.10
Gd	3.10	2.30	2.68	2.89	4.30	2.90
Tb	0.60	0.58	0.55	0.50	0.71	0.63
Dy	2.90	3.60	3.35	3.48	5.70	4.16
Ho	0.70	0.75	0.75	0.72	1.00	0.80
Er	1.90	1.76	1.84	1.63	2.90	1.58
Tm	0.25	0.22	0.28	0.27	0.31	0.19
Yb	1.67	1.35	1.62	1.48	1.93	1.14
Lu	0.27	0.21	0.27	0.25	0.24	0.14
Hf	3.50	1.80	2.2	1.65	1.10	2.20
Th	2.20	2.20	1.85	2.62	2.30	1.60
U	1.50	0.90	2.01	1.94	2.34	2.15
Zr	50.20	71.50	55.50	53.15	62.20	84.12

جدول ۳- میانگین ضرایب توزیع عناصر نادرخاکی زیرکن/سنگ کل در بلورهای زیرکن نمونه‌های گرانیتوئیدی درگز. نمونه‌های 1090-17 و 1090- و 22 برای دایک‌های پلاژیوگرانیت، 1090-20 و 1090-21 برای توده‌های پلاژیوگرانیت و 1090-18 و 1090-19 برای دایک‌های گرانیت هستند.

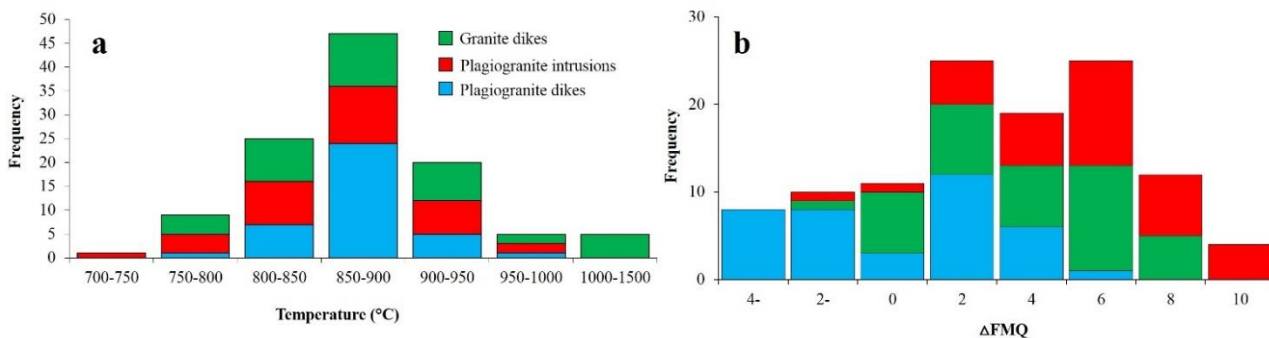
Table. 3. The averages of zircon/rock partition coefficients for REEs in zircon grains from the Dar Gaz granitoid samples. 1090-17 and 1090-22 are from plagiogranite dikes, 1090-20 and 1090-21 are from plagiogranite intrusions and 1090-18 and 1090-19 are from granite dikes.

Samples	1090-17	1090-22	1090-20	1090-21	1090-18	1090-19
La	0.002	0.005	0.003	0.002	0.004	0.002
Ce	1.827	1.297	0.734	0.678	2.268	2.355
Pr	0.409	0.312	0.044	0.044	0.294	0.249
Nd	0.769	0.887	0.143	0.126	0.603	0.956
Sm	10.092	12.968	1.810	1.881	6.498	7.021
Eu	4.422	6.357	1.851	1.614	5.558	4.598
Gd	42.918	83.189	11.829	10.416	33.841	57.005
Tb	90.165	130.099	23.518	25.411	81.718	102.568
Dy	244.034	270.280	52.420	51.412	131.280	193.737
Ho	426.298	529.112	109.806	110.709	316.410	425.428
Er	694.981	979.115	229.626	248.194	490.183	938.854
Tm	1171.870	1692.267	378.122	364.832	1020.350	1693.475
Yb	1549.155	2391.567	721.609	726.157	1445.608	2467.054
Lu	1837.614	2894.959	976.769	943.923	2237.796	3825.805
Hf	7661.147	14645.708	13307.945	17001.620	24252.207	11687.977
Zr	9880.478	6937.063	8936.937	9332.079	7974.277	5896.339
U	287.165	341.574	134.708	106.653	125.793	109.537
Th	59.073	80.693	74.639	40.485	68.353	83.773

جدول ۴- مقادیر کمینه، بیشینه و میانگین دما، نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} و انواع فوگاسیته محاسبه شده در بلورهای زیرکن نمونه‌های گرانیتوئیدی درگز. نمونه‌های 1090-17 و 1090-22 برای دایک‌های پلاژیوگرانیت، 1090-20 و 1090-21 برای توده‌های پلاژیوگرانیت و 1090-18 و 1090-19 برای دایک‌های گرانیت هستند.

Table. 4. Minimum, maximum and average of calculated Ti-in zircon temperature, Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios and oxygen fugacity types in zircon grains from Dar Gaz granitoids samples. 1090-17 and 1090-22 are from plagiogranite dikes, 1090-20 and 1090-21 are from plagiogranite intrusions and 1090-18 and 1090-19 are from granite dikes.

Samples	1090-17	1090-22	1090-20	1090-21	1090-18	1090-19
T(C)-Ti	754.11	817.28	707.00	788.05	773.34	785.66
	914.53	955.36	981.34	924.05	1046.23	1033.80
	863.66	879.58	857.23	858.31	883.89	907.26
Ce^{4+}/Ce^{3+}	5.71	5.60	22.60	8.80	6.46	6.75
	139.10	55.87	208.05	229.81	149.05	211.68
(Ce/Ce*)D	32.57	18.72	91.99	113.29	60.52	61.41
	6.70	6.60	23.56	9.79	7.45	7.75
	139.76	56.80	208.93	230.63	149.82	212.12
$\log fO_2$ [T(C)-Ti]	33.49	19.70	92.94	114.22	61.43	62.27
	-14.75	-17.05	-14.36	-12.00	-13.15	-11.61
	-7.99	-7.96	-2.88	-1.84	-3.25	-4.31
ΔFMQ [T(C)-Ti]	-11.15	-12.49	-6.97	-6.67	-7.96	-7.51
	-2.14	-3.12	2.16	-0.06	-0.85	0.34
	6.23	4.81	10.20	10.92	8.37	8.58
ΔNNO [T(C)-Ti]	1.87	0.30	6.36	6.37	4.72	4.77
	-2.63	-3.64	1.57	-0.53	-1.31	-0.10
	5.67	4.30	9.70	10.43	7.90	8.04
ΔHM [T(C)-Ti]	1.37	-0.20	5.85	5.87	4.23	4.29
	-7.63	-8.66	-3.51	-5.52	-6.30	-5.07
	0.62	-0.72	4.69	5.42	2.91	3.00
	-3.64	-5.20	0.84	0.86	-0.77	-0.70



شکل ۹- (a) هیستوگرام دمای تشکیل زیرکن (بر اساس مقدار تیتانیوم در زیرکن، (b) هیستوگرام حالت اکسایش ماگما.

Fig. 9. (a) Histograms showing Ti-in-zircon temperatures, (b) Histograms of the magma oxidation states.

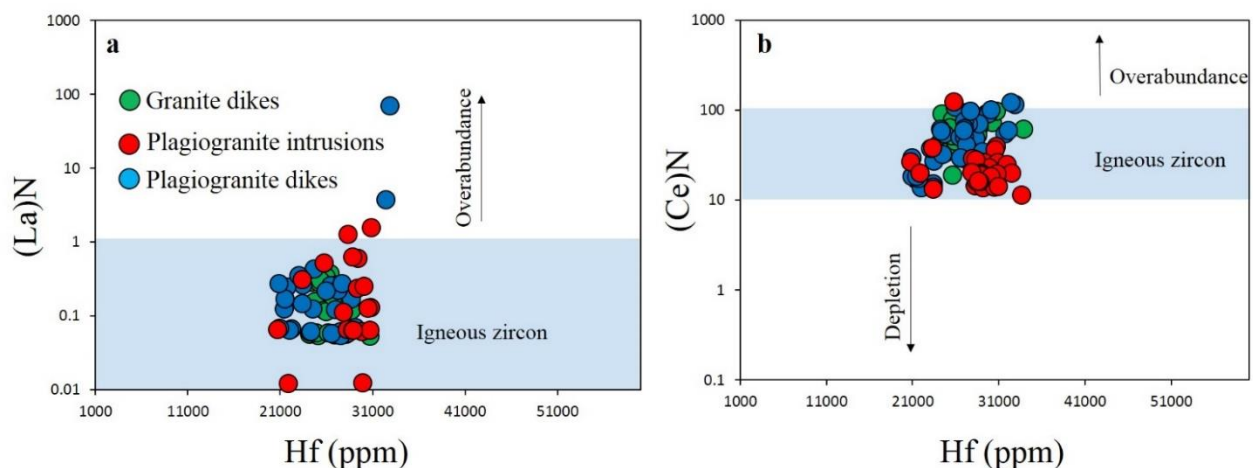
۶- بحث

بررسی بیشتر نقش فرایندهای هیدروترمالی و غنی‌شدگی LREE در نمونه‌های زیرکن از نمودارهای (La)N و (Ce)N در برابر محتوی Hf به ppm استفاده شد (El-Bialy and Ali, 2013). این نمودارها نشان داد که غنی‌شدگی و تهی‌شدگی LREE در نمونه‌های مورد مطالعه وجود ندارد و کاملاً سازگار بوده و نشان‌دهنده زیرکن‌های ماگمایی است (شکل ۱۰). همچنین قرار گرفتن بخش عمده نمونه‌ها در زیرکن‌های ماگمایی نشان می‌دهد که میانباری در زیرکن‌های مورد مطالعه مورد تجزیه قرار نگرفته است (به جز نمونه‌هایی که خارج از محدوده در شکل‌های a, b₁₀ که به احتمال فراوان حضور میانبار، نتایج تجزیه را تحت تاثیر قرار داده) و همچنین تحت تاثیر فرایندهای هیدروترمالی بعدی نیز قرار نگرفته است (El-Bialy and Ali, 2013). با توجه به اینکه مقدار Ce^{4+} در زیرکن‌های متبلور شده از ماگمای اولیه بیشتر وارد ساختمان زیرکن می‌شود (Belousova et al., 2002)، لذا مقادیر بالای Ce^{4+}/Ce^{3+} در نمونه‌های زیرکن مطالعه شده را می‌توان اینطور تفسیر کرد که متبلور شدن سنگ‌های اسیدی در مراحل اولیه تشکیل ماگما رخ داده است. این مقدار در توده‌های پلاژیوگرانیته (با میانگین ۹۱/۹۹ و ۱۱۳/۲۹) بیشتر از دایک-های پلاژیوگرانیته (با میانگین ۳۲/۵۷ و ۱۸/۷۲) و گرانیته (با میانگین ۶۰/۵۲ و ۶۱/۴۱) است که نشان دهنده تشکیل این سنگ‌ها در مرحله اول بوده و سپس دایک‌های پلاژیوگرانیته تشکیل شده است. مطالعات قبلی (Ghasemi Siani et al., 2021b) نیز نشان داد که مقدار Hf با کاهش دمای تشکیل در زیرکن، افزایش یافته که نشان دهنده تبلور تفریقی است (Grimes et al., 2009). همچنین کاهش مقادیر آنومالی Eu

نمودارهای ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل نشان داد، عناصر HREE تمایل بیشتری برای قرار گرفتن در شبکه ساختاری زیرکن دارند و روند منظم نمودار از LRRE به سمت HRRE نشان از سازگاری این ضریب توزیع بین زیرکن و سنگ کل دارد که می‌تواند تایید کننده ماگمایی بودن بلورهای زیرکن در این سنگ‌ها باشد. ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل توسط دمای اولیه مذاب ماگمای مادر که در آن زیرکن متبلور می‌شود، کنترل می‌شود (Nardi et al., 2013). شیمی زیرکن نشان داد که مقادیر Hf (با میانگین ۲/۶ درصد وزنی در دایک پلاژیوگرانیته و ۲/۵۵ درصد در توده‌های پلاژیوگرانیته و میانگین ۲/۸ درصد وزنی در دایک‌های گرانیته) و همچنین نسبت Zr/Hf (مقدار زیرکن ۴۹۶۰۰۰ ppm بر اساس Miller et al., 2003) در نظر گرفته شده است) در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که این زیرکن‌ها در مرحله اولیه ماگما متبلور شده‌اند و به عبارتی از نوع ماگمایی بوده و فرایندهای هیدروترمالی بعدی در تشکیل آنها نقشی نداشته است (Claiborne et al., 2006; Wang et al., 2010). اگر فرایندهای هیدروترمالی در تشکیل زیرکن‌ها نقش داشته باشند، بایستی عدم سازگاری توزیع عناصر نادر خاکی بین زیرکن و سنگ کل مشاهده شود، که ضریب توزیع سازگار و منظم زیرکن به سنگ کل (شکل‌های ۳ تا ۸) این فرضیه را رد کرده است. از طرفی تغییرات محتوی REE در زیرکن‌های ماگمایی که در مرحله اولیه تبلور ماگما تشکیل شده‌اند، ده برابر کمتر از زیرکن‌های مرحله نهایی تبلور ماگما می‌باشد (Wang et al., 2010; Nardi et al., 2013) که این امر در مورد نمونه‌های مورد مطالعه صدق می‌کند. برای

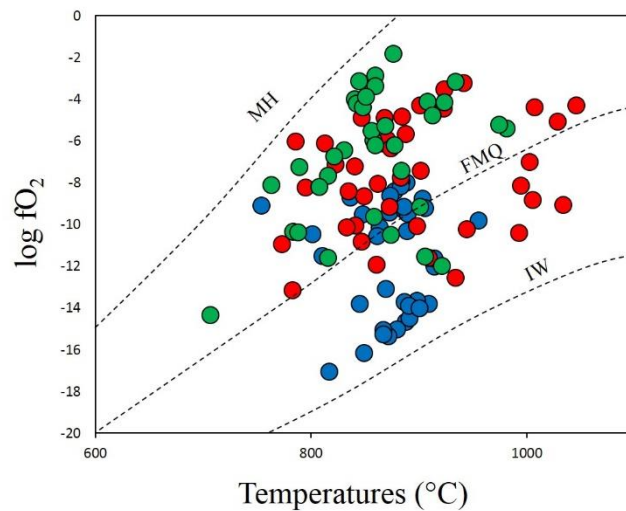
با افزایش Hf و کاهش Ti در بلورهای زیرکن از پلاژیوگرانیت توده‌ای به سمت دایک‌های گرانیتی (Ghasemi Siani et al., 2021b) نیز تایید کننده تفریق ماگمایی است. همانطور که مطالعات قبلی (Ghasemi Siani et al., 2021b) نیز نشان داد، دایک‌های پلاژیوگرانیتی دارای سن 126.4 ± 1.7 و 126.0 ± 1.3 میلیون سال بوده، درحالی‌که توده‌های پلاژیوگرانیتی (کوارتز دیوریت و تونالیت) در زمان 130.8 ± 1.8 و 128.5 ± 1.3 میلیون سال تشکیل شده‌اند. مطالعات قبلی انجام شده (Ghasemi Siani et al., 2021a, b) و تفاوت سنی ۲ تا ۴ میلیون سال نشان می‌دهد که توده‌های پلاژیوگرانیتی از ذوب بخشی گابروئیدها حاصل شده و دایک‌های پلاژیوگرانیتی با درجه تفریق بیشتر، مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} کمتر دارند که تشکیل آنها بعد از جایگیری توده‌های پلاژیوگرانیتی و از همان مذاب تشکیل شده منتها با تفریق بیشتر. مقدار آنومالی منفی بیشتر Eu^* نیز تایید کننده آن است. تعیین سن دایک‌های گرانیتی، سن 123.3 ± 1.9 و 123.0 ± 1.7 میلیون سال را نشان داده است. با توجه به اینکه دایک‌های گرانیتی مقدار بالا بودن مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} است

با افزایش Hf و کاهش Ti در بلورهای زیرکن از پلاژیوگرانیت توده‌ای به سمت دایک‌های گرانیتی (Ghasemi Siani et al., 2021b) نیز تایید کننده تفریق ماگمایی است. همانطور که مطالعات قبلی (Ghasemi Siani et al., 2021b) نیز نشان داد، دایک‌های پلاژیوگرانیتی دارای سن 126.4 ± 1.7 و 126.0 ± 1.3 میلیون سال بوده، درحالی‌که توده‌های پلاژیوگرانیتی (کوارتز دیوریت و تونالیت) در زمان 130.8 ± 1.8 و 128.5 ± 1.3 میلیون سال تشکیل شده‌اند. مطالعات قبلی انجام شده (Ghasemi Siani et al., 2021a, b) و تفاوت سنی ۲ تا ۴ میلیون سال نشان می‌دهد که توده‌های پلاژیوگرانیتی از ذوب بخشی گابروئیدها حاصل شده و دایک‌های پلاژیوگرانیتی با درجه تفریق بیشتر، مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} کمتر دارند که تشکیل آنها بعد از جایگیری توده‌های پلاژیوگرانیتی و از همان مذاب تشکیل شده منتها با تفریق بیشتر. مقدار آنومالی منفی بیشتر Eu^* نیز تایید کننده آن است. تعیین سن دایک‌های گرانیتی، سن 123.3 ± 1.9 و 123.0 ± 1.7 میلیون سال را نشان داده است. با توجه به اینکه دایک‌های گرانیتی مقدار



شکل ۱۰- (a) نمودار (La)_N در برابر محتوی Hf، (b) نمودار (Ce)_N در برابر محتوی Hf (گرم در تن) برای نشان دادن مقادیر غنی‌شدگی LREE در نمونه‌های زیرکن مطالعه شده (El-Bialy and Ali, 2013).

Fig. 10. (a) (La)_N versus Hf content (ppm), (b) (Ce)_N versus Hf content (ppm) showing overabundance of LREE in the studied zircon samples (El-Bialy and Ali, 2013).



شکل ۱۱- مقادیر فوگاسیته اکسیژن در برابر دماهای بدست آمده که بر اساس مقدار تیتانیوم در زیرکن بدست آمده است (Ferry and Watson, 2007).

Fig. 11. Values of $\log fO_2$ versus temperatures were calculated using zircon Ti contents (Ferry and Watson, 2007).

۷- نتیجه گیری

توده‌های پلاژیوگرانیته در مراحل ابتدایی از ذوب بخشی گابروئیدها حاصل شده و دایک‌های پلاژیوگرانیته با درجه تفریق بیشتر دارای مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} کمتر بوده و ۲ تا ۴ میلیون سال بعد از توده‌های پلاژیوگرانیته تشکیل شده است. گرانیته مقدار Ce^{4+}/Ce^{3+} بالاتری نسبت به دایک‌های پلاژیوگرانیته دارند که نشان دهنده منشأ متفاوت آنها است. مقایسه مقادیر دما و فوگاسیته بالای اکسیژن به دست آمده برای سنگ‌های گابروئیدی و کانه‌های ایلمنیت و تیتانومگنتیت منطقه درگز، نشان دهنده شرایط اکسیدان در پیدایش این سنگ‌ها به همراه کانه‌زایی همزادی (ارتوماگمایی) اکسید آهن- تیتانیوم در حین سرد شدن و تفریق ماگما و شکل‌گیری این توده‌ها است. بنابراین واحد فروگابرو غنی از تیتان و آهن با سایر واحدهای گابرویی منطقه مورد مطالعه همزاد بوده و فقط در اثر فرآیند تفریق ماگمایی و متعاقباً ذوب بخشی گابروها، اکسیدهای مگنتیت و ایلمنیت فراوان تشکیل شده است.

نتایج ضریب توزیع زیرکن به سنگ کل نشان داد که شباهتی بین زیرکن و سنگ کل در همه نمونه مشاهده شده و یک افزایش منظم از سمت ضریب توزیع LREE در زیرکن به سنگ کل به سمت HREE در زیرکن به سنگ کل مشاهده شده است. همچنین هیچ تهی‌شدگی و یا غنی‌شدگی غیر عادی در LREEها مشاهده نشده است. این نتایج به همراه مقادیر هافنیم و Zr/Hf همگی نشان می‌دهد که زیرکن‌های سنگ‌های اسیدی ماگمایی بوده و فرایندهای هیدروترمالی و دگرگونی بعدی روی آنها نقش نداشته است. محتوی بالای Ce^{4+}/Ce^{3+} دیگر شاهدهی است که نشان می‌دهد متبلور شدن سنگ‌های اسیدی در مراحل اولیه تفریق ماگمایی رخ داده و کاهش مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} از توده پلاژیوگرانیته به سمت دایک پلاژیوگرانیته با کاهش فوگاسیته اکسیژن و ΔFMQ به دلیل این بوده که

مراجع

- Arvin, M., Babaei, A.A., Ghadami, Gh, Dargahi, S., Shakerardekani, A.R., 2005. The origin of the Kahnuj ophiolitic complex, SE of Iran: Constraints from whole rock and mineral chemistry of the Bande-Zeyarat gabbroic complex. *Ofioliti* 30 (2), 1–14. <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v30i1.236>
- Ballard, J.R., Palin, M.J., 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. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 144, 347–364. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0402-5>

- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2006. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids. *Journal of Petrology* 47, 329–353. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi077>
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I.I., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 143, 602–622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Blundy, J.D., Wood, B.J., 1994. Prediction of crystal-melt partition coefficients from elastic moduli. *Nature* 372, 452–454. <https://doi.org/10.1038/372452a0>
- Cabral, A.R., Zeh, A., 2015. Detrital zircon without detritus: a result of 496 Ma-old fluid–rock interaction during the gold-lode formation of Passagem, Minas Gerais, Brazil. *Lithos* 212–215, 415–427. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.10.011>
- Carmichael, I.S.E., 1991. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions? *Contribution to Mineralogy and Petrology* 106, 129–141. <https://doi.org/10.1007/BF00306429>
- Claiborne, L.L., Miller, C.F., Walker, B.A., Wooden, J.L., Mazdab, F.K., Bea, F., 2006. Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: an example from the Spirit Mountain batholith, Nevada. *Mineralogy Magazine* 70, 517–543. <https://doi.org/10.1180/0026461067050348>
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. *Review in Mineralogy and Geochemistry* 53, 469–500. <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Dorani, M., Arvin, M., Oberhansli, R., Dargahi, S., 2017. P-T evolution of metapelites from the Bajgan complex in the Makran accretionary prism, southeastern Iran. *Chemie der Erde* 77, 459–475. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.07.004>
- El-Bialy, M.Z., 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. <https://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, 429–437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Gerlach, D.C., Leeman, W.P., Avé Lallemand, H.G., 1981. Petrology and geochemistry of plagiogranite in the Canyon Mountain ophiolite, Oregon. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 77, 82–92. <https://doi.org/10.1007/BF01161505>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, M., Karimi Shahraki, B., Khierabadi, A., 2018. Geology, petrography and geochemistry of ultramafic-mafic rocks and associated mineralization at Dar Gaz anomaly (Kahnouj Ophiolitic Complex), Iranian journal of Petrology 34, 139–162. (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22108/ijp.2018.111638.1089>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, M., Neubauer, F., Cao, Sh., 2021b. Trace element geochemistry of zircons from the Kahnouj ophiolite: Implications for petrogenesis and geodynamic setting. *Arabian Journal of Geosciences* 14, 1377. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07575-5>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, M., Neubauer, F., Cao, Sh., Lentz, D.R., 2021a. Geochronology, geochemistry, and origin of plagiogranitic rocks and related granitic dikes in the Dar Gaz district, Kahnouj ophiolite complex, SE Iran: Analysis of their petrogenesis in a back-arc tectonic setting. *Lithos* 380–381. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105832>
- Ghasemi Siani, M., Ebrahimi Fard, H., 2021. Geothermobarometry of Fe-Ti hosted gabbroid rocks in the Dar Gaz district (Kahnouj Ophiolitic Complex). *Journal of Economic Geology* <https://doi.org/10.22067/econg.2021.69934.1016>
- Ghazi, A.M., Hassaniapak, A.A., Mahoney, J.J., Duncan, R.A., 2004. Geochemical characteristics, ^{40}Ar – ^{39}Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran. *Tectonophysics* 393, 175–196. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.035>
- Grimes, C.B., John, B.E., Cheadle, M.J., Mazdab, F.K., Wooden, J.L., Swapp, S., Schwartz, J.J., 2009. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean

- lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158, 757–783. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0409-2>
- Harrison, T.M., Watson, E.B., Aikman, A.B., 2007. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks. *Geology* 35, 635–638. <https://doi.org/10.1130/G23505A.1>
- Hassanipak, A.A., Ghazi, A.M., Wampler, J.M., 1996. Rare earth element characteristics and K-Ar ages of the Band Ziarat ophiolite complex, southeastern Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 33, 1534–1542. <https://doi.org/10.1139/e96-116>
- Hofmann, A.E., Baker, M.B., 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, 1057. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1057-8>
- Hoskin, P.W.O., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 637–648. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>
- Kananian, A., 2001. Petrology and geochemistry of Kahnuj ophiolitic complex. Ph.D Thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, 252p (in Persian).
- Kananian, A., Juteau, T., Bellon, H., Darvishzadeh, A., Sabzehi, M., Whitechurch, H., Ricou, L.E., 2001. The ophiolite massif of Kahnuj (western Makran, southern Iran): new geological and geochronological data. *Earth and Planetary Sciences*, 332, 543–552. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01574-9](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01574-9)
- Karimi Shahraki, B., Ghasemi Siani, M., Golizadeh, K., 2019. Fe-Ti oxide minerals geothermometry and oxygen fugacity at the Dar Gaz anomaly, Kahnuj, *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 5, 79–98. (in Persian with English abstract).
- Li, W.K., Cheng, Y.Q., Yang, Z.M., 2019. Geo-fO₂: Integrated Software for Analysis of Magmatic Oxygen Fugacity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20. <https://doi.org/10.1029/2019GC008273>
- McCall, G.J.H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of the southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 15, 517–531. [https://doi.org/10.1016/S0743-9547\(97\)00032-9](https://doi.org/10.1016/S0743-9547(97)00032-9)
- Miller, C.F., McDowell, S.M., Mapes, R.W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* 31, 529–532. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2)
- Nardi, L.V.S., Formoso, M.L.L., Müller, I.F., Fontana, E., Jarvis, K., Lamarão, C., 2013. Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chemical Geology* 335, 1–7. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.10.043>
- Nasdala, L., Hanchar, J.M., Rhede, D., Kennedy, A.K., Váczi, T., 2010. Retention of uranium in complexly altered zircon: an example from Bancroft, Ontario. *Chemical Geology* 269, 290–300. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.10.004>
- Pettke, T., Audetat, A., Schaltegger, U., Heinrich, C.A., 2005. Magmatic-to hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized mole granite (NSW, Australia) –part II: evolving zircon and thorite trace element chemistry. *Chemical Geology* 220, 191–213. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.02.017>
- Rubatto, D., Hermann, J., 2007. Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. *Chemical Geology* 241, 38–61. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.01.027>
- Schaltegger, U., 2007. Hydrothermal zircon. *Elements* 3, 51. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.51>
- Shannon, R.D., 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of inter-atomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica Section B: Structural Science, Crystal Engineering and Materials* 32, 751–767. <https://doi.org/10.1107/S0567739476001551>
- Smythe, D.J., Brenan, J.M., 2016. Magmatic oxygen fugacity estimated using zircon-melt partitioning of cerium. *Earth and Planetary Science Letters* 453, 260–266. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.08.013>
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

- Trail, D., Watson, E.B., 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., 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>
- Virgo, D., Mysen, B.O., Kushiro, I., 1980. Anionic constitution of 1-atmosphere silicate melts: implications for the structure of igneous melts. *Science* 20, 1371–1373. <https://www.jstor.org/stable/1684073>
- Wang, X., Griffin, W.L., Chen, J., 2010. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons. *Geochemical Journal* 44, 65–72. <https://doi.org/10.2343/geochemj.1.0043>
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 151, 413–433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>
- Zeh, A., Gerdes, A., Will, T.M., Frimmel, H.E., 2010. Hafnium isotope homogenization during metamorphic zircon growth in amphibolite-facies rocks: examples from the Shackleton Range (Antarctica). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 4740–4758. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.05.016>